

ВУЛКАНИЗМ НЕМБОНДИНСКОГО ПРОГИБА (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА): ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

*А.Л. Коновалов¹, Е.В. Старикова¹, А.В. Черкашин¹, А.М. Гагиева², В.В. Акинин²,
Т.Н. Сурин¹*

¹*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. академика А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия; e-mail: Aleksandr_Kononov@karpinskyinstitute.ru*

²*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Россия*

Поступила в редакцию 17 августа 2025 г.

В Нембондинском вулканическом прогибе на Чукотке установлено не менее трех магматических событий. Раннеаптское событие (ильгувеевская толща преимущественно андезибазальт-андезитовых вулканитов с возрастом от 123 ± 1 до 120 ± 2 млн лет) следует сразу за закрытием Южно-Аннуйской сутурной зоны (ЮАЗ) и субсинхронно формированию Тытыльвеевского вулкано-плутонического пояса к северу от ЮАЗ. Во второе, позднеаптско-раннеальбское магматическое событие была сформирована дацит-риолитовая дигривеевская толща (U-Pb возраст по циркону от 118 ± 1 до 112 ± 1 млн лет), которая также синхронна Тытыльвеевскому поясу. Заключительный альбский этап вулканизма запечатлен формированием преимущественно трахиандезибазальт-трахиандезитовой теленеутской толщи вулканитов с возрастом от 108 ± 1 до 99 ± 1.5 млн лет, относящейся к раннему этапу вулканизма в Анадырском секторе ОЧВП. Геохимические особенности изученных известково-щелочных вулканитов позволяют интерпретировать их геодинамическую обстановку как синсдвиговую (ранние этапы) и надсубдукционную (поздние этапы).

Ключевые слова: меловой вулканизм, U-Pb геохронология, геохимия, стратиграфия, Нембондинский вулканический прогиб, Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс, Западная Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

Меловая тектоно-магматическая активность на Северо-Востоке Евразийского континента привела к формированию здесь вулканических и плутонических комплексов надсубдукционной природы, большая часть которых принадлежит Охотско-Чукотскому вулкано-плутоническому поясу (ОЧВП) – крупнейшей магматической провинции в мезозойской истории северо-восточного региона России [1, 3, 7–9, 20, 29, 42, 47]. Альб-кампанские структурно-вещественные комплексы Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (ОЧВП) перекрывают Кони-Мургальскую (Удско-Мургальскую) дуговую систему [28] и несогласно залегают на мезозоидах, представленных здесь восточными ветвями тектонических структур Верхояно-Чукотской складчатой области: Алазейско-Олойской складчатой системы (Олойская зона), Индигиро-Колымской и Яно-Колымской складчатых систем с Омолонским кратонным блоком (массивом), а также Аннуйско-Чукотской

складчатой системой, отделяемой Южно-Аннуйской сутурной зоной (рис. 1).

Согласно геодинамическим и палеотектоническим реконструкциям [29, 30, 38], в поздней юре–раннем мелу северо-восточная (в современных координатах) окраина Евразийского континента обрамлялась Олойской дугой или Олойским вулканическим поясом [11, 23, 35]. От типичной активной континентальной окраины она отличается главным образом субаквальными условиями формирования [11]. На современных схемах тектонического районирования фигурирует как Олойская тектоническая зона, сформировавшаяся окончательно в конце неокома в результате столкновения Чукотского микроконтинента с активной окраиной Сибирского континента [17, 27, 28].

В составе ОЧВП различаются продольные внешняя и внутренняя зоны [8]. Зональность внешней зоны и деление ее на секторы (или сегменты) – Анадырский, Охотский и др., связывается с гетерогенностью структур складчатого основания, оказываю-

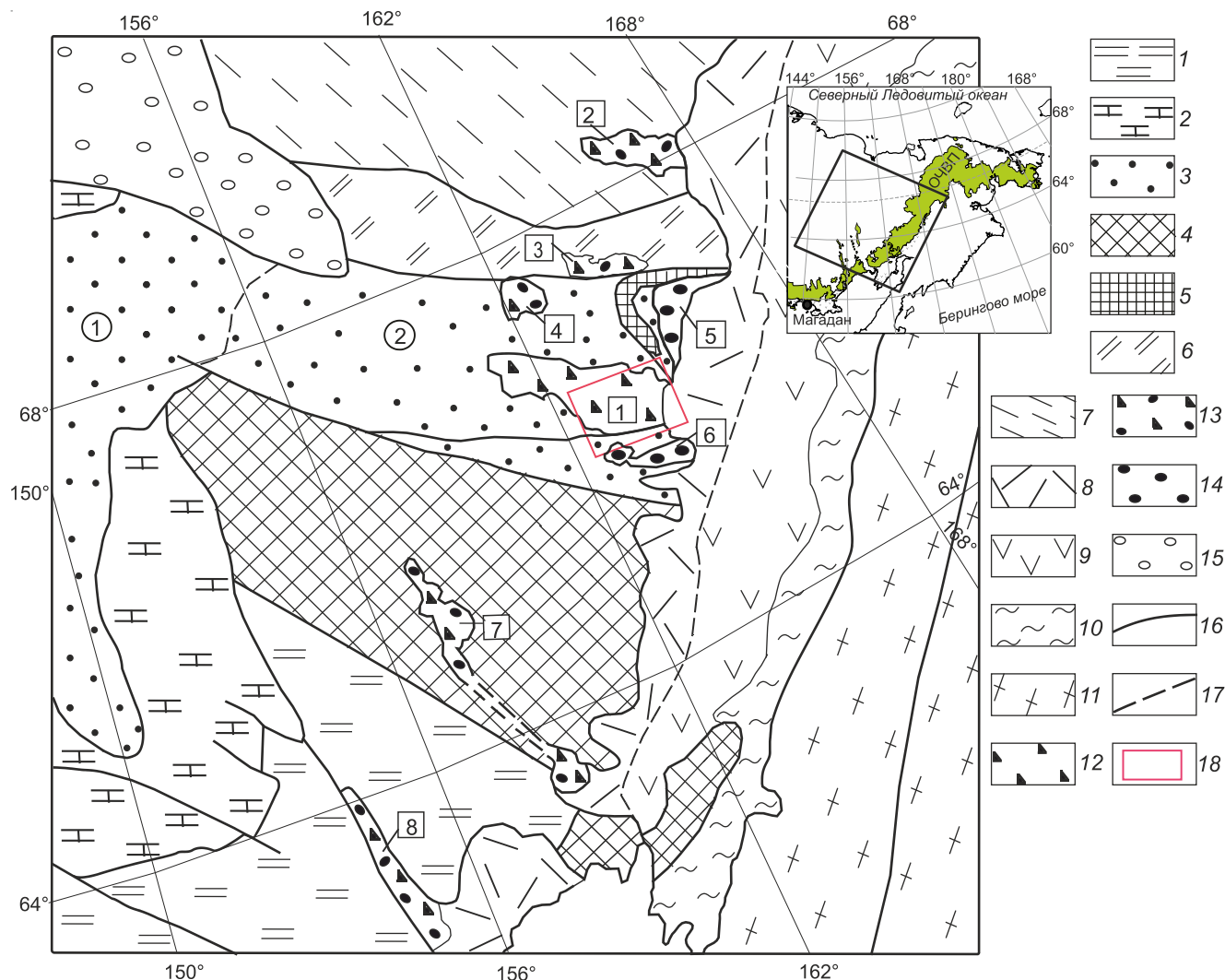


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Алазейско-Олойской складчатой системы и окружающих мезозоид; составлена по [24, 28], с упрощениями.

1–7 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 1 – Яно-Колымская складчатая система, 2 – Индигиро-Колымская складчатая система, 3 – Алазейско-Олойская складчатая система (без кайнозойского чехла), 4 – Омолонский массив и Чекуровский блок, 5 – Яблонский блок, 6 – Южно-Анхойская складчатая система (сутура), 7 – Анхойско-Чукотская складчатая система; 8, 9 – Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, зоны: 8 – внешняя, 9 – внутренняя; 10 – Кони-Мургалская складчатая система (Удско-Мургалская дуговая система); 11 – Корякско-Камчатская складчатая область; 12–14 – меловые наложенные впадины, прогибы и зоны ТМА: 12 – вулканогенные, 13 – терригенно-вулканогенные, 14 – терригенные; 15 – кайнозойские наложенные впадины; 16 – граница основных тектонических структур; 17 – граница структурных зон; 18 – район геологического доизучения листа Госгеолкарты-200 Q-58-XXI, XXII (г. Черная). Цифры в кружках – Алазейско-Олойская складчатая система, зоны: 1 – Алазейская, 2 – Олойская. Цифры в квадратах – наложенные на мезозоиды меловые структуры: 1 – Нембондинский вулканический прогиб (зона ТМА); 2–4 – впадины Тытыльвеемского вулканического пояса: 2 – Тытыльвеемская, 3 – Нутесынская, 4 – Мангазейская; 5 – Айнахургенская терригенная впадина; 6 – Умкувеемская терригенная впадина; 7 – Конгинская зона ТМА; 8 – Омсукчанский (Балыгычано-Сугойский) прогиб.

щих влияние на особенности состава вулканических пород [9, 20]. Согласно Р.Б. Умитбаеву [43] поперечные структуры ранне-позднемелового возраста, «оперяющие» внешнюю зону ОЧВП, составляют перивулканическую зону – зону активизации мезозоид вследствие становления ОЧВП. Подобные структуры рассматриваются как прогибы, впадины или зоны тектоно-магматической активизации (ТМА), наложенные

на прилегающие к ОЧВП части Верхояно-Колымской и Алазейско-Олойской (Олойская зона) складчатых систем, а также Омолонского массива (рис. 1). Они наследуют структурный план мезозоид, формируясь в условиях растяжения [11, 39, 42]. Среди них выделяются впадины с преимущественно терригенным составом (Айнахургенская, Умкувеемская и др.), относимые В.Ф. Белым [7] к континентальным молас-

совым отложениям, а позже Р.Б. Умитбаевым к «предвулканогенной молассе» [43]. Сведения о находках в их разрезах остатков флоры позволяют приблизительно датировать отложения впадин аптом–альбом [14]. На «предвулканогенной молассе» несогласно залегают базальты саламихинской свиты ОЧВП, возраст которых в Айнахкургенской впадине считается не моложе среднего альба. Основанием тому являются результаты датирования циркона – 104.5 ± 1 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II) из дайки андезита, прорывающей базальты свиты [14].

Отдельную группу с терригенно-вулканогенным составом отложений образуют впадины Анюйской зоны – Тытыльвеевская, Мангазейская и др. [7, 26, 32]. В последнее время данные впадины включаются в состав Тытыльвеевского постколлизийного (вулканоплутонического) пояса и представляют собой его эродированные остатки [41, 60]. Возраст цирконов из вулканитов Тытыльвеевской впадины определен U-Pb методом (SIMS) как аптский – 122 ± 4 и 118.2 ± 3 млн лет [4, 41], а для вулканитов Мангазейской впадины имеются Rb-Sr датировки (117 ± 12 млн лет), которые с учетом погрешности могут быть также аптскими [25].

Меловые терригенно-вулканогенные и вулканогенные образования широко представлены в границах Омсукчанского (Балыгычано-Сугойского) рифтогенного прогиба, Конгинской и Коркодон-Наяханской зон ТМА, а также Нембондинского вулканического прогиба, представляющих собой протяженные в сотни километров линейные структуры, ориентированные в северном и северо-западном направлении – ортогонально по отношению к простиранию ОЧВП. Размещение данных структур контролируется крупными разломами, обновившимися или возникшими из-за смены направления движения плит на трансформной окраине континента [11].

Омсукчанский (Балыгычано-Сугойский) рифтогенный прогиб имеет двухъярусное строение. Нижний структурный ярус, с угловым несогласием перекрывающий складчатые толщи верхоянского комплекса, образован раннемеловыми вулканическими формациями аскольдинского комплекса с континентальной молассой в основании [15]. Возраст аскольдинских вулканитов определен надежно U-Pb методом по циркону как готеривский, от 134 до 130 млн лет [2, 31]. Верхний структурный ярус образован вулканическими формациями позднеальбско-кампанского возраста, синхронными вулканитам ОЧВП. Прогиб насыщен многочисленными телами гранитоидов, среди которых преобладают плутоны омсукчанского лейкогранитового комплекса. Согласно результатам U-Pb (SHRIMP) датирования, возраст лейкогранитов – 86–82 млн лет, сантон [3, 47].

В строении Конгинской зоны участвуют риолиты и андезиты конгинской свиты с терригенной молассой в основании разреза, несогласно залегающей на более древних породах Омолонского массива. Вулканиты прорываются интрузивами викторинского комплекса габбро-диорит-гранитового состава, датированными U-Pb (SHRIMP-II, LA-SF-ICP-MS) методом от 86.4 ± 1 и 86 ± 1 [12, 36] до 78.5 ± 1 млн лет [6].

Коркодон-Наяханская зона ТМА простирается на 200 км ортогонально структуре ОЧВП и параллельно Омсукчанскому рифтогенному прогибу и западной границе Омолонского массива. Зона трассируется цепочкой меловых интрузий гранитоидов наяханского комплекса с возрастом от 84 ± 1 до 86 ± 1.3 млн лет, сопровождаемых фрагментами эродированных полей позднемеловых субаэральных вулканитов [5]. Гранитные массивы южной ветви Коркодон-Наяханской зоны пространственно и во времени сопряжены с позднемеловыми вулканитами ОЧВП, в которых они размещены.

Настоящая статья посвящена исследованию магматизма Нембондинского вулканического прогиба, где в 2019–2021 годах ФГБУ ВСЕГЕИ («Институт Карпинского») совместно с геологами Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВО РАН (СВКНИИ), проводились работы по геологическому доизучению площадей листов Q-58-XXI, XXII (ГДП-200). Ранее, для андезита из нижней части разреза прогиба был установлен U-Pb возраст по циркону около 119.5 млн лет, а для двух субвулканических тел этим же методом – 124 и 96 млн лет [18]. Наши результаты существенно расширяют и уточняют возраст магматизма, представительно характеризуют состав вулканитов, что позволяет обоснованно сопоставлять хронологию и геохимию магматизма Нембондинского прогиба с близлежащими структурами.

МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования выполнены на базе Центральной лаборатории и Центра изотопных исследований ФГБУ ВСЕГЕИ («Институт Карпинского»). Содержания элементов в породах определены: оксидов – рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9800, FeO – титрованием (аналитик В.Н. Кириллов), примесных элементов – методом ICP MS на спектрометрах Elan 6100, Agilent 7700 (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). При построении петрохимических диаграмм использовались пересчитанные на безводную основу содержания главных элементов. Для сопоставления использовано 496 силикатных анализов из неопубликованной базы данных В.А. Варламовой (2004 г.), 53 анализа на главные и примесные элементы – по [42] и 7 – по [60].

U-Pb датирование циркона и бадделеита осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (аналитики А.Н. Ларионов, Е.Н. Лепехина, П.А. Львов, Н.В. Родионов). Измерения изотопных отношений проводились по принятой методике, описанной в работе [61]. Погрешности вычисленных возрастов (в том числе конкордантных) приведены на уровне 2σ . Построение графиков Тера-Вассербурга с конкордией осуществлялось с использованием программы ISOPLOT v. 3.41 [54]. Описание цирконов выполнено в Центре изотопных исследований (аналитики Е.Е. Середа, О.В. Вакуленко, Ю.С. Балашова). Часть аналитических исследований проведена в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН, где определялись содержания оксидов (с Fe_2O_3 общ) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре СРМ-25 (аналитики Н.О. Вдовенко, А.Н. Тюнин, Т.Д. Борходоева).

Помимо авторских материалов в работе для сопоставлений и корреляций использованы результаты U-Pb датирования цирконов и данные химических анализов и анализов на главные и примесные элементы для меловых интрузивных и вулканических пород перивулканической зоны и Анадырского сектора внешней зоны ОЧВП [(Варламова В.А. 2004 г.), 2, 12, 15, 16, 18, 36, 41, 42, 60].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НЕМБОНДИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОГИБА

Дискуссия о возрасте и последовательности залегания вулканических образований Нембондинского вулканического прогиба ведется давно, что связано с латеральной неоднородностью вулканических толщ и отсутствием надежных изотопно-геохронологических возрастных определений.

Наиболее полные представления о геологическом строении прогиба, на период конца прошлого столетия, сведены в легенде Олойской [45] и Анадырской [10] серий листов ГК-200. Вулканиды прогиба были отражены в них как нембондинский базальтриолитовый комплекс, сложенный последовательно сменяющими друг друга в разрезе ильгудеевской, диргудеевской и теленеутской свитами. Вулканиды датировались апт-альбским возрастом исходя из наблюдаемых структурных и стратиграфических взаимоотношений с ниже- и вышележащими отложениями и редких находок остатков флоры (определения А.Ф. Ефимовой, Г.Г. Филипповой). Теленеутская свита сопоставлялась с вилковской толщей ОЧВП, содержащей раннемеловую флору. Позднее, в объяснительной записке к Госгеолкарте листа Q-58 (Алискерово) [14], в разрезе прогиба были описаны саламихинская

свита, диргудеевская и вилковская толщи ОЧВП альбского возраста. Последние сведения о геологическом строении прогиба и его складчатом основании отражены на Госгеолкарте листа Q-58-XXI-XXII (г. Черная) [16] и статьях [19, 37].

Нембондинский вулканический прогиб имеет протяженность более 250 км при ширине до 60 км, восточная его граница сопряжена с вулканическими образованиями ОЧВП (рис. 1, 2). Размещение вулкаников прогиба контролируется региональными разломами Олойской зоны, активизированными в предальбскую эпоху, что и определило появление здесь обширного лавового поля на постколлизиионном пространстве в преддверии заложения ОЧВП. Вулканиды Нембондинского прогиба залегают со стратиграфическим, местами с угловым несогласием на киммеридж-готеривских вулканогенно-осадочных образованиях Олойской зоны, консолидированных в валанжине-барреме [11, 14, 16, 35, 41, 42, 48]. Структура впадины осложнена тектоническими нарушениями; в одних случаях – это линейные и дуговые разломы, связанные большей частью с «кальдерной» тектоникой вулканотектонических структур (ВТС), в других – малоамплитудные разрывы, оперяющие зоны региональных разломов, вблизи которых наблюдаются складчатые деформации с углами падения до $15\text{--}20^\circ$. Вулканиды прорываются интрузивами ранне-поздне-мелового (габбро) гранодиорит-гранитового яблонского и поздне-мелового воронцовского кварцевых монзонитов-умереннощелочных гранитов комплексов. Названия стратон и их стратиграфическая последовательность сохранены в соответствии с [45]. Стратиграфические подразделения охарактеризованы рядом частных разрезов (большой частью по делювиальным образованиям), составленных по материалам геолого-съёмочных работ 1965–1985 гг. (Ю.И. Евстафьев, В.П. Фомин, К.Б. Куликов, Е.К. Зотов и др.) с уточнениями авторов статьи. Границы распространения стратон и их взаимоотношения были приняты нами по материалам предшествующих работ. При этом взаимоотношения трех изученных вулканогенных толщ в едином разрезе нами не документированы.

Ильгудеевская толща (рис. 2, 3) входит в состав ильгудеевского андезит-базальтового вулканического комплекса, распространена в границах Нембондинской впадины. В ранге толщ эти образования впервые были выделены К.Б. Куликовым (1975 г.) и названы по реке Ильгудеев. Позднее Ю.И. Евстафьев (1991 г.) выделял их как свиту.

Ильгудеевская толща несогласно залегает на разных слоях юры и неокома. Представляет собой вулканический покров, образованный андезитами и базальтами, выстилающими днище впадины. Только на севере прогиба в основании разреза закартирован

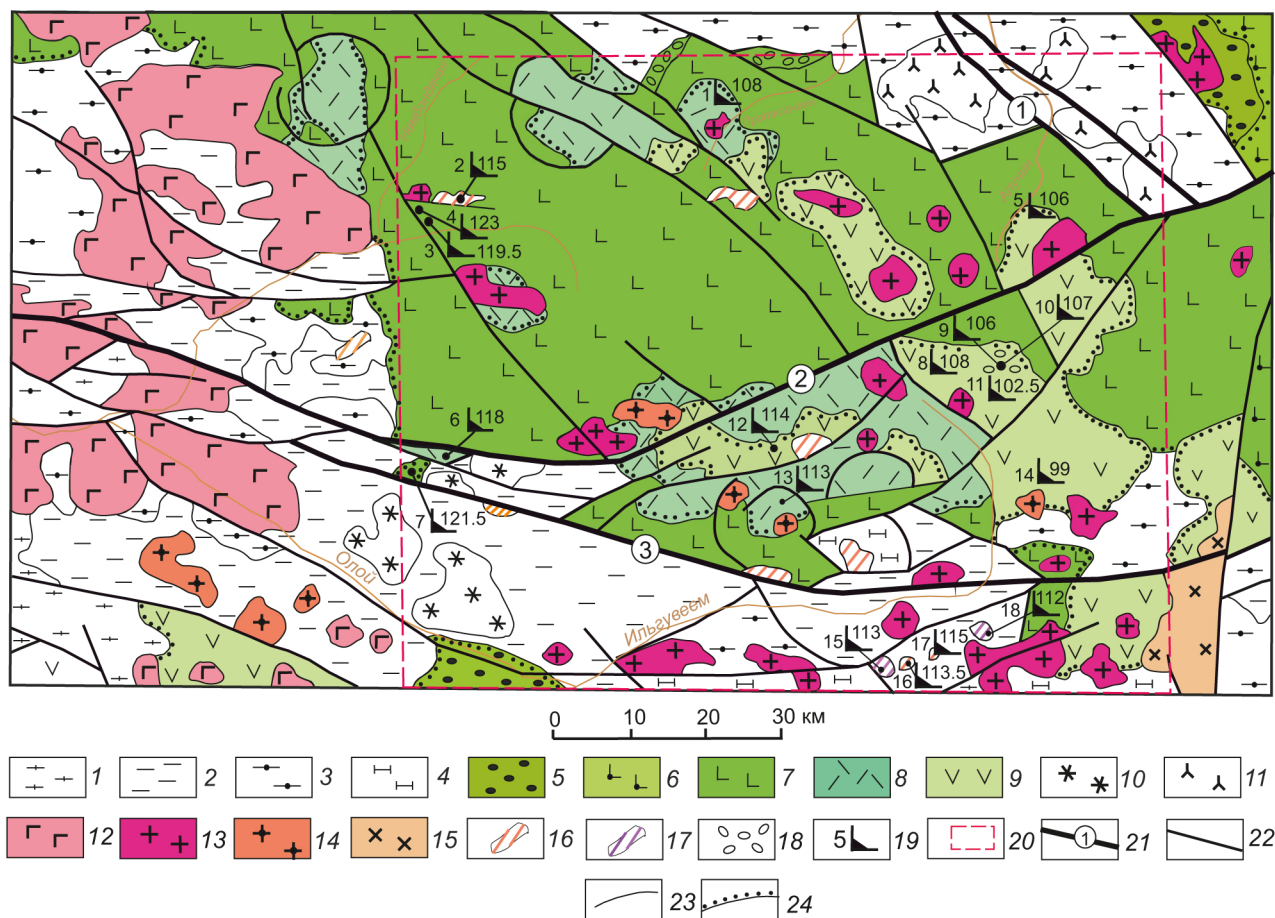


Рис. 2. Схематическая геологическая карта восточной части Нембондинского прогиба. Составлена с использованием данных [14, 16].

1–4 – Алазейско-Олойская складчатая система, Олойская зона: 1 – карбонатно-терригенные и терригенные отложения мелководного моря (карбон–пермь), 2 – вулканогенные и вулканогенно-терригенные вулканических дуг (кимеридж–титон), 3 – терригенно-вулканогенные и терригенные (вулканомиктовые) вулканических дуг (титон–берриас), 4 – терригенные (вулканомиктовые) и карбонатно-терригенные отложения окраинных и остаточных бассейнов (берриас–готерив); 5, 6 – Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс: 5 – терригенная «предвулканогенная» моласса (верхний апт–нижний альб), 6 – вулканогенные образования саламихинской свиты (альб); 7–9 – Нембондинский вулканический прогиб: 7 – андезит-базальтовая ильгусеямская толща (апт), 8 – риолит-дацитовая дигривеямская толща (верхний(?) апт–нижний альб), 9 – трахибазальт-трахиандезитовая теленеутская толща (средний альб–нижний сеноман); 10, 11 – интрузивные комплексы Олойской зоны (берриас–валанжин): 10 – кейэттынский габбро-гранодиорит-гранитовый, 11 – трехглавый габбро-монзонит-гранодиорит-гранитовый; 12–15 – интрузивные комплексы Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса: 12 – олойский (?) габбро-гранодиорит-гранитовый (поздний альб?), 13 – яблонский гранит-гранодиоритовый (альб–сеноман), 14 – воронцовский комплекс кварцевых монзонитов-умереннощелочных гранитов (коньяк–кампан), 15 – еропольский гранит-гранодиоритовый (маастрихт); 16, 17 – апт-альбские субвулканические тела: 16 – дациты-риолиты, 17 – трахиандезиты; 18 – конгломераты и туфоконгломераты в линзовидных прослоях теленеутской толщи; 19 – места отбора геохронологической пробы (цифры – порядковый номер в табл. 2; U-Pb возраст, млн лет); 20 – район проводимых исследований; 21, 22 – тектонические нарушения: 21 – главные и их номера: (1) Алучинский, (2) Крестовско-Саламихинский, (3) Олойско-Березовский, 22 – второстепенные; 23, 24 – геологические границы: 23 – стратиграфические согласные и интрузивных образований, 24 – стратиграфические несогласные.

линзующийся горизонт (мощностью 100–200 м) вулканомиктовой «молассы» с прослоями туфов основного состава. В разрезе молассовые отложения сменяются базальтами и андезитами, переслаивающимися с туфами того же состава. Строение толщи неоднородно. Так на междуречье Хетакагчан – Нембонда – Ирэвеем ее нижняя часть образована андезитами и трахиандезитами, которые выше по разрезу сменя-

ются андезибазальтами, базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами. Здесь же в составе толщи отмечаются туфы основного и среднего состава, прослои туфитов, туфопесчаников, туфогравелитов, реже дацитов и кластолав трахидацитов. По данным Ю.И. Евстафьева (1991 г.), в междуречье Теленеут – Эргусеям базальты переслаиваются с андезитами и туфами примерно в равных количествах.

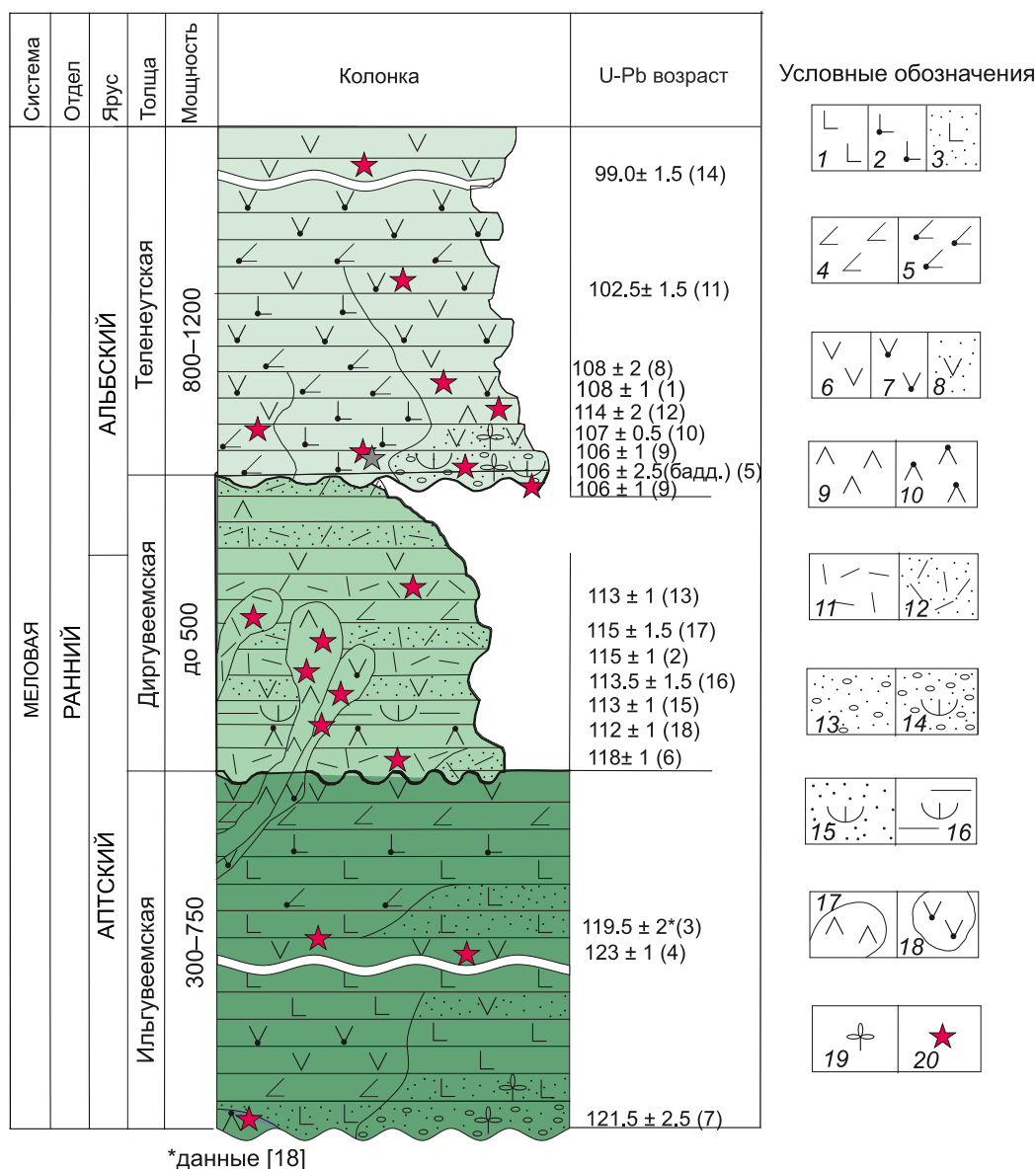


Рис. 3. Сводная стратиграфическая колонка восточной части Нембондинского вулканического прогиба; с использованием данных [13, 14]. Цифры справа от колонки – результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования циркона и бадделеита (в скобках – номер в табл. 2).

1–12 – вулканические породы: 1 – базальт, 2 – трахибазальт, 3 – туф основного состава, 4 – андезибазальт, 5 – трахиандезибазальт, 6 – андезит, 7 – трахиандезит, 8 – туф среднего состава, 9 – дацит, 10 – трахидацит, 11 – риолит и риодацит, 12 – туф кислого состава; 13–16 – вулканогенно-осадочные породы: 13 – конгломераты и песчаники вулканомиктовые, 14 – туфоконгломераты, 15 – туфопесчаники, 16 – туфоалевролиты; 17, 18 – субвулканические породы: 17 – дацит, 18 – трахиандезит; 19 – сборы флоры; 20 – положение геохронологических проб в геологическом разрезе.

Коэффициент эксплозивности по отдельным разрезам колеблется в пределах 10–60 %. Мощность отложений варьирует от 300 до 750 м. На левобережье р. Теленеут в разрезах толщи собраны флористические остатки: *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Ctenis anyuensis* Philipp., *Sphenopteris* sp., *Desmiophyllum* sp., *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nathorst. Сборы в верховьях р. Банной (Евстафьев Ю.И., 1966, 1991 гг.):

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Unger) Heer, *Coniopteris* cf. *saportana* (Heer) Vachrameev и др. В легенде Чукотской серии листов приводятся следующие сборы: папоротники – *Ctenis anyuensis* Philipp., *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. cf. aldanensis* Vach., *Taeniopteris* sp., *Coniopteris* cf. *saportana* (Heer) Vachrameev; хвойные – *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nathorst; гинкговые – *Ginkgo* ex

gr. *adiantoides* (Unger) Heer; хвощевые – *Equisetites* sp.; голосеменные – *Desmiophyllum* sp., что позволило рассматривать возраст толщи как апт-альбский [45]. В материалах 3-го стратиграфического совещания ильгудеевская толща принята с возрастом средний альб [33].

Среди вулканитов встречаются небольшие тела субвулканических базальтов, андезибазальтов, которые выделялись Ю.И. Евстафьевым (1991 г.) в качестве первой фазы нембондинского базальт-риолитового комплекса.

Диргудеевская толща (рис. 2, 3) принадлежит одноименному риолит-дацитовому вулканическому комплексу. Вулканиты кислого состава распространены локально на левобережье реки Ильгудеев и в верхнем течении рек Нембонда, Бургахчан, Теленеут, Эргудеев, где они образуют вулканические поля, связанные преимущественно с ВТС. Впервые кислые вулканиты были выделены К.Б. Куликовым (1975 г.) в качестве диргудеевской толщи, а позднее, в ранге свиты, они вошли в состав раннемелового нембондинского базальт-риолитового комплекса. В материалах 3-го стратиграфического совещания данный стратон отсутствует [33].

Диргудеевская толща залегает стратиграфически несогласно на нижележащих базальтах ильгудеевской толщи, либо на неокотовых и позднеюрских образованиях. Толща образована переслаивающимися дацитами, риодацитами и риолитами (с отдельными потоками трахидацитов, трахириодацитов) и их туфами, реже лавобрекчиями, туфолавами, игнимбритами риодацитов, редкими потоками андезитов, трахиандезитов и андезибазальтов с прослоями туфоалевролитов. На северо-западе прогиба, в верховьях реки Нембондачан, Ю.И. Евстафьевым (1991 г.) в составе толщи описаны преимущественно андезиты, андезибазальты и их туфы. Коэффициент explosивности – 35–60 %. Мощность по разным оценкам достигает 500 метров. Альбский возраст толщи предполагался исходя из ее положения в разрезе – между аптскими (?) вулканитами ильгудеевской и альбскими (?) теленеутской толщ.

Субвулканическая фация диргудеевского комплекса представлена дацитами, риолитами, трахиандезитами, образующими многочисленные штокообразные тела различной формы, дайки, жерловые и экстрезивные тела, большинство которых связано с «кальдерным пространством». Вулканиты затронуты процессами пропилитизации, серицитизации, на отдельных участках они изменены до вторичных кварцитов.

Теленеутская толща (рис. 2, 3) выделяется в составе теленеутского трахибазальт-трахиандезитового

вулканического комплекса. Впервые эти вулканиты описаны в составе нембондинской свиты А.Г. Сено-трусковым (1965 г.), а позднее, в ранге теленеутской свиты, Ю.И. Евстафьевым (1991 г.) и сопоставлены с вилковской толщей ОЧВП. В Олойской серийной легенде (СЛ-200) [45] вулканиты рассматриваются как свита, датированная альбом, а в более поздних стратиграфических схемах [33] – в ранге толщи. Вулканиты толщи занимают значительные пространства в восточной части прогиба в верховьях рек Крестовая, Яблон, Эргудеев; отдельные их выходы установлены по периферии крупных ВТС.

Теленеутская толща залегает со стратиграфическим несогласием на подстилающих слоях диргудеевской толщи, которое нарастает в восточном направлении и становится угловым. Здесь она несогласно ложится на базальты ильгудеевской толщи или на разные горизонты неокома и верхней юры. Вулканогенный разрез толщи сложен переслаивающимися трахиандезитами, трахиандезибазальтами, реже трахибазальтами и их туфами; породы нормального ряда присутствуют в подчиненном количестве. Отмечаются отдельные прослои кислых эффузивов и вулканогенно-осадочных пород. Верхняя часть толщи денудирована. В восточных разрезах (р. Крестовая) встречены линзующиеся пласты туфоконгломератов и туфопесчаников с остатками стволов углещифицированной древесины. Взаимоотношения туфоконгломератов с подстилающими породами остаются неясными. Коэффициент explosивности толщи, судя по изученным разрезам, составляет 30–40 %. В вулканогенно-осадочных породах содержатся отпечатки флоры: *Equisetites* sp. aff. *burejensis* Heer, *Coniopterisetacea* (Pryn.) Vachr. *Tchaunia* sp. (*Sphenopterpetiolipinnulata* Yassil.), *Pboenioopsie* ex gr. *anguetlfolia* Heer, *Pb.*? ex gr. *speoioaa* Heer, *Hellungia* ap. nov. (*H. jablonensis* Efimova et Philipp.), *Pityophyllum* cf. *lindstroemii* Nath., *Cladophlebis* sp. indet., *Sphenopteris* sp. indet., *Taeniopteris* cf. *rhitidorachis* Krysht, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.), *Pterophyllum* sp., *Parataxodium* cf. *wigginsii* Arnold et Lowter., *Sphenopteris* sp. indet., *Taeniopteris* sp., *Araucarites* sp. (*A.* cf. *anadyrensis* Krysht.), *Cephalotaxopsis* cf. *microphylla laxa* Holl., *C.* cf. *magnifolia* Font. var. *successiva* Holl., *C. anadyrensis* Holl, свидетельствующие, по мнению Г.Г. Филипповой, о раннемеловом возрасте толщи [13]. Видимая мощность теленеутской толщи варьирует от 400 до 1200 м.

Среди вулканитов толщи встречаются экстрезивно-жерловые тела и дайки андезитов и трахиандезитов. Альбский возраст толщи ранее определялся ее положением в разрезе.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НЕМБОНДИНСКОГО ПРОГИБА

Данные по химическому составу вулканитов Нембондинского вулканического прогиба приведены в Приложении 1* и отражены на диаграммах (рис. 4–8). Для сравнения на графики нанесены составы вулканитов Анадырского сектора внешней зоны ОЧВП (саламихинская свита и вилковская толща, и группа прочих свит/толщ) и наложенных впадин Тытыльвеевского постколлизийного пояса (тытыльвеевская свита и мангазейская толща) из опубликованных материалов.

Представления о породном составе вулканических комплексов Нембондинского прогиба основаны на результатах изучения геологических разрезов и химических анализов отобранных образцов и отражены на гистограммах распределения петрохимических типов пород. Количественные соотношения типов пород на гистограммах (рис. 4, в, з) не всегда соответствуют наблюдаемым в разрезах, что определяется случайностью и ограниченностью петрохимической выборки.

Породный состав ильгудеевского андезит-базальтового вулканического комплекса представлен преимущественно андезитами (49 %), андезибазальтами (32 %) и базальтами (15 %), среди которых около 7–15 % составляют умеренно-щелочные разновидности; в малых количествах отмечаются дациты и трахидациты. Породы принадлежат преимущественно умереннокалиевой известково-щелочной серии, единичные анализы характеризуют низкокалиевые составы. Для небольшой группы проб отмечается высокое содержание калия, что, вероятно, отражает метасоматические преобразования в породах.

Породы дигудеевского риолит-дацитового вулканического комплекса характеризуются преимущественно кислым составом. В имеющейся выборке наиболее распространены риолиты-трахириолиты (47 %) и дациты-риодациты с подчиненными умеренно-щелочными разновидностями (42 %), редко встречаются андезиты и низкощелочные риолиты.

Состав пород теленеутского трахибазальт-трахиандезитового вулканического комплекса в целом близок к таковому ильгудеевских вулканитов; отмечается незначительное смещение в кремнекислую область и более высокое содержание щелочей. Около 70 % выборки представлено умеренно-щелочными разновидностями пород: трахиандезитами, трахиандезибазальтами и трахибазальтами; в меньшем количестве

присутствуют нормально-щелочные породы близкого состава и редко – дациты. Породы принадлежат к умеренно- и высококалиевой известково-щелочной серии; малочисленную группу составляют лавы шошонитовой серии.

На диаграмме AFM (рис. 5, а) точки составов вулканитов Нембондинского прогиба выстраиваются в боуэновский тренд дифференциации, присущий вулканитам известково-щелочной серии. Вместе с тем, на диаграмме и графиках, демонстрирующих железистость и магнезиальность пород (рис. 5, б–з), отчетливо выявляется разница в содержании элементов в близких по химическому составу вулканитах различных подразделений. Так породам ильгудеевского комплекса в сравнении с породами теленеутского комплекса свойственны относительно низкая железистость или повышенная магнезиальность.

Основные тренды поведения других элементов в изученных породах демонстрируют диаграммы Харкера (рис. 6). В целом установленные закономерности отражают схожую направленность изменения состава пород по мере увеличения их кислотности.

Нормированные спектры распределения микроэлементов в вулканитах Нембондинского прогиба (рис. 7) соответствуют составам надсубдукционных пород, главными признаками которых являются обогащение крупноионными литофилами, отрицательные аномалии Ta, Nb, P и Ti и положительные Sr, La, Ce. Мультиэлементные графики ильгудеевских и теленеутских вулканитов в целом близки между собой, при этом для вулканитов теленеутской толщи отмечается относительно повышенный общий уровень и более выраженный подъем левой части спектров (Rb, K, Ba) и Ti-минимум. Вероятно, эти особенности вызваны наличием у ильгудеевских базитов комплексной пары кислого состава – дигудеевских вулканитов, обогащенных литофильными катионами (Rb, K, Th, U) и обедненных Ti. Дигудеевские породы отличаются от базитов ильгудеевского и теленеутского комплексов выраженным подъемом в области высокочarged ионов (Nd, Hf, Zr, Sm) и более низкими содержаниями Ba, Sr и P, что в целом типично для пород кислого состава. Породы среднего состава дигудеевского комплекса характеризуются высоким содержанием Sr и низкими – Ti, Ta, Nb, Ba, Th.

Спектры распределения REE в вулканитах ильгудеевской толщи демонстрируют наиболее низкие суммарные их концентрации ($\Sigma \text{REE} = 38.7\text{--}174.7 \text{ ppm}$) и наименьшее обогащение легкими REE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.9\text{--}9.9$). Дигудеевские вулканиты характеризуются широким разбросом как суммарных концентраций REE ($\Sigma \text{REE} = 47.1\text{--}174.8 \text{ ppm}$), так и отношения легких/тяжелых лантаноидов ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.7\text{--}24.16$).

*Приложения 1 и 2 см. на сайте журнала

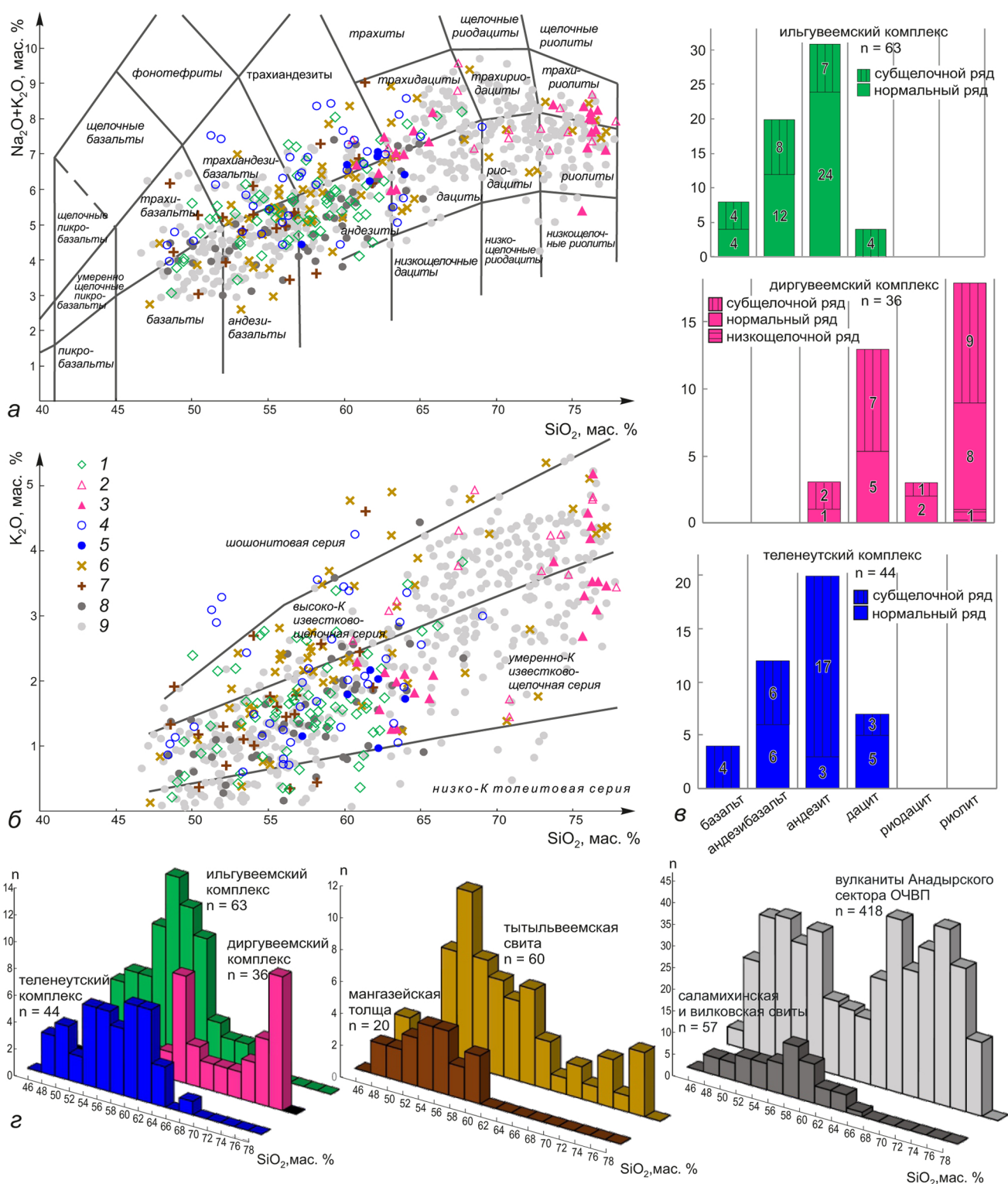


Рис. 4. Классификационные петрохимические диаграммы (а, б) и гистограммы распределения типов пород (в, г) для вулканических комплексов Нембондинского прогиба и смежных районов Западной Чукотки. Поля составов: а – по [53], б – по [58].

1–5 – вулканические комплексы Нембондинского прогиба: 1 – ильгудеевский (покровные образования); 2, 3 – диргудеевский (2 – покровные, 3 – субвулканические образования); 4, 5 – теленутский (4 – покровные, 5 – субвулканические образования); 6, 7 – вулканы наложенных впадин (апт): 6 – тытыльвеевской свиты, 7 – мангазейской толщи (апт?); 8, 9 – вулканы Анадырского сектора ОЧВП (альб-сантон): 8 – саламихинской свиты и вилковской толщи, 9 – других подразделений.

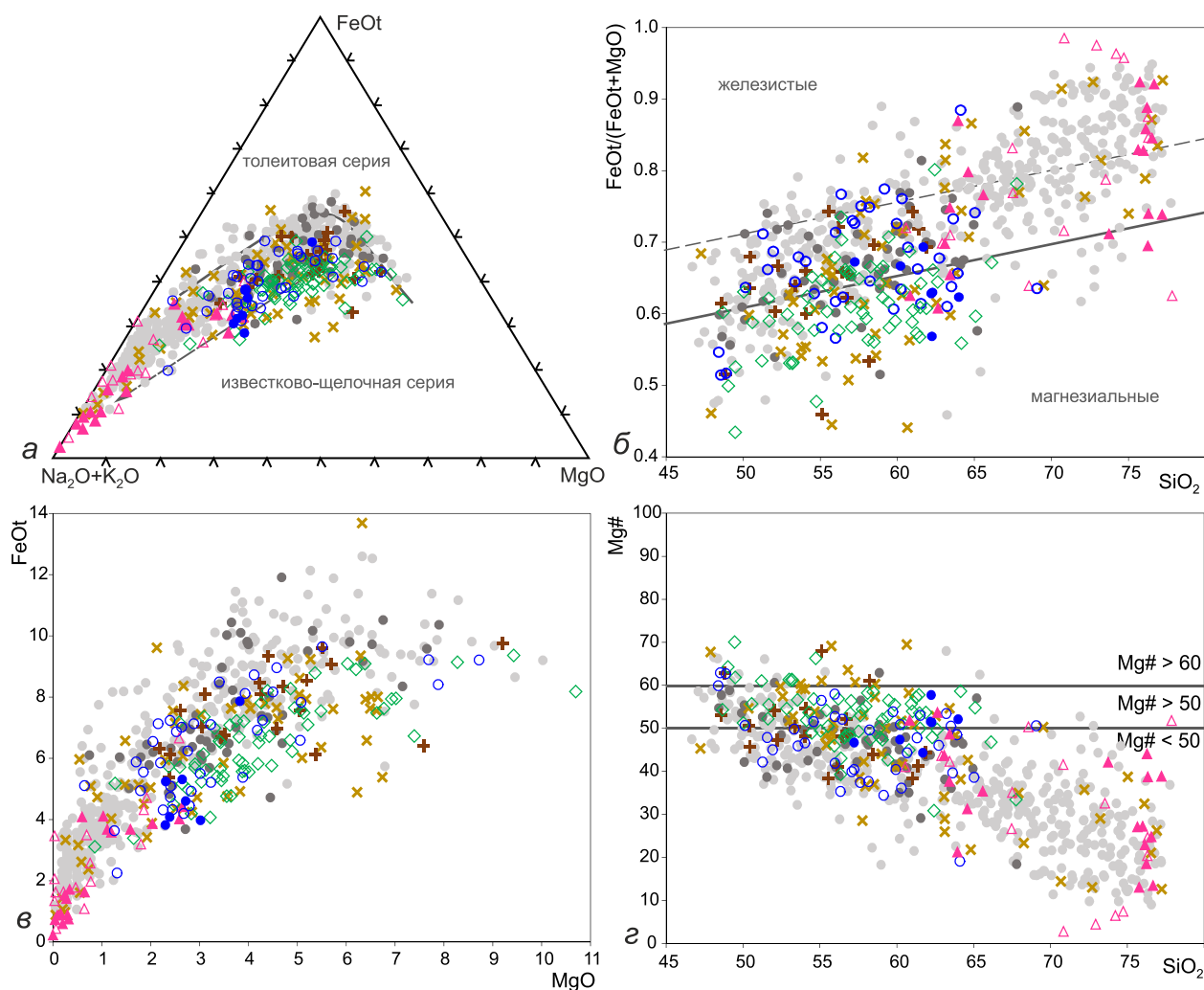


Рис. 5. Диаграммы железистости и магнезиальности для меловых вулканических комплексов Нембондинского прогиба и смежных районов Западной Чукотки.

Условные обозначения см. на рис. 4. Поля составов: *a* – по [50]; *б* – пунктирная линия для гранитоидных систем – по [51], сплошная – установленная для изученных выборок.

Породам теленеутской толщи свойственны более высокие значения этих параметров ($\Sigma\text{REE} - 46.3-186.5 \text{ ppm}$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N - 4.4-33.4$).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НЕМБОНДИНСКОГО ПРОГИБА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

По основным геохимическим показателям (кремнекислотность, щелочность) наблюдается близость составов вулканитов Нембондинского прогиба и меловых подразделений смежных впадин (рис. 1, 4). Тытыльвеемские вулканиты характеризуются контрастным базальт-риолитовым составом, сопоставимым с составом ильгудеевского и диргудеевского комплексов Нембондинского вулканического прогиба.

Повышенным содержанием калия из общего тренда выделяются анализы теленеутской толщи и тытыльвеемской свиты и, наоборот, пониженным – мангазейской и отчасти ильгудеевской толщ.

Диаграммы Харкера (рис. 6) в целом демонстрируют соответствие трендов составов сравниваемых вулканических ассоциаций. Точки составов вулканитов ильгудеевского и теленеутского комплексов практически совпадают с полями близких к ним по составу вулканитов саламихинской свиты и вилковской толщи, но отличаются пониженным содержанием суммарного железа (FeOt). Кроме этого, ильгудеевские вулканиты выделяются повышенным содержанием магния, а для части анализов теленеутских пород отмечаются высокие концентрации калия и фосфора.

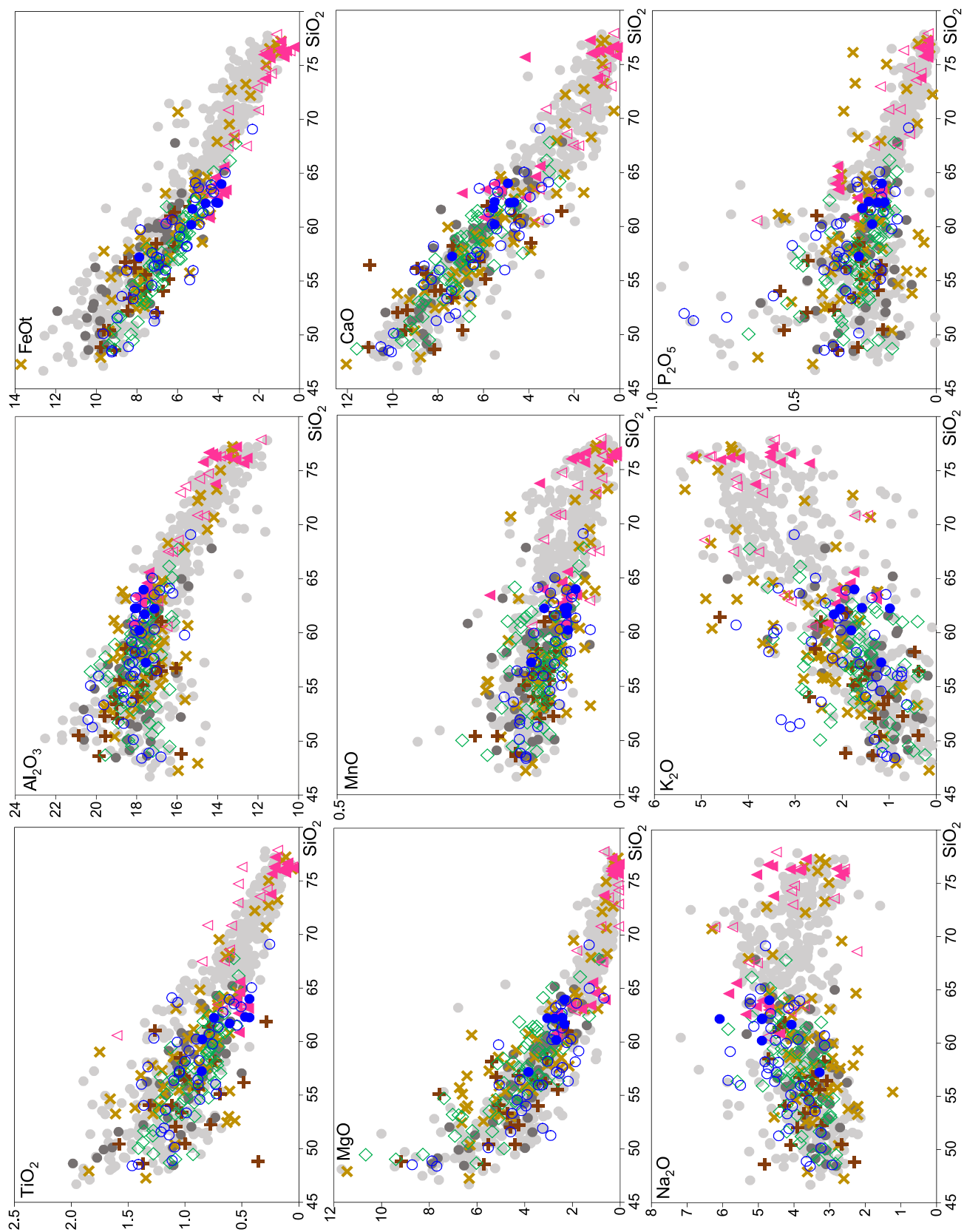


Рис. 6. Диаграммы зависимости содержаний главных элементов от SiO_2 (диаграммы Харкера) для вулканических комплексов Нембондинского прогиба и смежных районов Западной Чукотки.

Условные обозначения см. на рис. 4.

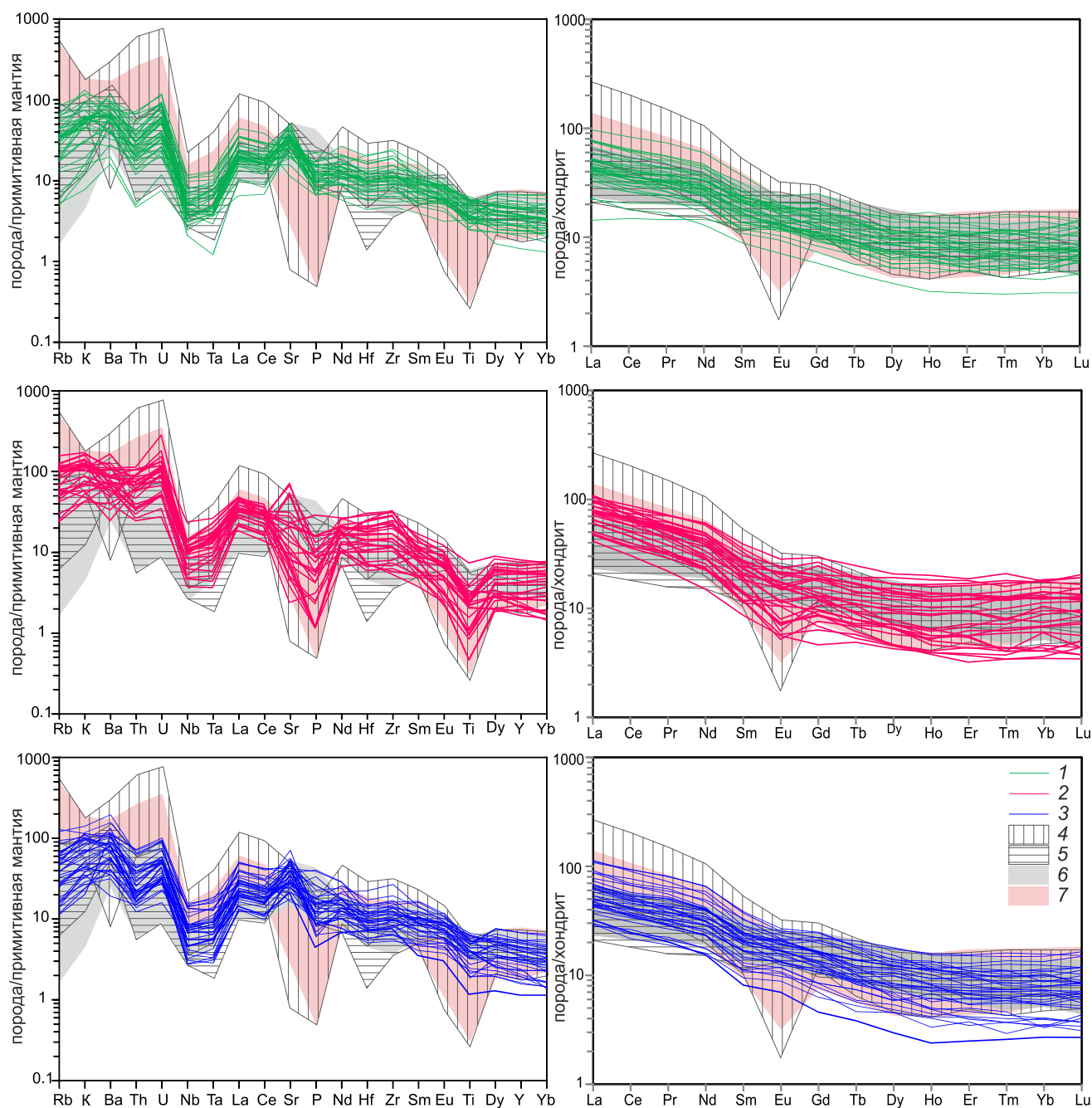


Рис. 7. Спектры распределения элементов-примесей, нормированные по примитивной мантии [59] и хондриту [49], в вулканитах Нембондинского прогиба и смежных районов Западной Чукотки.

1–3 – вулканические комплексы Нембондинского прогиба: 1 – ильгудеевский, 2 – дигудеевский, 3 – теленеутский; 4, 5 – вулкани-
ты наложенных впадин (апт): 4 – тытыльвеевской свиты, 5 – мангазейской толщи; 6, 7 – вулкани-
ты Анадырского сектора ОЧВП: 6 – основного, 7 – кислого состава.

Таблица 1. Магнезиальность (Mg#) меловых вулканических комплексов Западной Чукотки.

Mg#	Нембондинский прогиб				Наложенные впадины Тытыльвеемского пояса				Анадырский сектор ОЧВП			
	ильгудеевский комплекс (апт), N = 63		теленеутский комплекс (верх. альб–ниж. сантон), N = 44		тытыльвеем- ская свита (апт), N = 51*		мангазейская толща (апт?), N = 20		саламихинская свита и вилковская толща (верх. альб), N = 57		другие под- разделения (альб–сантон), N = 292*	
	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
Mg# > 60	8	12.7	2	4.5	8	15.7	3	15	2	3.5	10	3.4
50 < Mg# < 60	33	52.4	16	36.4	18	35.3	6	30	14	24.6	50	17.1
Mg# < 50	22	34.9	26	59.1	25	49	11	55	41	71.9	232	79.5

Примечание. N – общий объем выборки, n – количество анализов, % – содержание от общей выборки, * – исключены кремнекислые вулканы ($\text{SiO}_2 > 70\%$).

Среди кислых пород ильгудеевского комплекса встречаются аномально титанистые, с повышенным содержанием кальция и пониженным натрия, что, вероятно, отражает наложенные изменения, наиболее интенсивно затрагивающие именно кислые вулканы.

Точки составов вулканитов тытыльвеемской свиты и мангазейской толщи аптского возраста обнаруживают значительные отклонения от трендов состава вулканитов ОЧВП, главным образом, в отношении титана, алюминия, калия и фосфора.

В целом составы раннемеловых аптских (или «допоясовых») вулканических образований (ильгудеевский и ильгудеевский комплекс, тытыльвеемская свита и мангазейская толща) и альбских вулканитов ОЧВП (саламихинская свита, вилковская толща и теленеутский комплекс Нембондинского прогиба) различаются поведением в них железа и магния.

Поля содержаний этих элементов на диаграммах Харкера (рис. 6) в значительной степени перекрываются, однако сравнительный анализ выявляет тенденцию как обогащения FeOt, так и роста железистости (коэффициента фракционирования $\text{Fe}^* = \text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ и соответствующего снижения магнезиальности в направлении к более молодым вулканитам (рис. 5). Диаграмма FeOt–MgO (рис. 5, в) демонстрирует относительно низкие содержания железа и высокие – магния в вулканитах ильгудеевской толщи и других подразделений аптского возраста. Рост железистости в этом ряду отражает диаграмма FeOt/(FeOt + MgO) – SiO_2 (рис. 5, б), а изменение сопряженного параметра – диаграмма Mg#– SiO_2 (рис. 5, г), иллюстрирующая повышенную магнезиальность аптских пород.

Количественные значения параметра магнезиальности ($\text{Mg\#} = (100 \times \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeOt}), \text{мол. кол.})$) даны в табл. 1. Для корректного сопоставления различных по объему кремнекислых пород подразделений в таблице приведена статистика для выборок с

$\text{SiO}_2 < 70\%$, в то время как на диаграмме (рис. 5, г) представлены полные массивы имеющихся данных. Наиболее высокие значения Mg#, характеризующие «примитивные» ($\text{Mg\#} > 60$) и «высокомагнезиальные» ($\text{Mg\#} > 50$) базальты и андезиты, устанавливаются среди вулканитов ильгудеевской и мангазейской толщ и тытыльвеемской свиты. Среди вулканитов альбского и более молодого возраста резко преобладают породы, составы которых претерпели эволюцию ($\text{Mg\#} < 50$), что связано с кристаллизацией истощенных в отношении магния (по сравнению с исходным расплавом) производных магм.

Сравнительный анализ мультиэлементных спектров (рис. 7) показал, что распределение примесных элементов в вулканитах Нембондинского прогиба в целом схоже со спектрами вулканитов Анадырского сектора ОЧВП; при этом четко просматривается разделение спектров по породам основного-среднего и кислого состава. Вулканы Тытыльвеемской и Мангазейской наложенных впадин представлены широким вариационным рядом – от пород основного до кислого состава; распределение микроэлементов в них приближено к вулканитам ОЧВП, но отличается концентрацией ряда элементов. Так вулканы мангазейской толщи обнаруживают наиболее деплетированные составы, а для ряда анализов – ярко выраженный минимум Hf. Тытыльвеемские породы, напротив, демонстрируют обогащенный профиль, наиболее ярко выраженный для крупноионных литофилов (Rb, K, Th, U) и группы легких и средних REE, а также Hf и Zr. Те же тенденции выявляются и на графиках распределения REE: мангазейские вулканы отличаются минимальными значениями их суммы и соотношения LREE/HREE ($\sum \text{REE} = 44.6\text{--}114.9 \text{ ppm}$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4.7\text{--}7.1$), тогда как тытыльвеемские – максимальные ($\sum \text{REE} = 73.6\text{--}355 \text{ ppm}$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4.2\text{--}25.7$).

На дискриминантных диаграммах (рис. 8) точечные составы вулканитов Нембондинского прогиба и

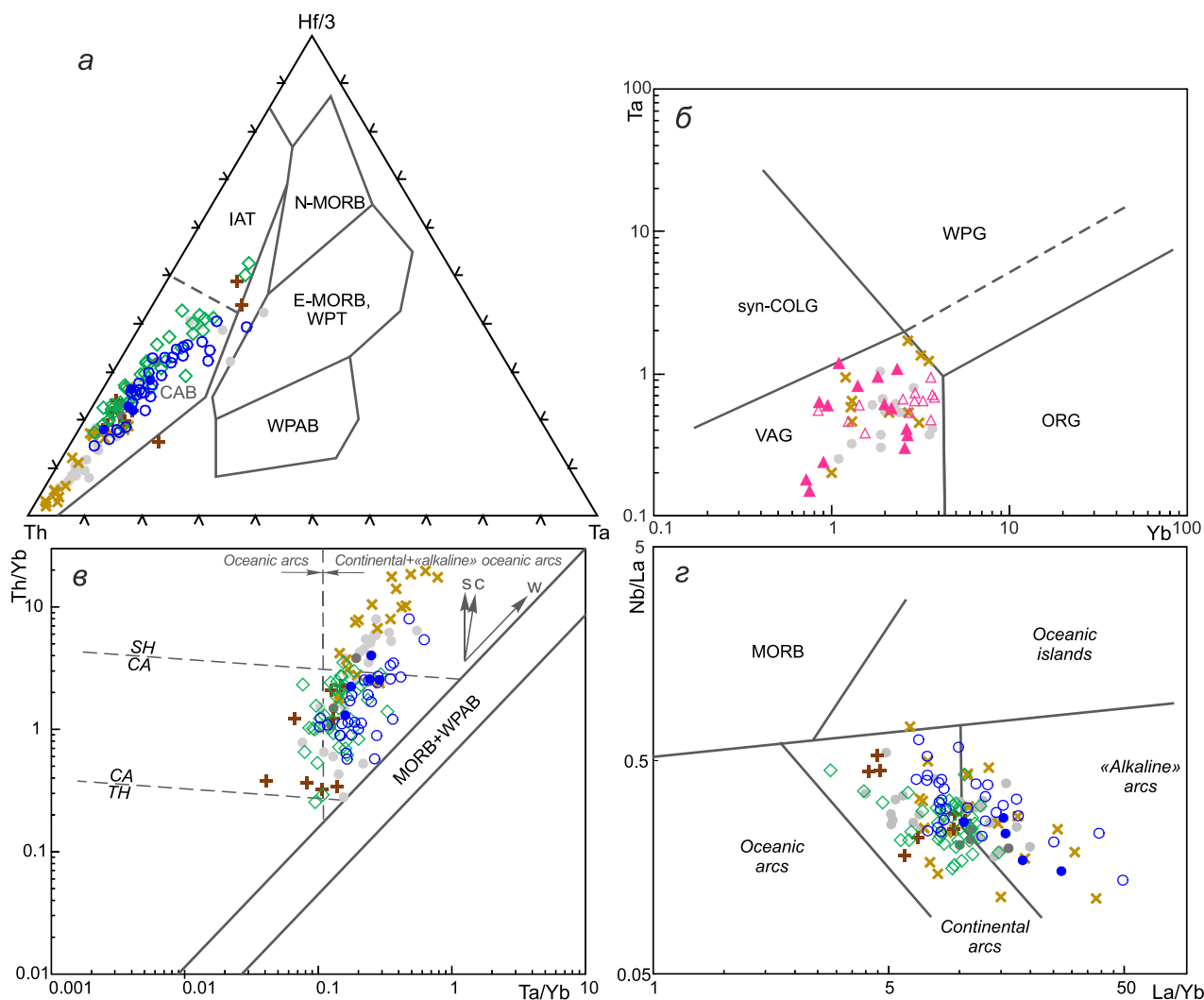


Рис. 8. Дискриминантные диаграммы для основных и средних (а, в, з) и кислых (б) пород вулканических комплексов Нембондинского прогиба и смежных районов Западной Чукотки.

Условные обозначения см. на рис. 4. Поля составов: а – по [62]: N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (COX), N-тип; E-MORB – базальты COX, E-тип; WPT – внутриплитные толенты; WPAB – внутриплитные щелочные базальты; IAT – толенты островных дуг; CAB – известково-щелочные базальты островных дуг; б – по [57]: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – синколлизийные граниты; в – по [56], границы серий: SH – шошонитовая, CA – известково-щелочная, TH – толентовая; векторы: s – субдукционное обогащение, c – коровая контаминация, w – внутриплитное обогащение; з – по [52].

смежных районов Западной Чукотки соответствуют для пород основного-среднего состава – известково-щелочным и шошонитовым базальтам островных и континентальных дуг, кислого – производным вулканических дуг.

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопное U-Pb датирование циркона выполнено методом SHRIMP II для пород ильгудеевского, дигудеевского, теленеутского вулканических комплексов. Всего датировано 16 образцов, из них: 11 –

покровные вулканы, 5 – субвулканические образования. В одном из образцов анализировался бадделит. Результаты датирования приведены в таблице 2, а исходные U-Th-Pb изотопные данные доступны в Приложении 2.

Среди образцов базальтов и андезитов ильгудеевской толщи зерна циркона удалось выделить только в андезите и кластолаве трахидацита. Это светло-коричневые, прозрачные, идиоморфные и субидиоморфные призматические кристаллы, с ярким свечением и тонкой осцилляционной магматической зональностью и элементами секториальности.

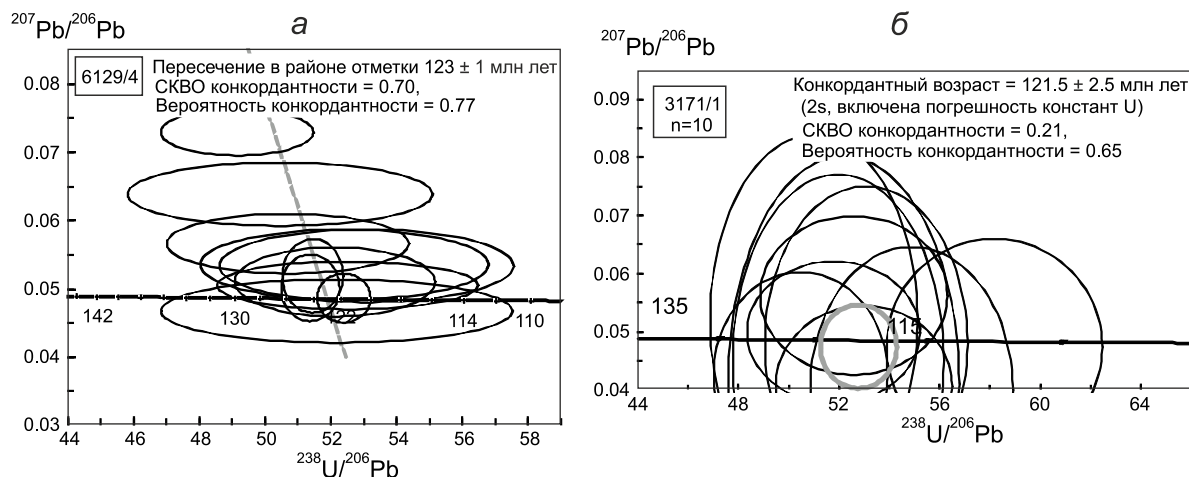


Рис. 9. Результаты U–Pb датирования циркона из вулканитов ильгуйевской толщи.

a – андезит; *б* – кластолава трахидацита. Эллипсы показывают изотопные отношения в индивидуальных кристаллах циркона, с учетом погрешности.

Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, полученный по 10 кристаллам циркона из пробы андезита (проба 6129/4) бассейна реки Нембонда, составил 123 ± 1 млн лет. Близкий возраст – 121.5 ± 2.5 млн лет – имеет циркон из кластолавы трахидацита (обр. 3171/1) бассейна реки Кейэтыне (рис. 2, 9; табл. 2; прил. 2). Полученные значения сопоставимы с результатами датирования андезита (обр. 33/13*), приводимыми в материалах статьи [18] – 119.5 ± 2 млн лет.

Совокупность изотопных датировок – 123 ± 1 до 121.5 ± 2.5 млн лет, с учетом погрешности, указывает на ранне-среднеаптский возраст ильгуйевской толщи.

В проанализированных образцах дигуевско-го риолит-дацитового вулканического комплекса циркон присутствует в виде прозрачных, светло-желтых или бесцветных, часто с ярким свечением идиоморфных кристаллов призматического облика, с тонкой и грубой осцилляционной зональностью и элементами секториальности. Средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты, полученные по 10–12 кристаллам цирконов, распределились следующим образом. Для семи проб U–Pb возрасты определены в интервале от 118 ± 1.5 до 112 ± 1 млн лет (табл. 2). Так для риолита (проба 3078) реки Ирвунейвеем значение возраста составило – 113 ± 1 млн лет, а для трахириолита верховьев реки Кейэтыне (проба 5208/4) – 118 ± 1 млн лет.

(рис. 2, 10; табл. 2; прил. 2). В субвулканических образованиях комплекса даты распределились следующим образом. В Хочанском массиве (р. Нембонда), преобразованном большей частью до вторичных кварцитов, сохранились небольшие участки первичных пород – трахидацитов (?) (проба 4116/1), с возрастом циркона 115 ± 1 млн лет. Близкие к ним значения получены для циркона из субвулканического массива и дайки риолита левобережья реки Ильгуйе (руч. Крыло) – 113.5 ± 1.5 (проба 3002/1) и 115 ± 1.5 (проба 5000/5) млн лет. Близкие, с учетом погрешности, датировки циркона получены по трахиандезиту (проба 3007) массива Орлиное Крыло (руч. Крыло) – 113 ± 1 млн лет, и андезиту (дациту) (проба 6004/4) массива Большой (руч. Снежный) – 112 ± 1 млн лет, что позволяет отнести данные субвулканические интрузии к дигуевскому комплексу; ранее они рассматривались в составе ранне-позднемиловского (альб-сеноман) яблонского плутонического, позже – теленеутского вулканического комплекса [16].

Таким образом, совокупность результатов датирования (118 ± 1 до 112 ± 1 млн лет) большинства образцов ограничивает возраст дигуевского комплекса поздним аптом, до границы с альбом.

Кристаллы цирконов из андезитов и трахиандезитов теленеутский толщи базальт-андезитового вулканического комплекса прозрачные бесцветные, иног-

Рис. 10. Результаты U–Pb датирования циркона из вулканитов дигуевско-го риолит-дацитового вулканического комплекса.

a–в – дигуевская толща: *a* – риолит, *б* – дацит, *в* – риолит (трахириолит); *г–з* – субвулканические образования: *г* – риолит (трахириолит), *д* – риолит, *е* – трахидацит, *ж* – трахиандезит, *з* – андезит (дацит). Эллипсы показывают изотопные отношения в индивидуальных кристаллах циркона, с учетом погрешности.

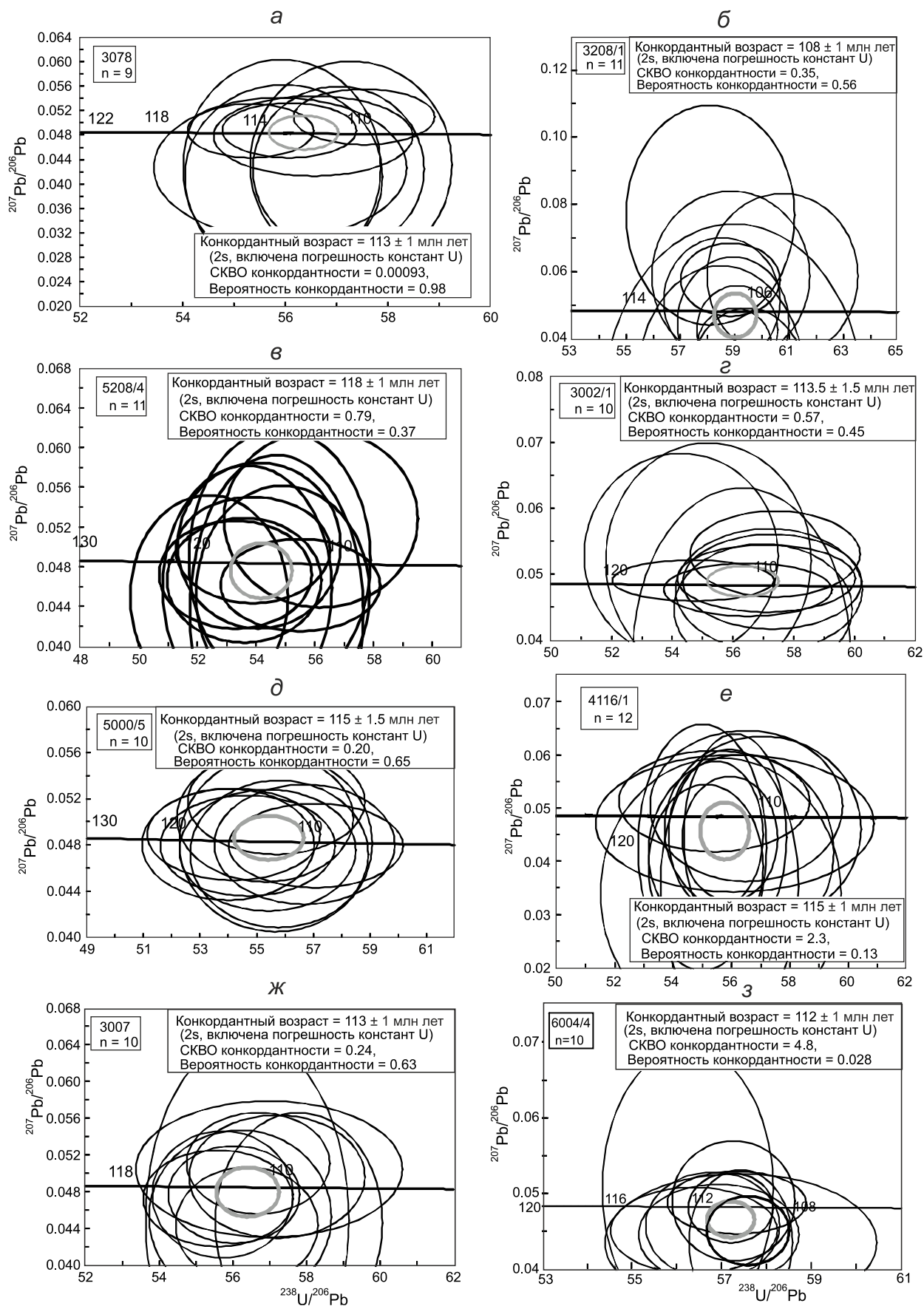


Таблица 2. Результаты U-Pb изотопного датирования циркона из вулканитов Нембондинского прогиба.

№ на рис. 2	№ пробы	Порода	U-Pb возраст циркона (млн лет)	Координаты точки опробования		Наименование геологического подразделения, географическая привязка.
				Широта	Долгота	
1	3208/1	Дацит	108 ± 1	65° 56' 50.9"	164° 49' 50"	Теленеутская толща, р. Проткоочген
2	4116/1	Субвулканич. трахидацит	115 ± 1	65° 52' 36.7"	164° 10' 16.1"	Диргувеемский комплекс, р. Нембонда
3	33/13*	Андезит	119.5 ± 2	65° 52' 17"	164° 07' 33"	Ильгувеемская толща, р. Нембонда
4	6129/4	Андезит	123 ± 1	65° 51' 42.7"	164° 07' 7.2"	Ильгувеемская толща, р. Нембонда
5	5303/1	Трахибазальт	106 ± 2.5**	65° 01' 51.3"	165° 42' 40.8"	Теленеутская толща, р. Алучин
6	5208/4	Риолит (трахириолит)	118 ± 1.5	65° 35' 14"	164° 11' 12"	Диргувеемская толща, р. Кейэргыне
7	3171/1	Кластолава трахидацита	121.5 ± 2.5	65° 33' 43.1"	164° 07' 49.9"	Ильгувеемская толща, р. Кейэргыне
8	5274/1	Трахиандезит	108 ± 2	65° 40' 0.4"	165° 30' 22.7"	Теленеутская толща, р. Крестовая
9	3232/1	Обломок трахиандезита в туфо-конгломерате	106 ± 1	65° 39' 11.4"	165° 31' 18.2"	Теленеутская толща, р. Крестовая
10	5299/2-4	Туфопесчаник из матрикса туфо-конгломерата	107 ± 0.5	65° 39' 11.6"	165° 32' 34.9"	Теленеутская толща, р. Крестовая
11	6221/1	Трахиандезит	102.5 ± 1.5	65° 38' 55.8"	165° 34' 13"	Теленеутская толща, р. Крестовая
12	3096/1	Трахиандези-базальт	114 ± 2	65° 35' 8.9"	165° 3' 52.7"	Теленеутская (?) толща, р. Оленковка
13	3078	Риолит	113 ± 1	65° 32' 19.8"	165° 01' 22.6"	Диргувеемская толща, р. Ирвунейвеем
14	3048/1	Трахиандезит	99 ± 1.5	65° 32' 7.3"	165° 40' 56.8"	Теленеутская толща, р. Ильгувеем
15	3007	Субвулканич. трахиандезит	113 ± 1	65° 20' 51.7"	165° 22' 36.2"	Диргувеемский комплекс, р. Лев. Ильгувеем, массив Орлиное Крыло
16	3002/1	Субвулканич. риолит (трахириолит)	113.5 ± 1.5	65° 21' 55.3"	165° 24' 42.7"	Диргувеемский комплекс, руч. Крыло
17	5000/5	Субвулканич. риолит (дайка)	115 ± 1.5	65° 22' 26.8"	165° 25' 27.7"	Диргувеемский комплекс, руч. Крыло
18	6004/4	Субвулканич. андезит (дацит)	112 ± 1	65° 23' 7.8"	165° 32' 6.5"	Диргувеемский комплекс, руч. Снежный, массив Большой

Примечание. *[18], ** – возраст по бадделейту.

да желтые, призматические, яркого свечения, с осцилляционной магматической и секториальной зональностью. Возрасты цирконов из разных вулканических полей (рис. 2) имеют следующие значения (рис. 11; табл. 2; прил. 2). Для трахиандезита левобережья реки Ильгувеем (проба 3048/1) установлена наиболее молодая дата – 99 ± 1.5 млн лет, в то же время в анализируемом образце обнаружены захваченные цирконы с

возрастом 113 ± 2.5 и 148 ± 8 млн лет (Приложение 2). Для трахиандезитов, отобранных на водоразделе Ильгувеем – Яблон – Крестовая (проба 6221/1 и 5274/1), получены близкие конкордантные значения возраста – 102.5 ± 1.5 и 108 ± 2 млн лет (соответственно), при этом в пробе 6221/1 присутствуют захваченные цирконы с «доальбскими» датировками – 116 ± 3.5, 123.5 ± 4 и 139.5 ± 3 млн лет. Предполагается, что за-

хваченные цирконы принадлежат нижележащим вулканитам Нембондинского прогиба и его складчатого основания.

Цирконы из трахиандезибазальта реки Оленовка (проба 3096/1) оказались самыми древними – 114 ± 2 млн лет, и, вероятно, были захвачены из риолитов дигривеевской толщи, если это действительно теленеутская толща.

Возрасты цирконов, выделенных из туфоконгломератов (?) нижней части толщи в верхнем течении реки Крестовая, распределились следующим образом. Цирконы из обломка трахиандезита (проба 3232/1) имеют средневзвешенное значение возраста по 15 точкам измерения – 106 ± 1 млн лет, а по 60 кристаллам циркона из туфопесчаникового матрикса этой же породы получено средневзвешенное значение – 107 ± 0.5 млн лет, что позволяет отнести эти породы к теленеутской толще.

Изотопное исследование бадделеита и циркона из трахибазальта (проба 5303/1) верхнего течения реки Алучин показало средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (по 17 кристаллам бадделеита) – 106 ± 2.5 млн лет, при этом юрские датировки трех индивидуальных кристаллов циркона указывают, вероятно, на их ксеногенную природу.

В одном из образцов дацита (проба 3208/1), отобранного в северной части прогиба (р. Протокочген) и относимых предварительно к дигривеевской толще, датировка показала более молодое значение средневзвешенной даты – 108 ± 1 млн лет. На этом основании мы не исключаем, что в данном местонахождении обнажена и датирована более молодая теленеутская толща.

Совокупность полученных датировок – $108 \pm 2 - 99 \pm 1.5$ млн лет – позволяет уточнить возраст вулканитов теленеутской толщи и всего теленеутского трахибазальт-трахиандезитового вулканического комплекса и датировать его альбом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые данные, полученные в результате полевых наблюдений, изучения геохимии и U-Pb изотопного датирования циркона из вулканогенных образований, позволяют уточнить представления о геологическом строении Нембондинского вулканического прогиба и его месте среди окружающих структур перивулканической зоны ОЧВП.

В геологическом разрезе Нембондинского прогиба участвуют ильгивеевская, дигривеевская и теленеутская вулканические толщи, выделяемые в составе одноименных вулканических комплексов, включающих помимо эффузивов субвулканические

тела соответствующего состава и возраста. Особенностью строения Нембондинского прогиба является отсутствие базальных отложений «предвулканогенной молассы», за исключением небольшого по мощности линзующегося горизонта вулканомиктовых конгломератов в северной части прогиба.

Совокупность результатов U-Pb датирования – 123–99 млн лет – свидетельствует о почти непрерывном проявлении известково-щелочного вулканизма начиная с апта и до границы альба с сеноманом. Полученные датировки в целом хорошо согласуются с геологическими представлениями о возрасте и последовательности накопления вулканогенных толщ в наблюдаемых разрезах (рис. 2). Появление более древних датировок в вышележащих слоях не вызывает особых противоречий, если учитывать аналитическую погрешность определений. Однако существует проблема правильной привязки анализируемой пробы в разрезе толщи, особенно в границах вулканических полей, изолированных друг от друга. Кроме того, как установлено для ряда образцов, некоторые кристаллы циркона могут оказаться захваченными из подстилающих вулканитов.

Анализ материалов изотопного датирования вулканических образований, петрогеохимических характеристик пород и структурных взаимоотношений изученных стратонов позволяет выделить в истории Нембондинского прогиба два или даже три магматических события.

К раннему вулканическому событию относится излияние базальтовых и андезитовых лав ильгивеевской толщи в интервале от 123 до 119–120 млн лет. Практически такие же датировки получены для вулканитов Тытыльвеевской впадины, расположенной к северу от Южно-Ануйской сутурной зоны (ЮАЗ), в западном фланге ОЧВП. Полученные датировки и сопоставления имеют исключительно важное геодинамическое значение и определенно доказывают синхронное проявление близкого по геохимии и возрасту известково-щелочного вулканизма и к югу и к северу от ЮАЗ. Учитывая, что в апте уже произошло закрытие ЮАЗ, о чем свидетельствует возраст синколлизионных песчаников [48], можно однозначно рассматривать геодинамическую природу аптского вулканизма как результат сдвиговых смещений вдоль ЮАЗ с раскрытием впадин типа пулл-апарт бассейнов. Последующее непродолжительное затишье, фиксируемое локальным несогласием, завершилось аккумуляцией центров вулканической активности, что привело к образованию вулкано-тектонических структур с риолит-дацитовыми экструзивно-покровными образованиями дигривеевского вулканического комплекса в

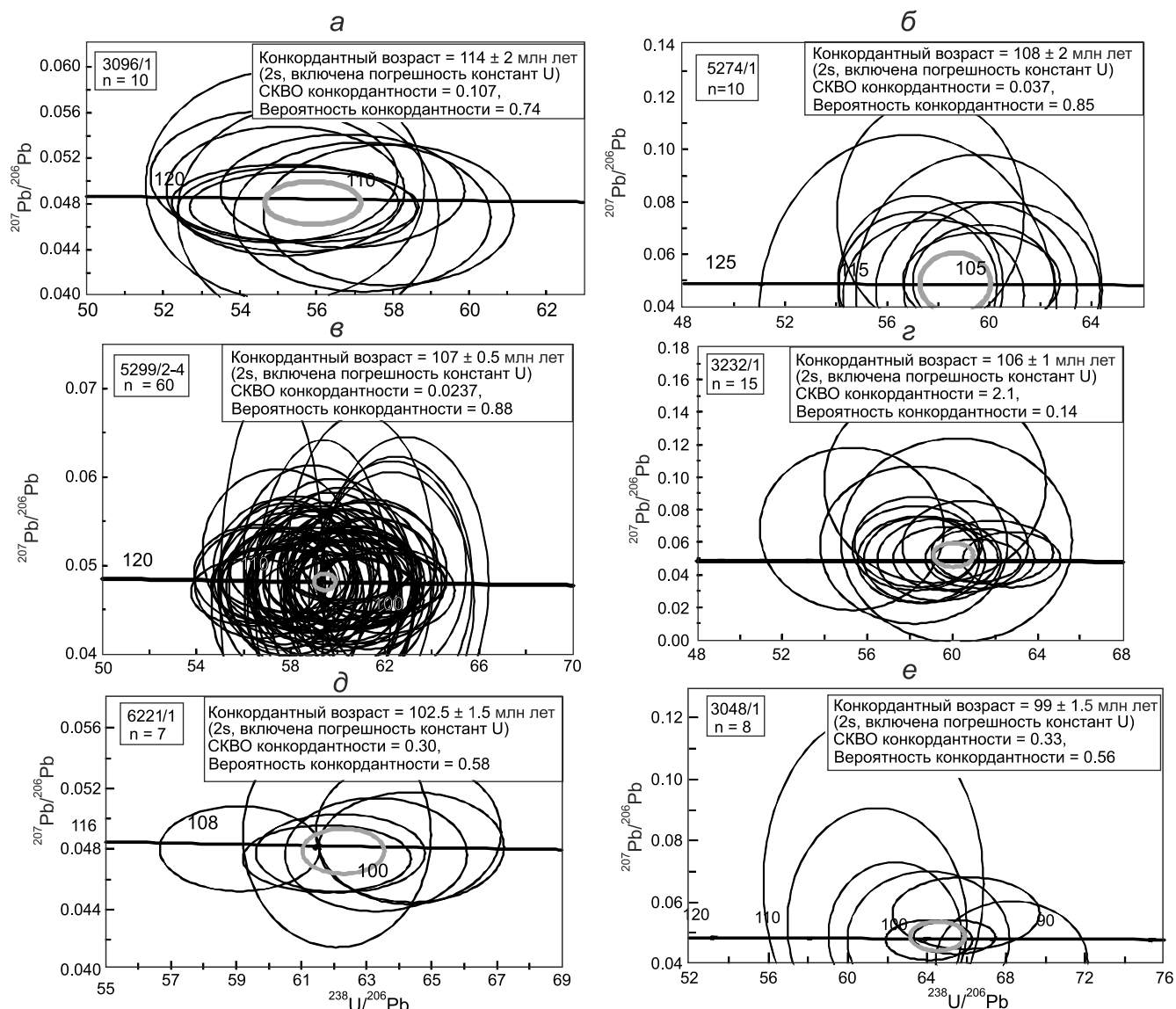


Рис. 11. Результаты U–Pb (SHRIMP-II) датирования циркона из вулканитов теленеутской толщи на диаграмме с конкордией Терра-Вассербург.

a – трахиандезит, *б* – трахиандезит, *в* – туфопесчаниковый матрикс туфоконгломерата, *г* – обломок трахиандезита из туфоконгломерата, *д* – трахиандезит, *е* – трахиандезит. Эллипсы показывают изотопные отношения в индивидуальных кристаллах циркона, с учетом погрешности.

интервале от 118 ± 1 до 112 ± 1 млн лет. Данное событие также синхронно гранитоидному магматизму в Тытыльвеемском поясе [41, 55].

Следующее магматическое событие в Нембондинском вулканическом прогибе явилось отражением нового этапа в развитии конвергентной окраины Сибири, связанного с заложением ОЧВП. С середины альба у восточной границы прогиба (реки Крестовая, Яблон) начинается интенсивное излияние андезит-базальтовых лав саламихинской свиты – 104.9 ± 3 и 101.6 ± 2 млн лет (Ar–Ar, по амфиболу и плагиоклазу андезитов) [40], сменившихся во времени излияниями

базальт-андезитовых лав вилковской толщи, чередующихся с короткими всплесками терригенного осадконакопления. Установленный в терригенных прослоях вилковской толщи фитокомплекс форм не выходит за пределы альба [44]. Из анализа вышеизложенных фактов становится очевидным, что трахиандезиты и трахибазальты теленеутской толщи с возрастом от 108 ± 2 до 99 ± 1.5 млн лет, залегающие на разных горизонтах подстилающих вулканитов ильгудеевской и дигудеевской толщ с нарастающей к востоку амплитудой несогласия, вполне встраиваются в единый латеральный ряд с вулканитами саламихинской свиты

и вилковской толщи ОЧВП и, очевидно, являются их возрастным и отчасти вещественным аналогом. Таким образом, вулканы теленеутской толщи размещаются в ортогональной структуре Нембондинского прогиба, но тектонический режим их формирования определяется уже позднеальбско-раннесеноманским этапом развития ОЧВП.

По петрогеохимическим характеристикам вулканы Нембондинского прогиба соответствуют породам известково-щелочной серии с нормальным и умеренно-щелочным спектром, в большинстве случаев умеренно- и высококалиевым с тенденцией обогащения щелочами от аптских к альбским породам. Мультиэлементные спектры демонстрируют признаки формирования в надсубдукционных или условиях трансформных сдвиговых зон с открытием пулл-апарт бассейнов, породы характеризуются обогащением крупноионными литофилами, отрицательными аномалиями Ta, Nb, P, Ti и положительными Sr, в меньшей степени La и Ce. Вулканы изученных подразделений отчетливо различаются по уровню магнезиальности. Как показано выше, данный критерий коррелируется с возрастом пород. Так наиболее высокие его значения, характеризующие наиболее «примитивные» составы, свойственны аптским вулканам Нембондинского прогиба, Тытыльвеемской и Мангазейской впадин. В альбских вулканах этих структур и в более молодых подразделениях ОЧВП преобладают продукты кристаллизации производных низкомagneзиальных магм.

На дискриминантной диаграмме (рис. 8, в), отражающей «зрелость» преобразованной коры, вырисовывается тренд, связанный с различной коровой контаминацией, обусловленной, возможно, гетерогенностью складчатого основания консолидированных палеоструктур Олойской зоны, Южно-Анхойской сутуры и Чукотского микроконтинента. Минимальное влияние корового материала реконструируется для вулканов Мангазейской впадины и Нембондинского прогиба, заложенных на подстилающих структурах Олойской дуговой системы, а наибольшее воздействие сказывается на вулканах Тытыльвеемской впадины, расположенной над южной окраиной Чукотского микроконтинента.

Геодинамическая природа активизационных структур перивулканической зоны западного обрамления ОЧВП обсуждается во многих публикациях [7, 21, 43]. Магматическая активность наложенных впадин Тытыльвеемского пояса и других структур рассматривается как продукт постколлизии активной мезозой [41, 42, 60], при этом отмечается, что в обосновании причин постколлизии магма-

тизма единой или приоритетной модели нет. В свете установленной нами синхронизации возраста вулканов Нембондинской впадины и Тытыльвеемского прогиба мы предлагаем модель их образования как результат сдвиговых смещений вдоль ЮАЗ с раскрытием впадин типа пулл-апарт бассейнов.

В данном аспекте ключевым может стать сопоставление с вулканами, слагающими Конгинскую, Коркодон-Наяханскую и Омсукчанскую (рифтогенную) зоны. Данные структуры протягиваются перпендикулярно к простиранию ОЧВП (Пенжинский и Охотский секторы в перивулканической зоне по [43]); их формирование и размещение контролируется зонами крупных разломов, активизированных в предальбское время, или вновь образованных. Для Омсукчанской (или Балыгычан-Сугойской) структуры наиболее обсуждаема рифтогенная природа [21, 43 и др.]; ряд исследователей предполагают, что возникновение раздвиговой зоны Омсукчанского разлома обусловлено разворотом северного фланга Олонского микроконтинента (массива) в южном и юго-восточном направлении по Ярхонскому разлому и одновременным правосторонним смещением с образованием зон растяжений типа пулл-апарт [22]. Однако исследования последних лет показывают, что деформации и рудомагматическая активность в указанных структурах могут быть обусловлены скольжением литосферных плит [5, 46].

ВЫВОДЫ

В Нембондинском вулканическом прогибе U-Pb методом по циркону определен апт-альбский возраст для трех толщ известково-щелочных вулканов, формирование которых отражает геодинамические события в Арктике и Палеоокеане. Раннеаптская (от 123 ± 1 до 119.5 ± 2 млн лет) ильгвеемская толща преимущественно андезибазальт-андезитового состава слагает основание вулканогенного разреза и субсинхронна формированию вулканов Тытыльвеемского вулканоплутонического пояса, обнажающегося к северу от Южно-Анхойской сутурной зоны. В позднеаптско-раннеальбское время была сформирована дацит-риолитовая ильгвеемская толща (U-Pb возраст по циркону от 118 ± 1 до 112 ± 1 млн лет), которая синхронна проявлению гранитоидного магматизма в Тытыльвеемском поясе. В свете установленной нами синхронизации возраста вулканов Нембондинской впадины и Тытыльвеемского прогиба и учитывая, что в апте уже произошло закрытие Южно-Анхойской сутурной зоны, геодинамическая природа аптского вулканизма интерпретируется как результат сдвиговых смещений вдоль ЮАЗ с раскрытием впадин типа пулл-апарт бассейнов.

Заключительный альбский этап вулканизма в Нембондинской впадине запечатлен формированием преимущественно трахиандезибазальт-трахиандезитовой теленеутской толщи вулканитов с возрастом от 108 ± 1 до 99 ± 1.5 млн лет, относящейся к раннему этапу надсубдукционного вулканизма в Анадырском секторе ОЧВП.

Геохимические особенности изученных известково-щелочных вулканитов позволяют интерпретировать их геодинамическую обстановку как синсдвиговую (ранние этапы) и надсубдукционную (поздние этапы).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность коллегам, участвовавшим в проведении полевых и лабораторных работ. Авторы признательны В.И. Шпикерману и В.М. Кузнецову, оказавшим поддержку при подготовке публикации, а также К.Н. Мазуркевичу и Ю.Н. Николаеву за содействие в организации работ.

Финансирование работ осуществлялось по Государственному заданию, выданному ФГБУ «ВСЕГЕИ» («Институт Карпинского») Федеральным агентством по недропользованию (Роснедра) на 2019–2021 гг. в рамках выполнения работ ГДП-200 Верхне-Олойской площади. Интерпретация полученных данных проведена при поддержке федеральных субсидий СВКНИИ ДВО РАН, тема НИР № 21031700312-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Котляр И.Н. ГЕОХРОН – компьютерная база данных изотопного датирования минералов, горных пород и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России / Ред. С.Г. Бялобжеский. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313–318.
- Акинин В.В., Хоуриган Дж., Райт Дж., Миллер Э., Мишин Л.Ф. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (U-Pb SHRIMP-датирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. М.: ГЕОС, 2006. С. 22–26.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290. doi:10.1134/S0869591111020020.
- 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 конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2015. С. 19–21.
- Акинин В.В., Колова Е.Е., Савва Н.Е., Горячев Н.А., Маматюсупов В.Т., Кузнецов В.М., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О. Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибден-порфинового оруденения Коркодоно-Наяханской зоны, Северо-Восток России // Вестн. Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, 2019. № 4. С. 3–8.
- Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А. Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 4. С. 415–440. doi: 10.15372/GIG2024175
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 216 с.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Воронец Л.Л. Легенда Анадырской серии листов Государственной геологической карты РФ. 1:200 000. Анадырь, ФГУП «Георегион», 2002.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Глухов А.Н., Котов А.Б., Приimenко В.В., Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М. Гранитоиды Конгинской магматической зоны Омолонского массива (Северо-Восток России): состав пород, возраст и геодинамическая обстановка формирования // Геотектоника. 2022. № 2. С. 81–94. DOI 10.31857/S0016853X22020023.
- Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Еропольская. Q-58-XXI,XXII: Объясн. зап. / Куликов К.Б., М., 1985. 96 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Чукотская. Лист Q-58 – Алискерово: Объясн. зап. / Исаева Е.П., Звезда Т.В., Лазарева Е.И. и др. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Георегион». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 371 с. + 4вкл
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-57 – Эвенск: Объясн. зап. / Кузнецов В.М., Акинин В.В., Бяков А.С. и др. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. 519 с. + 11 вкладок.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Издание второе. Серия Анадырская. Лист Q-58 – XXI,XXII (г. Черная): Объясн. зап. / Старикова Е.В., Коновалов А.Л., Черкашин А.В., Неклюдов Г.А., Матюшков А.Д., Гагиева А.М., Сорокина Ю.П., Медведев В.А., Петров В.В., Чуйко М.А. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2023.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с., кн. 2. 334 с.
- Кара Т.В., Тихомиров П.Л., Демин А.Д. Новые сведения о возрасте магматических событий в Олойской складчатой зоне, западная Чукотка (по результатам U-Pb датирования цирконов) // Докл. АН. 2019. Т. 489, № 2. С. 161–165.
- Коновалов А.Л., Черкашин А.В., Старикова Е.В., Сурин Т.Н., Гагиева А.М. Раннемеловые гранитоидные комплексы Олойской зоны (Западная Чукотка) // Вестн. Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, 2024. № 2. С. 3–25.
- Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного

- пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
21. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 159 с.
 22. Ливач А.Э., Третьякова Н.И. Балыгычано-Сугойский континентальный рифт: строение, основные черты развития и металлогении // Вестн. СВНЦ, Магадан, 2022. № 2. С. 3–13.
 23. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 120 с.
 24. Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–85.
 25. Милов А.П., Давыдов И.А., Котляр И.Н., Павлов П.П., Щепетов С.В. Рубидий-стронциевые системы меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса. Региональная геология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1997. С. 69–81.
 26. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна позднеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
 27. Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1132–1135.
 28. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии / Под ред. К.В. Боголепова. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 29. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 30. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 31. Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С., Розинев М.И., Колесников Д.И., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Капитонов И.Н., Быкова Э.В., Сергеев С.А. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукаат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.
 32. Радзивилл А.Я., Палымский Б.Ф. Стратиграфия нижнемеловых континентальных образований Анойско-Олойского междуречья: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сев-Вост. СССР. Вып. 20. Магадан: Кн. изд-во, 1972. С. 141–151.
 33. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
 34. Соколов С.Д. Континентальная аккреция, террейны и нелинейные эффекты в геодинамике Северо-Востока России // Тектонические и геодинамические феномены. Тр. ГИН; Вып. 605. М.: Наука, 1997. С. 42–70.
 35. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Анойской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
 36. Соловьёв В.Ю., Прийменко В.В., Ползунов Г.О., Фомина М.И., Михалицына Т.И., Гагиева А.М., Хубанов В.Б., Колегов П.П., Акинин В.В. Порфирировая рудно-магматическая система Лабазное (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): возраст, минералогия оруденения и минеральная термобарометрия рудовмещающих гранитоидов викторинского комплекса // Вулканология и сейсмология. 2025. № 1. С. 48–66.
 37. Старикова Е.В., Гагиева А.М., Коновалов А.Л., Ватрушкина Е.В., Акинин В.В. Верхнеюрско-раннемеловые отложения восточной части Олойской зоны: стратиграфия, геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2023. № 4. С. 3–29.
 38. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. редакторы Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
 39. Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-западной окраины Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 26–34.
 40. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александр П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ag-Ag и U-Pb геохронологии // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 67–81.
 41. Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аплетаин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
 42. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
 43. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 287 с.
 44. Филатова Н.И., Дворянkin А.И., Лебедев Е.Л. Стратиграфия меловых континентальных отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Континентальный мел СССР: Тез. докл. совещ. По проекту 245 «Корреляция неморского мела». Владивосток: 1988. С. 46–48.
 45. Фурман О.А. Легенда Олойской серии листов Государственной геологической карты РФ. 1: 200 000. Билибино: Анойское ГГП, 1999. 100 с.
 46. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–37.
 47. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopyev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews 208. 2020. 103272. P. 1–25.
 48. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A. et al. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. V. 11,

- N 5. P. 1530–1564.
49. Boynton W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies / In: Henserson P. Ed. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
 50. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian J. Earth Sci. 1971. V. 8, N 5. P. 523–548. DOI: 10.1139/e71-055.
 51. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048. doi:10.1093/ptrology/42.11.2033
 52. Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings // American J. Sci. 2012. V. 312 (4). P. 357–416. DOI:10.2475/04.2012.01
 53. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrology. 1986. V. 27, N 3. P. 745–750.
 54. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, USA, 2003.
 55. 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 // Origin of Northeastern Russia: Paleomagnetism, Geology and Tectonics / Ed. D.B. Stone and others. Stephan Mueller Publication Series 4, 2009. P. 157–175.
 56. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / In Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds.): Continental basalts and mantle xenoliths. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications, 1983. P. 230–249.
 57. Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.
 58. Peccerillo A., Taylor S.R., Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. P. 63–81.
 59. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / In: Magmatism in the Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Geological Society Special Publication. London. 1989. V. 42 (1). P. 313–345.
 60. Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Prokofiev Y.V., Akinin V.V., Miller E.L., Isaeva E.P., Palechek T.N., Starikova E.V., Boldyreva A.I., Wiegand B. Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U–Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2023. V. 66, N 2. P. 607–632. DOI: 10.1080/00206814.2023.2205494.
 61. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
 62. 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 and Planetary Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком
после доработки 29.08.2025 г.
принята к печати 17.09.2025 г.

VOLCANISM OF THE NEMBONDA TROUGH, WESTERN CHUKOTKA: GEOCHRONOLOGY, GEOCHEMISTRY AND STRATIGRAPHY

A.L. Konovalov^a, E.V. Starikova^a, A.V. Cherkashin^a, A.M. Gagieva^b, V.V. Akinin^b, T.N. Surin^a

^a*Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia;*
e-mail: Aleksandr_Konovalov@karpinskyinstitute.ru

^b*Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia*

At least three magmatic events have been identified in the Nembonda volcanic trough in Chukotka. The Early Aptian event (Ilguveem sequence of predominantly basaltic andesite-andesite volcanic rocks with an age of 123 ± 1 to 120 ± 2 Ma) immediately follows the closure of the South Anyui suture zone (SAZ) and is subsynchronous with the formation of the Tytylveem volcano-plutonic belt north of the SAZ. During the second Upper Aptian-Early Albian magmatic event, the Dirguveem dacite-rhyolite sequence is formed (zircon U–Pb ages from 118 ± 1.5 to 112 ± 1 Ma), which is also synchronous with the Tytylveem belt. The final Albian stage of volcanism is marked by the formation of the predominantly andesite-basalt-andesite Teleneut volcanic sequence with an age of 108 ± 1 to 99 ± 1.5 Ma, which is assigned to the early stage of volcanism in the Anadyr sector of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. The geochemical features of the studied calc-alkaline extrusive igneous rocks allow us to interpret their geodynamic setting as pull-apart (early stages) and supra-subduction (late stages).

Key words: Cretaceous volcanism, U–Pb geochronology, geochemistry, stratigraphy, Nembonda volcanic trough, Okhotsk-Chukotka volcano-plutonic belt, western Chukotka.