

**Х ВСЕРОССИЙСКОЕ СОВЕЩАНИЕ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ**

**«МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ И БЛИЖНЕГО
ЗАРУБЕЖЬЯ:
ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ»**

*Совещание посвящается
выдающимся исследователям Дальнего Востока –
Африкану Николаевичу Криштофовичу (1865-1953)
и Василию Феофановичу Белому (1929-2009)*



**КРАТКИЙ ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИЙ
24-25 сентября 2020 г.**

Акинин В.В.

МАГАДАН

1. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (краткая характеристика).

(на основе материалов: Белый (1977; 1978; 1994), Акинин, Миллер (2011), Акинин (2012)).

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) – крупнейший на западе Пацифики окраинно-континентальный пояс андийского типа, отличающийся от Анд тем, что заложен на коре меньшей мощности, значительно более разнородной по составу и возрасту. Протяженность ОЧВП составляет около 3250 км (от устья р. Уда в Хабаровском крае до п. Чаплино на Восточной Чукотке) при ширине от 100 до 350 км (рис. 1). Общий объем изверженного материала в ОЧВП оценивается в более чем 1 млн км³ (Белый, 1977, 1994). Близкие значения мы получили, используя ГИС-инструменты и реальную среднюю мощность вулканических накоплений по геофизическим данным (около 2 км). Оценка объема является минимальной, так как не учитывается эродированный и унесенный пепловый пирокластический материал, таким образом, может быть, как минимум, удвоена, достигая 2 млн км³ (Акинин, Миллер, 2011), исходя из данных по современному вулканизму Камчатки (напр., Фролова и др., 1985). Так, на северном склоне Аляски, на площади около 50 тыс. км² распространены отложения тефры мощностью 25–200 м, тефра очень близка по составу и возрасту породам ОЧВП (Bergman et al., 2006).

Наиболее популярна гипотеза о надсубдукционной природе ОЧВП (Зоненшайн и др., 1976; Парфенов, 1984), однако сложная конфигурация и сегментация пояса, далеко вдающиеся в континент линейные вулканогенные прогибы и обширные поля игнимбритов (Рис. 1) позволяют привлекать геодинамические режимы растяжений для генезиса отдельных участков, в частности, задуговое растяжение. Очевидно, что гигантский объем изверженного материала в ОЧВП предполагает сопоставимые объемы кумулатов на глубине и значительно большие объемы меловых интрузий, в том числе и в основании коры. Если бы не растянутая во времени история развития пояса, то можно было бы рассматривать некоторые сегменты пояса как гигантскую провинцию кислого вулканизма (acidic LIP, Bryan, Ernst, 2007).

Хорошая сохранность вулканических разрезов и широкое развитие вулканоплутонических ассоциаций в поясе позволяют исследовать фундаментальные вопросы петрологии, тектоники и стратиграфии континентального мела. Вулканические накопления ОЧВП не дислоцированы и слабо наклонены, соответственно простой принцип суперпозиции позволяет проводить стратиграфическое расчленение свит и толщ в пределах крупных вулканоструктур. Однако корреляция свит на всем протяжении пояса невозможна, так как в его разных секторах наблюдается как гомодромная, так и антидромная последовательность вулканических извержений с различающимися возрастами.

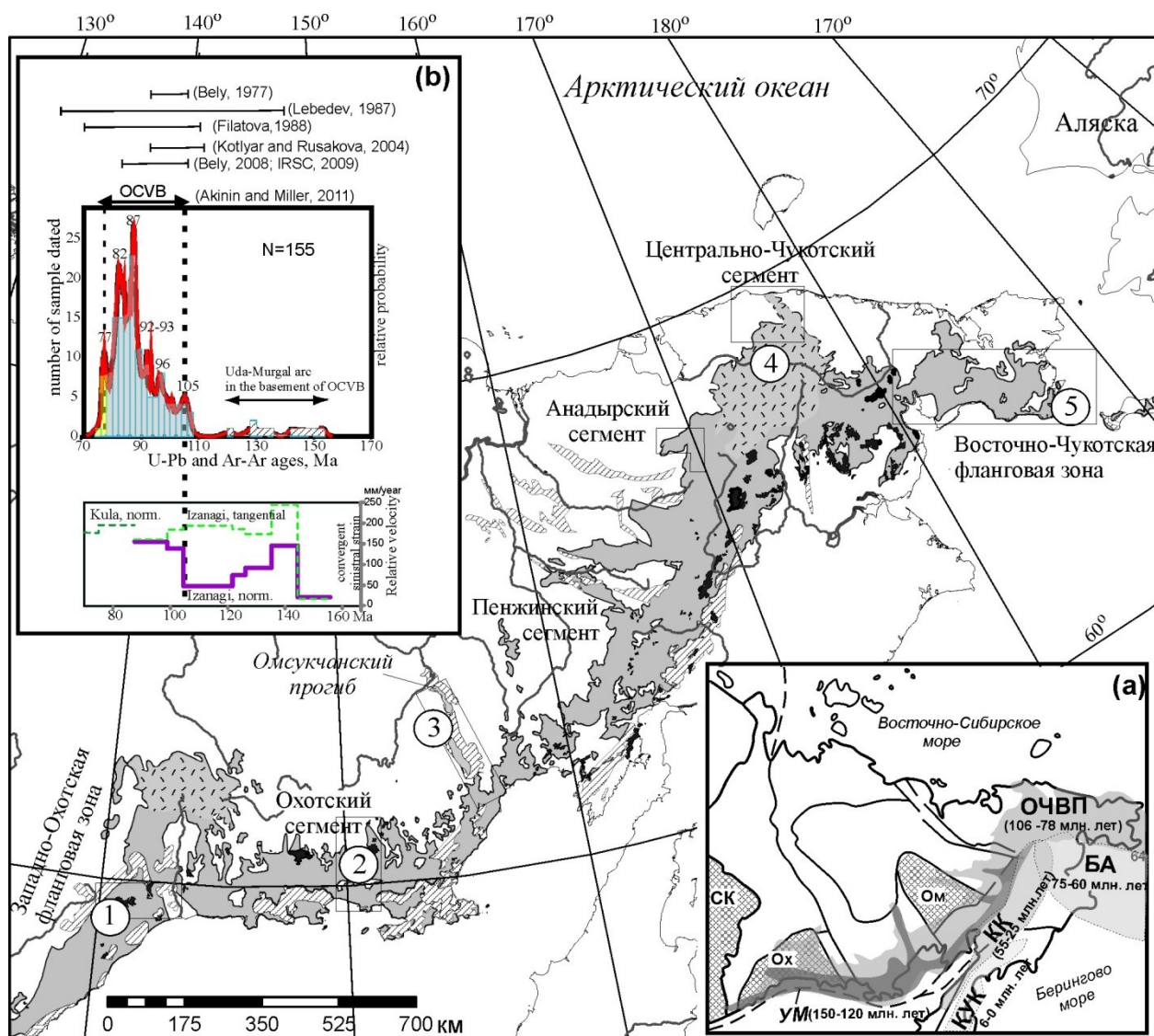


Рис. 1 Охотско-Чукотский вулканогенный пояс в континентальном обрамлении Северо-Востока Азии. Названия сегментов и фланговых зон пояса даны по В.Ф. Белому (1977; 1994). Серым фоном показан главный объем альб-кампанских известково-щелочных магм ОЧВП, черным – площади выходов финальных кампанских плато-базальтов, косой штриховкой – «допоясовые» островодужные вулканогенно-осадочные комплексы. В кружках цифрами обозначены наиболее изученные ключевые разрезы вулканических пород (номера соответствуют колонкам на **Рис. 2**). Врезки: (а) – схема размещения вулканогенных поясов на Северо-Востоке Азии и их омоложение в направлении Палеопацифики (УМ – Удско-Мургаляский, ОЧВП – Охотско-Чукотский, БА – Бристольско-Анадырский, КК – Западно Корякско-Камчатский, КУК – Курило-Камчатский). Линиями показаны границы главных террейнов, косой штриховкой – докембрийские кратоны и срединные массивы – Сибирский кратон (СК), Охотский массив (Ох), Омолонский массив (Ом); (б) – гистограмма распределения U-Pb и Ar-Ar дат в магматических породах ОЧВП и структурах его основания (верхний график) и коррелирующее с началом функционирования ОЧВП изменение скорости движения плит в Палеопацифике в мелу, по (Акинин, Миллер, 2011).

Возраст заложения, степень и тип деформаций, петрогенезис продуктов вулканической активности и продолжительность извержений в Охотском сегменте ОЧВП принадлежат к ключевой информации, которая необходима для оценки валидности существующих блоково-коллизийных моделей происхождения прилегающего Охотского моря. ОЧВП – типичный перекрывающий комплекс (overlap) в терминологии террейнового анализа, возраст слагающих его недислоцированных вулканитов ограничивает время предшествующих глобальных аккреционно-коллизийных тектонических событий.

Гигантский общий объем изверженных вулканических пород, катастрофичность вулканизма в отдельных кальдерах и супервулканах пояса предполагают влияние этого феномена на изменение климата и биосферы в позднем мелу Северной Пацифики. Детальное исследование разрезов вулканических пород с остатками флоры может иметь важное значение для понимания причин вымирания ангиосперм и океанических аноксических событий на границе сеномана-турона. Последнее событие (СТВ, Cenomanian-Turonian Boundary) имеет возраст около 93.5 млн лет, совпадает с массовым вымиранием бентосных фораминифер и с пертурбацией глобального цикла углерода. Примечательно, что СТВ совпадает с главными вспышками окраинно-континентального надсубдукционного вулканизма в Кордильерах Северной Америки и в ОЧВП. Нарастание извержений вулканического пепла поставляет дополнительное питание в виде элементов группы железа в океан, генерируя глобальный расцвет фитопланктона, что в свою очередь приводит к обеднению океана кислородом. Большие объемы извержений пепла приводят к существенному превышению этих порогов, что позволяет предполагать, что событие СТВ прямо связано с вулканизмом надсубдукционных зон.

В практическом плане исследование ОЧВП важно для научного обоснования направления поисков и разведки месторождений благородных металлов; за последние 70 лет на Северо-Востоке Азии разведано более 50 эпитермальных месторождений, из которых добыто более 150 т золота и более 1 тыс. т серебра (Сидоров, 1978; Стружков, Константинов, 2005).

ОЧВП в течение нескольких десятилетий оставался объектом пристального внимания, однако исследование вещественного состава вулканитов ограничивалось лишь данными о распределении главных элементов в валовом составе горных пород (Белый, 1977; Котляр, Русакова, 2004; Филатова, 1988). Результаты анализа редких и рассеянных элементов были фрагментарны, а первичные отношения радиогенных изотопов Sr, Nd, Pb с использованием современных высокочувствительных методов появились только в последнее время (Полин и др., 2009; Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2012). В работе (Акинин, Миллер, 2011) впервые наиболее полно представлены изотопно-геохимическое и геохронологические данные по ОЧВП, позволившие оценить глобальную неоднородность пояса, реконструировать эволюции вулканизма в конкретных вулканоструктурах и кальдерах.

Особую остроту в последнее десятилетие приобрел вопрос о возрасте ОЧВП. Большой вклад в решение этой проблемы внесли В.Ф. Белый, Е.Л. Лебедев, В.А. Самылина, Н.И. Филатова, И.Н. Котляр, С.В. Щепетов, А.Б. Герман, Л.Б. Головнева и многие другие исследователи, которые использовали для определения возраста палеофитонологические методы и K-Ar, Rb-Sr датировки по валу пород. В качестве главной тенденции последних пятнадцати лет можно отметить переход от "одномерных" схем, предполагающих последовательную смену стратофлор на всей территории Северо-

Востока Азии [Самылина, 1986; Белый, 1982; Лебедев, 1987; Филиппова, Абрамова, 1993], к более сложным, допускающим сосуществование различных флористических комплексов, формирующихся в различной палеогеографической обстановке [Щепетов, 1995; Герман, 1999].

Применение новых и более точных методов локального изотопного датирования минералов и их зон (SHRIMP, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) продемонстрировало в последние годы, в отличие от традиционных K-Ar и Rb-Sr датировок, исключительно хорошую воспроизводимость дат для одних и тех же объектов. Для вулканитов из частных разрезов и отдельных гранитоидных интрузий, с помощью U-Pb метода по цирконам, были установлены достаточно узкие временные интервалы формирования, которые хорошо коррелируют в пределах отдельных сегментов пояса (Kelley et al., 1999; Акинин и др., 2000; Ispolatov et al., 2004; Hourigan, Akinin, 2004; Тихомиров и др., 2006; Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2011; Akinin et al., 2020). Эти данные позволили поставить вопрос о ревизии возраста ОЧВП в целом, по-новому взглянуть на общую длительность и асинхронность его развития. В последние два десятилетия были выполнены масштабные изотопно-геохронологические работы, и в целом для ОЧВП установлен прерывистый характер магматизма от среднего альба до среднего кампана, от 106 до 78 млн. лет (рис. 1b), что коррелирует с изменением скорости движения океанических плит Изагаги и Кула в Палеопацифике (Акинин, Миллер, 2011). По латерали пояса вулканизм асинхронен и различается гомодромной и антидромной последовательностью вулканических извержений в разных сегментах пояса. Выделяется несколько пиков вулканизма с модами около 105, 100, 96, 92.5, 87, 82 и 77 млн лет, намечается спад и затухание вулканизма (стратиграфическое несогласие?) в конце сеномана – начале турона (рис. 2). Завершают извержения платобазальты с возрастом около 76-78 млн лет, которые фиксируют изменение геодинамической обстановки с фронтальной субдукции на режим трансформной окраины и проявлениями базальтов в зонах локальным растяжений, поперечных общей трансформной окраине (Akinin et al., 2014).

С учетом новых более надежных датировок в отдельных крупных кальдерах реконструируется катастрофический характер извержений с достаточно узким интервалом вулканизма (< 2 млн лет). Скорость вулканических накоплений в таких структурах достигала $0.15\text{--}0.36\text{ км}^3/\text{год}$ и более. В Пегтымельском прогибе на Чукотке вулканические породы, объем которых составляет около 113 тыс. км^3 , были извержены за 2 млн лет, что позволяет предполагать развитие здесь в коньяке гигантской магматической провинции кислого состава или супервулканов (silicic LIP, Bryan, Ernst, 2007).

ОЧВП неоднороден и обладает сложной структурной и петрографической зональностью; В.Ф. Белый выделил в нем внутреннюю и внешнюю продольные зоны. По геофизическим данным для границы зон характерна ступень в гравиметрическом поле, во внутренней зоне наблюдается снижение мощности земной коры до 30–20 км (Сурков и др., 2007). Продольная латеральная неоднородность лучше всего выражается в изменении доли кислых изверженных пород в том или ином сегменте пояса: выделяются Западно-Охотская и Восточно-Чукотская фланговые зоны, Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский сектора или сегменты (Белый, 1977). Выразительны Западно-Охотская зона и Центрально-Чукотский сектор с далеко вдающимися в континент областями с большим объемом игнимбритов и малым андезитов, антидромной последовательностью вулканизма (Куйдусунское поле в Приохотье, Пегтымельский прогиб на Чукотке). Во всех остальных сегментах наблюдается гомодромная

последовательность: лавы и туфы пропилитизированных андезитов, кислые туфы и лавы, затем снова андезиты, игнимбриты и туфы риолитов (Рис. 2). Завершают разрезы субщелочные базальты и андезибазальты, формирующие пологонаклоненные плато. Большое количество субвулканических и plutонических интрузий гранитоидного ряда формирует купольные и резургентные структуры в теле компенсационных вулканоструктур и кальдер обрушения.

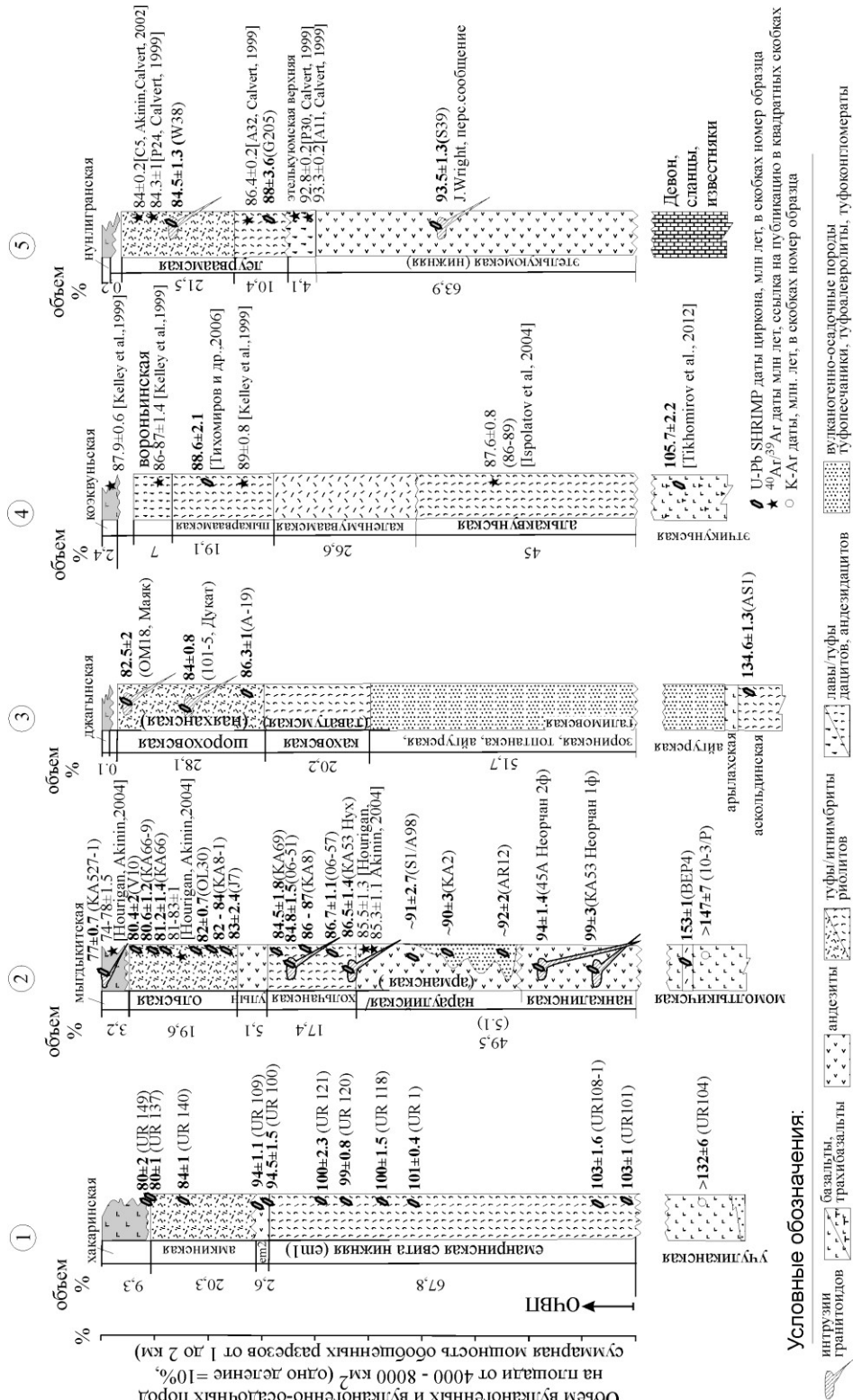


Рис. 2 Петролого-геохимические колонки обобщенных разрезов вулканических пород ОЧВП (размещение разрезов на рис. 1). Объемы изверженных пород рассчитаны с использованием программы AgeGIS, используя реконструированные площади свит и наблюдаемые истинные мощности по материалам двух и более листов опубликованных геологических карт м-ба 1: 200 000 в каждом районе. В круглых скобках - номера датированных образцов из работы (Акинн, Миллер, 2011), другие опубликованные результаты - со ссылкой в квадратных скобках.

В качестве примера можно кратко охарактеризовать изученный типовой разрез в Арманской вулканоструктуре (Охотский сектор ОЧВП) площадью около 1000 км² и общей мощностью вулканических накоплений около 1–2 км (Hourigan, Akinin, 2004). На правобережье р. Хаханджа, в нижней части разреза задокументированы вулканогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоконгломераты) арманской свиты и фациально замещающие их пропилитизированные андезитовые лавы, лавобрекчии и туфы нараулийской свиты видимой мощностью более 100 м. В лавах андезитов и трахиандезитов обычна ассоциация фенокристов плагиоклаза, роговой обманки и магнетита. Перекрывают нараулийскую свиту в разной степени пропилитизированные кислые туфы и лавы хольчанской свиты мощностью около 50 м. Выше по разрезу следуют относительно свежие двупироксеновые андезибазальты и андезиты улынской свиты мощностью около 50 м. Нарращивают разрез кислые туфы и игнимбриты ольской свиты с вкрапленниками кварца, санидина, биотита мощностью около 100 м. Финальную стадию вулканизма представляют оливин-плагиоклазовые базальты мыгдыкитской свиты мощностью около 300 м, слагающие слабонаклоненные (10–15°) плато. Все вулканы главной стадии относятся к типичным известково-щелочным образованиям и имеют широкие вариации щелочности и относительно высокую концентрацию SiO₂ при низком Fe/Mg (рис.3).

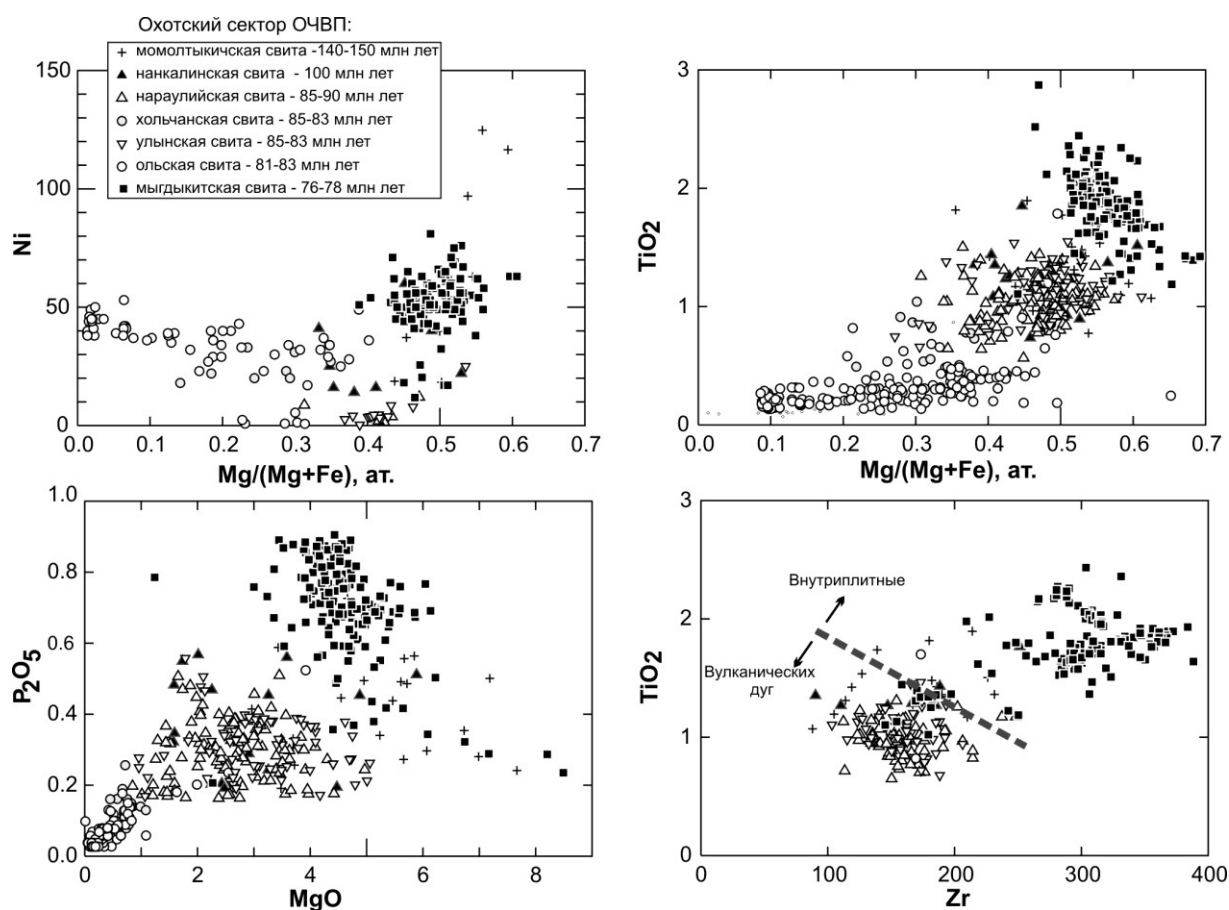


Рис. 3 Вариации состава вулканических пород в Арманской вулканоструктуре Охотского сегмента ОЧВП, демонстрирующие эволюцию известково-щелочных магм и возможную смену геодинамических условий для стадии финального базальтового вулканизма

2. Охотский сегмент

В Охотском сегменте ОЧВП проведено наибольшее количество полевых наблюдений и геохронометрических определений U-Pb и Ar-Ar методами (рис.4). Изучены разрезы вулканических накоплений в бассейнах р.р. Хета, Ола, Нелканджа, Аган, Хасын, Палатка, включая стратотипическое обнажение с флорой арманского комплекса на р. Армань. Также исследованы и датированы гранитоидные массивы охотского комплекса – Неорчанский, Нухский, Угрюмый, Карамкенский, Сфинкс, Уптарский и Магаданский батолит.

В Арманской вулканоструктуре (Примагаданье) нижние сеноман-коньякские, существенно андезитовые вулканические толщи и свиты ОЧВП (нанкалинская, нараулийская) налегают со стратиграфическим несогласием на андезибазальты и базальты момолтыкичской свиты, которая отличается существенно более древним возрастом формирования (поздняя юра-ранний мел ?) и относится к стадии формирования Удско–Мургальской островной дуги (УМД) - рис. 1).

К наиболее древним вулканическим свитам ОЧВП в Охотском сегменте относят арманскую осадочно-вулканогенную свиту (содержит стратотипический «арманский комплекс флоры» с дискутируемым возрастом от позднего альба (Самылина, 1988) до коньяка (Щепетов, 1995), турона (Герман, 2011) и одновозрастную с ней нараулийскую свиту андезитов. Арманские туфоалевролиты, туфопесчаники и туфоконгломераты традиционно относятся к основанию вулканогенного разреза ОЧВП в северном Приохотье, так как они несогласно залегают на смятых в складки юрских терригенных породах. В образце туфопесчаника арманской свиты с отпечатком флоры из стратотипического обнажения на р. Армань датированы U-Pb методом 25 кристаллов циркона. Возраст отложения туфопесчаника и арманского флористического комплекса туронский, так как для самого молодого обломочного циркона получена дата 92 ± 2 млн лет (рис. 5; Акинин, Миллер, 2011). Для восьми кристаллов детритового циркона U-Pb даты находятся в интервале от 148 до 160 млн лет, источником для них являлись гранитоиды Яно-Колымского коллизийного пояса (Акинин и др., 2009). Дополнительное датирование цирконов из арманских гравелитов, обнажающихся к юго-востоку от стратотипического обнажения, проведено в районе месторождения Карамкен. В обр. КА2 были датированы 34 кристалла циркона, при этом обнаружено что в пятнадцати кристаллах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст варьировал от 93 до 88 ± 4 млн лет, несколько кристаллов показали субконкордантные даты со средневзвешенным $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом $\sim 90 \pm 1$ млн лет (рис. 10). В туфах андезитов нараулийской свиты выявлен похожий спектр детритовых ксеногенных цирконов, самый молодой из которых имеет U-Pb возраст около 90 млн лет (Рис. 5).

Возможно, что нижняя возрастная граница ОЧВП в Охотском сегменте может быть и древнее. Альбский возраст установлен нами в Неорчанском гранитоидном интрузиве. Амфиболовые гранодиориты ранней фазы интрузии имеют средневзвешенный U-Pb возраст 99 ± 1.4 млн лет, а цирконы из гранодиорит-порфиров второй фазы имеют U-Pb возраст 94 ± 1.4 млн лет (СКВО=0.6, $p=0.6$, $N=5$), что близко к возрасту магаданской серии Магаданского батолита. В свою очередь, гранодиориты Неорчанского массива прорываются субщелочными гранитами интрузии Нух, циркон из которых имеет U-Pb возраст 86.5 ± 1.4 млн лет (СКВО=1.1, $p=0.3$). Ксенолиты крупнозернистых разностей гранитов Нух обнаружены в туфах риолитов ольской свиты (возраст 81–84 млн лет), что

четко соответствует геологическим соотношениям и фиксирует возможное эрозийное вскрытие гранитоидных массивов Нух и Неорчан в интервале 87–84 млн лет (Акинин, Миллер, 2011).

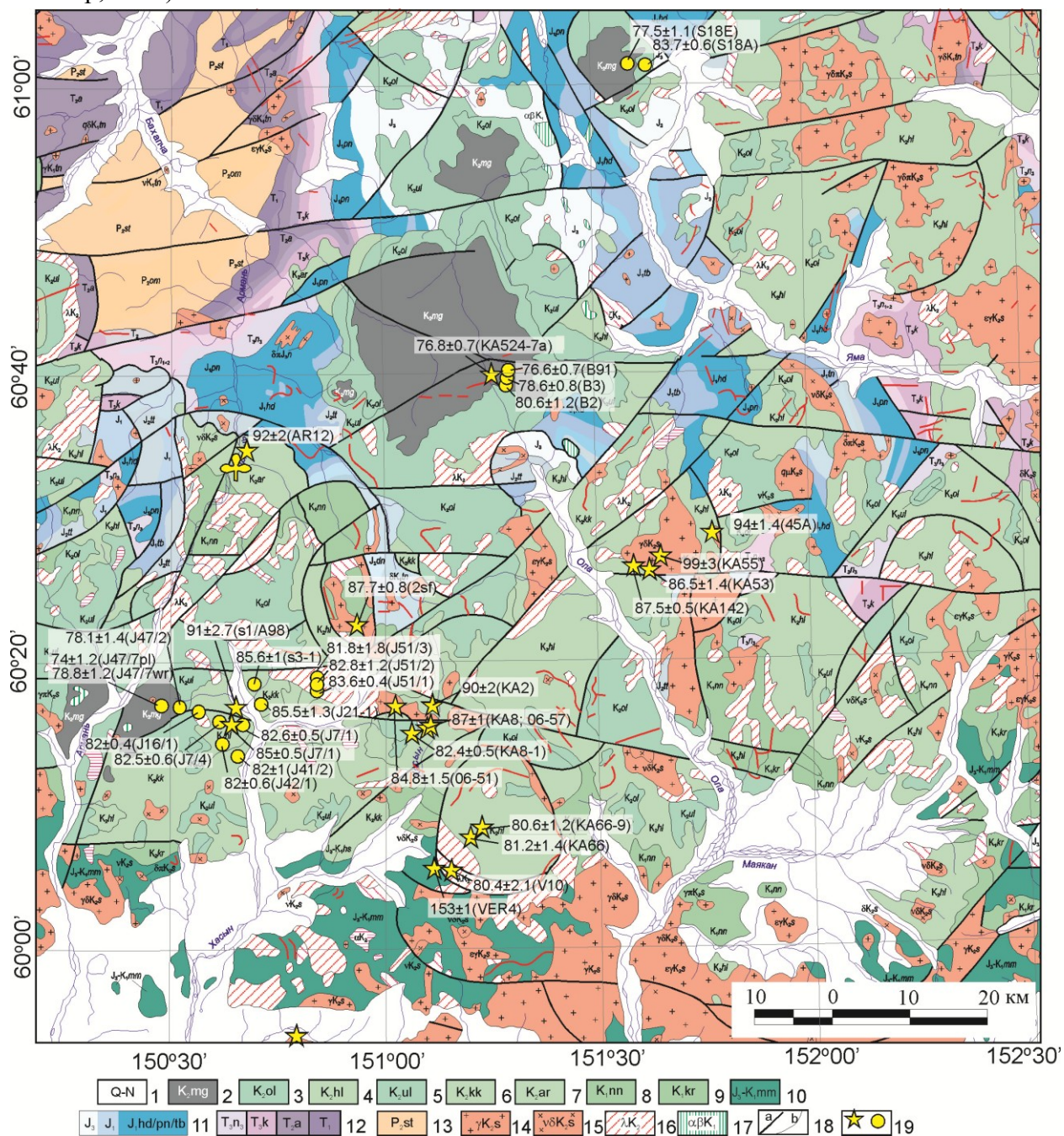


Рис. 4. Геологическая карта северного Приохотья (Геологическая..., 1980; с упрощениями автора). 1 - неоген-четвертичные отложения, 2-9 - вулканогенные свиты и толщи ОЧВП (2 - мыгдыкитская, 3 - ольская, 4 - хольчанская, 5 - улынская, 6 - кукушкинская/нараулийская, 7 - арманская, 8 - нанкалинская, 9 - кирикская), 10 - момолтыкичская свита Удско-Мургальской дуги, 11 - свиты юрских осадочных пород, 12 - свиты триасовых осадочных пород; 13- пермские осадочные породы и диамиктиты; 14-15 - меловые интрузии гранитоидов (14) и габбродиоритов (15); 16-17 - верхнемеловые субвулканические интрузии риолитов (16) и андезибазальтов (17); 18 - разломы (а) и геологические границы (б). 19 - местоположение проб магматических пород ОЧВП, отобранных в течение полевых работ 1998-2009 гг и исследованных изотопно-геохимическими методами. Пробы, датированные U-Pb SHRIMP методом по циркону показаны звездочками, датированные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом - кружками, даты с погрешностью в млн лет, номера образцов в скобках (Акинин и др., 2000; Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Ханчук, 2005; Акинин, Миллер, 2011; Акинин, 2012).

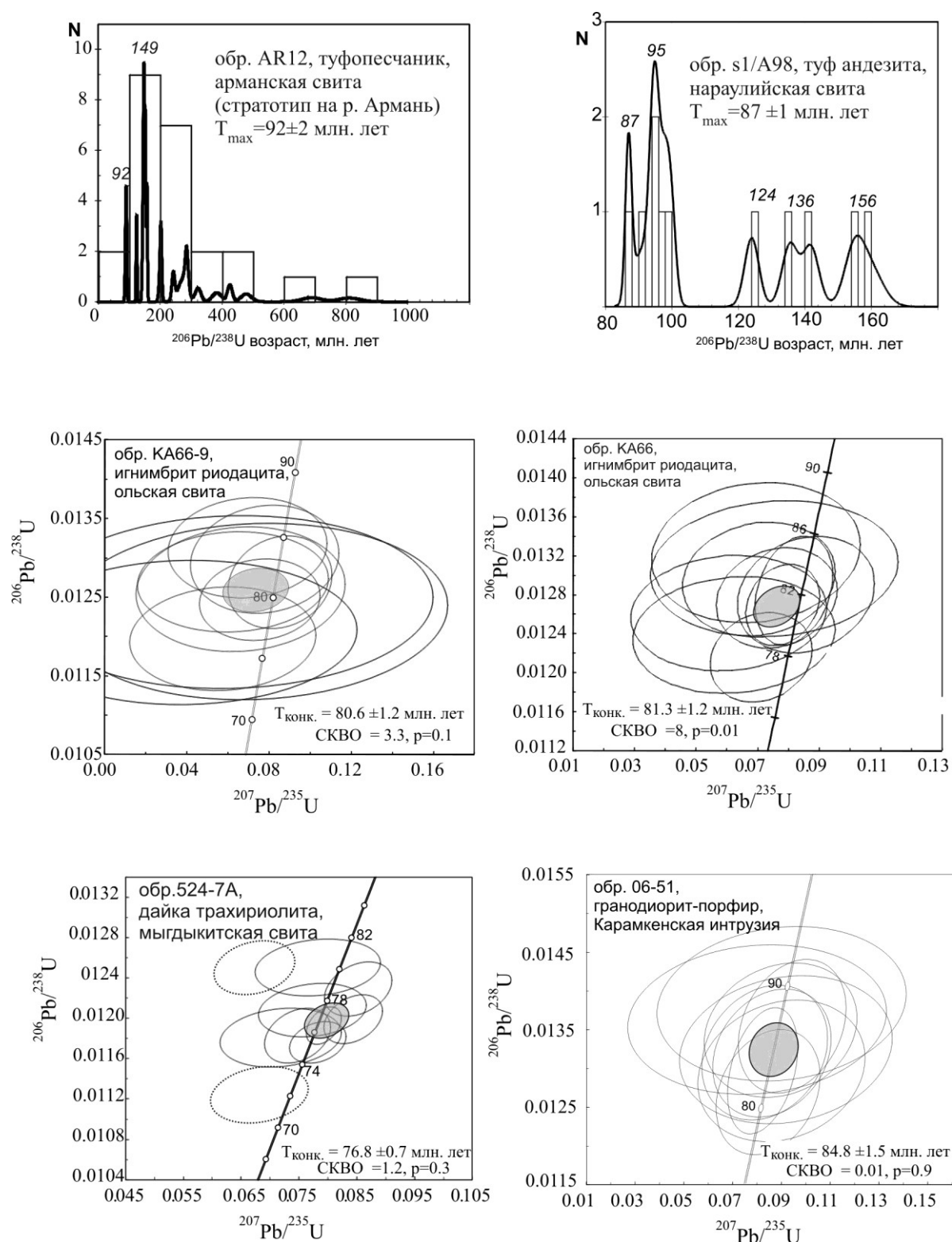


Рис. 5 Результаты U-Pb SHRIMP датирования циркона из вулканических пород Охотского сегмента (Арманская, Гайчанская, Маланго-Ольская вулканоструктуры) ОЧВП на гистограммах и диаграммах Везерилла (Акинин, Миллер, 2011).

Для образцов AR12 и s1/A98 возраст отложения определен по наиболее молодому кристаллу циркона в детритовой популяции

Верхняя возрастная граница ОЧВП в Охотском сегменте определяется по возрасту глиноземистых базальтов на Арманском и Ольском плато. Для базальтов Арманского и Хетинского плат Ar-Ar методом получены даты в 76–77 млн лет (Hourigan, Akinin, 2004).

На самом объемном Ольском плато мы провели дополнительное U-Pb датирование циркона из дайки щелочных риолитов, секущей мыгдыкитские базальты. Средневзвешенный возраст циркона из дайки составляет 76.8 ± 0.7 млн лет (СКВО=1.2, $n=8/10$ – Рис. 5), что хорошо совпадает с результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования самих базальтов (Табл. 1, Рис. 6).

Таблица 1 Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования базальтов Ольского плато (Akinin et al., 2014)

№ образца	Интегри р. возраст (млн лет)	Возраст плато (млн лет)	Информация по плато	Изохрон. возраст (млн лет)	Информация по изохроне
B2	89.0 ± 3.3	80.6 ± 1.2	8 из 11 фракций 62.9% ^{39}Ar СКВО = 0.6	79.0 ± 1.2	8 из 12 фракций $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 304.5 \pm 3.1$ MSWD = 0.6
B3	80.6 ± 1.1	78.6 ± 0.8	9 из 11 фракций 82.7 % ^{39}Ar СКВО = 1.1	77.9 ± 0.9	12 из 12 фракций $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 300.0 \pm 2.0$ СКВО = 1.0
B5	79.2 ± 2.2	79.3 ± 1.4	5 из 8 фракций 72.2 % ^{39}Ar СКВО = 0.2	$79.3.0 \pm 1.4$	8 из 8 фракций $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 294.8 \pm 4.2$ СКВО = 0.2
B7	81.2 ± 1.2	78.2 ± 0.7	4 из 9 фракций 77.2 % ^{39}Ar СКВО = 0.1	78.0 ± 0.9	7 из 9 фракций $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 298.8 \pm 4.7$ СКВО = 0.3
B91	77.5 ± 0.5	76.6 ± 0.7	3 из 7 фракций 56% ^{39}Ar СКВО = 2.0		

Примечание. Материал датирования: основная масса базальтов, электромагнитная фракция. Возрастные и композиционные спектры на рис. 6.

С учетом погрешности, возраст базальтов ольского плато практически такой же, как и у подстилающих риолитов ольской свиты. Эти обстоятельства позволяют заключить, что базальты ольского плато (и, по аналогии, и других плато – арманского, янского, хакаринского) должны быть включены в состав ОЧВП. Несколько иные геохимические характеристики верхних базальтов мыгдыкитской свиты, отличают их от подстилающих известково-щелочных базальтов, что может быть связано с изменением наклона зоны субдукции (Hourigan, Akinin, 2004), либо со сменой геодинамического режима с фронтального направления субдукции на трансформную зону скольжения, как следствие, вскрытие глубинного источника в поперечных зонах (Akinin et al., 2014).

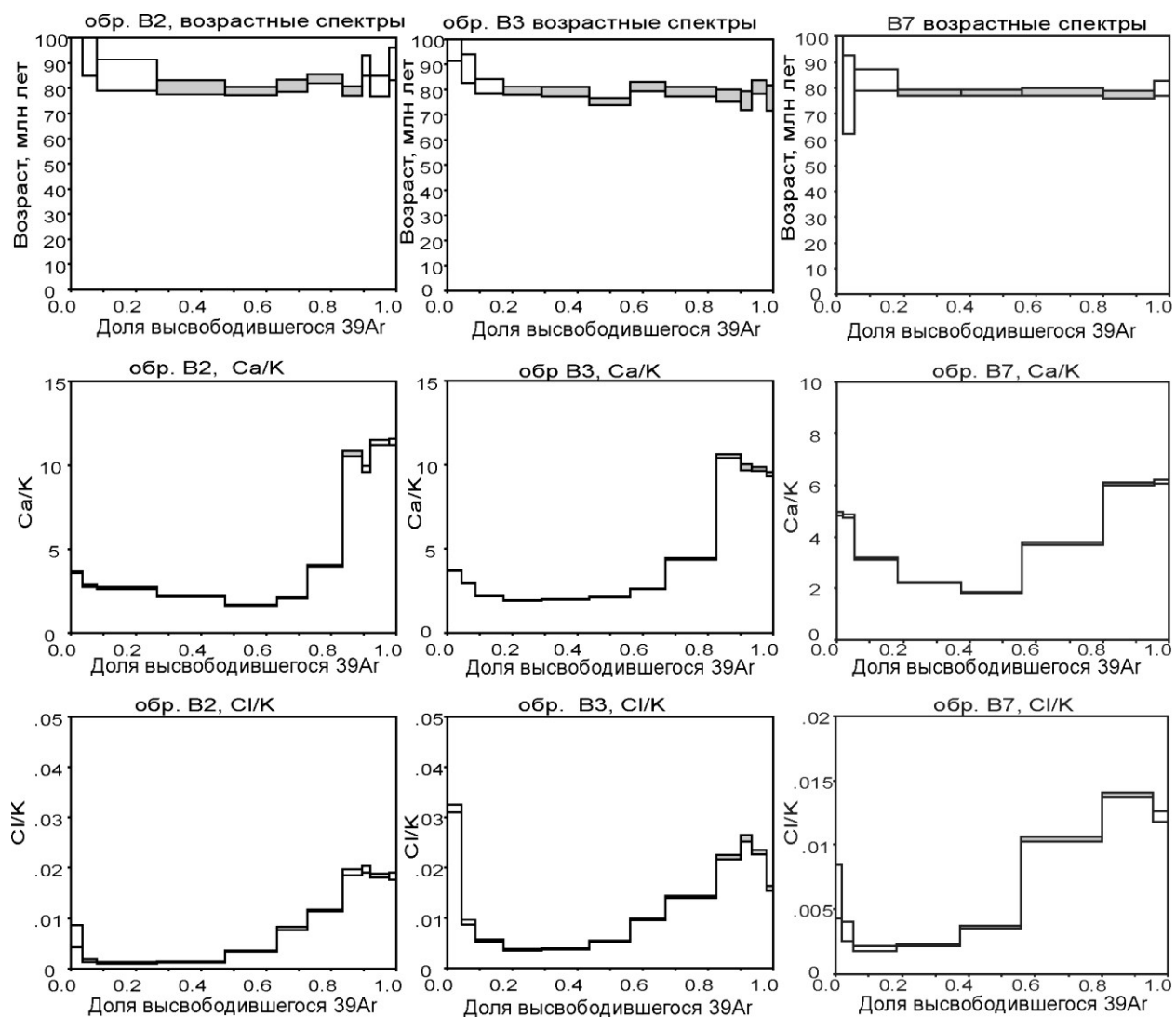


Рис. 6 Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры, графики выделения Ca/K и Cl/K датированных образцов базальтов ольского плато (нижние части разреза). (Akinin et al., 2014).

Таблица 2 Представительный состав вулканических пород ОЧВП (Арманская вулканоструктура) и вулканитов из структур его основания КА06-46, S4/4, S4/8) (Акинин, Миллер, 2011).

Компо- ненты	КА06-46*	S4/4	S4/8	KA108	KA127-5	J21/2	s3-1(96)	s3-10(96)	s3-6(96)	J7/1	J8/2
	150°56' 42"	150°33' 00"	150°33' 00"	151°02' 53"	151°05' 49"	150°42' 50"	150°45' 50"	153°45' 00"	153°45' 00"	150°38' 17"	150°37' 19"
	60°05' 45"	60°03' 00"	60°03' 00"	60°11' 16"	60°10' 37"	60°16' 30"	60°18' 03"	63°18' 00"	63°18' 00"	60°16' 41"	60°16' 41"
	B-MO	B-MO	BA-MO	B-NN	B-NN	BA-NA	A-NA	BA-UL	BA-UL	R-OL	R-OL
SiO ₂	53.35	52.00	53.03	48.70	50.46	55.45	61.67	54.06	54.75	73.16	70.00
TiO ₂	1.06	1.38	1.33	1.19	1.39	0.77	0.71	1.13	1.05	0.11	0.59
Al ₂ O ₃	16.99	16.46	16.15	17.28	17.41	18.30	16.43	16.52	18.44	12.75	15.13
FeO	7.55	8.60	8.73	12.03	9.05	6.89	5.11	8.46	6.90	1.01	2.74
MnO	0.11	0.17	0.15	0.16	0.17	0.15	0.12	0.14	0.09	0.01	0.05
MgO	5.08	5.53	5.48	3.37	5.72	2.52	1.84	4.58	3.19	0.28	0.50
CaO	8.49	8.39	8.20	5.08	8.48	6.74	2.87	6.62	6.66	1.79	1.30
Na ₂ O	2.71	3.00	2.81	4.69	3.44	3.74	5.17	3.42	3.71	2.74	4.31
K ₂ O	1.33	0.73	1.32	0.96	0.57	1.19	2.87	1.17	1.51	3.39	3.76
P ₂ O ₅	0.33	0.47	0.48	0.51	0.48	0.34	0.35	0.31	0.35	0.02	0.10
П.п.п.	2.15	2.32	1.35	4.69	1.81	3.12	2.27	2.66	2.57	4.65	1.21
Сумма	99.97	99.05	99.03	98.66	98.98	99.21	99.98	100.01	99.99	99.91	99.69
Ni	63		57	41	22						
Sc	22	29	24	23	24	12	11	21	18	7	12
Rb	24	9	18	31	10	20	39	21	22	74	80
Cs	0.6	0.6	0.4	8.8	0.5	1.2	0.7	0.3	0.3	2.4	1.3
Ba	287	280		207	267	463	1078	397	447	636	970
Sr	506	615	742	501	561	810	719	597	670	218	177
Ta	0.4	0.5		0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.7	0.6
Nb	5.7	7.6	7.8	10.0	11.0	4.0	5.3	3.8	4.2	6.5	7.6
Hf	3.3	4.5	3.6	0.9	3.1	3.3	4.2	3.0	3.5	3.3	7.6
Zr	131	186	232	117	158	128	157	110	132	87	280
Y	23	34	27	28	31	23	28	21	21	31	34
Pb	6.1	9.3	6.6	3.1	4.0	5.4	7.2	6.2	6.8	19.9	14.1
Th	1.7	1.7	1.7	1.1	0.9	1.7	2.2	1.8	2.0	10.5	8.3
U	0.7	0.6	0.5	0.5	0.3	0.5	0.7	0.5	0.6	2.7	2.3
La	14.08	21.06	20.13	13.06	13.98	15.12	18.84	14.36	17.85	21.37	23.98
Ce	33.42	46.88	55.79	31.27	36.09	32.15	39.92	30.44	36.55	42.80	49.40
Pr	4.00	6.10	6.57	4.06	4.82	4.11	5.08	3.87	4.47	4.79	6.14
Nd	18.18	27.30	29.47	19.10	22.73	18.57	22.99	17.52	19.54	18.60	25.92
Sm	4.10	6.85	6.34	4.36	5.24	4.53	5.59	4.36	4.66	4.78	6.04
Eu	1.28	2.10	1.87	1.46	1.62	1.58	1.77	1.44	1.54	0.35	1.28
Gd	5.18	6.70	6.90	5.15	6.04	4.41	5.33	4.26	4.40	4.77	5.69
Tb	0.68	1.05	0.90	0.71	0.83	0.70	0.86	0.68	0.67	0.83	0.95
Dy	4.09	6.22	5.32	4.37	5.10	4.08	5.10	3.95	3.99	5.42	5.89
Ho	0.82	1.28	1.05	0.87	1.00	0.84	1.06	0.79	0.79	1.13	1.23
Er	2.39	3.41	3.00	2.38	2.85	2.28	2.83	2.17	2.10	3.17	3.45
Tm	0.34	0.50	0.39	0.29	0.38	0.32	0.40	0.31	0.29	0.48	0.52
Yb	2.27	3.10	2.71	1.92	2.62	2.06	2.60	1.87	1.82	3.16	3.35
Lu	0.35	0.48	0.39	0.25	0.38	0.33	0.41	0.30	0.29	0.49	0.53
Возраст, Ма	150	150	150	105 (?)	105 (?)	90	90	90	90	83	83
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.137	0.042	0.071	0.179	0.052	0.072	0.156	0.103	0.095	0.978	1.314
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703464	0.703572	0.703661	0.704047	0.703436	0.703823	0.703787	0.703821	0.703698	0.705419	0.705292
2σ	0.000013	0.000008	0.000014	0.000009	0.000013	0.000012	0.000019	0.000014	0.000019	0.000011	0.000014
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0.703172	0.703482	0.703510	0.703780	0.703359	0.703731	0.703597	0.703690	0.703577	0.704271	0.703743
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1364	0.1518	0.1301	0.1381	0.1394	0.1475	0.1471	0.1505	0.1442	0.1554	0.1409
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512865	0.512877	0.512886	0.512868	0.512909	0.512856	0.512840	0.512828	0.512861	0.512750	0.512840
2σ	0.000009	0.000012	0.000008	0.000008	0.000011	0.000017	0.000019	0.000019	0.000018	0.000018	0.000017
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) ₀	0.512731	0.512728	0.512758	0.512773	0.512813	0.512769	0.512758	0.512739	0.512776	0.512666	0.512763
ε _{Nd}	5.58	5.52	6.11	5.27	6.06	4.82	4.48	4.24	4.95	2.62	4.53
T _{Nd} (DM)	444	515	379	447	379	529	558	611	497	834	516
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb						18.436	18.341	18.356	18.372	18.408	18.333
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb						15.553	15.482	15.505	15.48	15.54	15.502
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb						38.251	38.041	38.076	38.161	38.282	38.149

Таблица 2 Продолжение

	J47/2	J47/6	B4	B12	B43	B88	B91	s18c(96)	s19-1(96)
	150°30' 29"	150°29' 31"	151°18' 25"	151°18' 21"	151°18' 11"	151°17' 56"	151°17' 56"	151°36' 21"	151°35' 49"
	60°17' 09"	60°17' 17"	60°38' 56"	60°39' 00"	60°39' 03"	60°39' 21"	60°39' 21"	60°09' 40"	60°09' 40"
Компоненты	BA-MY	BA-MY	B-MY	B-MY	BA-MY	BA-MY	BA-MY	R-OL	A-MY
SiO ₂	52.69	53.42	49.92	50.13	52.80	52.54	52.57	73.70	59.77
TiO ₂	1.65	1.49	2.17	2.06	1.75	1.71	1.73	0.16	0.99
Al ₂ O ₃	16.04	17.26	16.15	15.93	16.36	16.41	16.28	13.33	15.89
FeO	8.60	8.04	9.32	8.89	8.21	8.01	8.04	0.42	6.83
MnO	0.14	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15		0.14
MgO	3.76	4.23	5.38	4.18	5.01	4.75	4.65	0.32	2.20
CaO	8.21	7.41	7.44	7.78	7.26	6.76	6.77	0.44	5.60
Na ₂ O	3.22	3.34	3.32	3.40	3.51	3.50	3.41	2.33	2.87
K ₂ O	1.68	1.77	1.54	1.58	1.51	1.98	1.99	8.02	2.43
P ₂ O ₅	0.70	0.61	0.73	0.68	0.68	0.63	0.67	0.02	0.20
П.п.п.	2.36	1.37	1.67	3.11	0.80	1.66	1.84	1.21	2.32
Сумма	99.05	99.10	97.80	97.89	98.04	98.10	98.10	98.74	96.92
Cr			132	148	152	135	134		
Ni			55	65	69	71	65		
Sc	26	25	22		21		15	4	49
Rb	31	36	34	32	84	49	49	159	15
Cs	0.6	0.4	0.8		1.3		1.0	1.7	0.4
Ba	749	721	830	843	803	752	791	1039	236
Sr	650	906	567	584	570	526	514	63	402
Ta	0.8	0.6	0.7		0.7		0.5	0.5	0.3
Nb	13.5	10.8	13.0	13.0	15.0	14.0	15.0	6.3	4.9
Hf	6.7	6.1	5.3		6.0		5.3	5.5	3.8
Zr	285	252	260	248	297	285	300	209	149
Y	33	28	35	35	34	32	36	28	33
Pb	10.8	10.8	20.3		17.2		11.4	16.2	3.0
Th	5.3	6.4	3.7		4.8		3.8	11.2	2.3
U	1.2	1.3	0.9		1.1		1.0	3.0	0.5
La	43.77	41.59	32.13		36.70		31.07	49.34	15.86
Ce	89.99	88.42	80.45		83.22		75.89	89.23	34.99
Pr	10.91	10.86	9.01		10.23		8.64	9.05	4.53
Nd	46.95	46.92	39.85	39.8	43.75		37.03	33.00	20.75
Sm	10.31	10.21	8.09	7.9	8.49		7.07	6.62	5.57
Eu	2.69	2.85	2.37		2.19		1.76	0.80	1.76
Gd	8.54	8.03	8.53		8.74		7.32	5.72	5.94
Tb	1.20	1.08	1.06		1.09		0.91	0.90	0.99
Dy	6.46	5.64	5.75		5.87		5.21	5.32	6.09
Ho	1.22	1.03	1.06		1.09		0.96	1.07	1.26
Er	3.05	2.54	2.87		2.96		2.67	2.87	3.34
Tm	0.42	0.35	0.38		0.39		0.34	0.42	0.48
Yb	2.58	2.09	2.54		2.62		2.32	2.69	2.94
Lu	0.39	0.32	0.37		0.38		0.33	0.42	0.47
Возраст, млн. лет	78	78	78	78	78	78	78	81	78
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.138	0.113	0.173	0.158	0.426	0.269	0.276	7.305	0.110
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704594	0.704302	0.704840	0.704790	0.704990	0.704840	0.704870	0.712245	0.703580
2σ	0.000016	0.000014	0.00001	0.000001	0.00001	0.00001	0.00002	1.9E-05	0.000018
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0.704443	0.704302	0.704648	0.704614	0.704518	0.704541	0.704564	0.703838	0.703458
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1328	0.1316	0.1228	0.1202	0.1174	0.0000	0.1155	0.1213	0.1624
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512630	0.512761	0.512539	0.512293	0.512404	0.512519	0.512011	0.512569	0.512751
2σ	0.000019	0.00002	0.000007	0.000009	8E-06	0.000006	0.000008	1.6E-05	0.000019
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) ₀	0.512563	0.512761	0.512476	0.512232	0.512344	0.512519	0.511952	0.512505	0.512668
ε _{Nd}	0.47	2.40	-1.20	-5.97	-3.78	-0.36	-11.42	-0.57	2.55
T _{Nd} (DM)	828	596	884	1228	1034	409	1575	826	928
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.411	18.324	18.006	18.95	18.014	18.271	18.277	18.56	18.43
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.49	15.467	15.497	15.5	15.469	15.469	15.472	15.548	15.522
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.235	38.116	37.852	37.934	37.926	38.058	38.068	38.499	38.368

Примечание к **Табл. 2** * – номер образца, координаты отбора и аббревиатура пород-свит (В-МО базальт момолтыкичской свиты, ВА-МО андезибазальт момолтыкичской свиты, В-NN базальт нанкалинской свиты, ВА-NN андезибазальт нанкалинской свиты, А-NA андезит нараулийской свиты, ВА-UL андезибазальт улынской свиты, R-OL риолит ольской свиты, ВА-МҮ андезибазальт мыгдыкитской свиты, В-МҮ базальт мыгдыкитской свиты, А-МҮ андезит мыгдыкитской свиты, В-UC базальт учуликанской свиты, ВА-UC андезибазальт учуликанской свиты, R-EM1 риолит нижней еманринской свиты, R-EM2 риолит верхней еманринской свиты, ВА-EM2 андезибазальт верхней еманринской свиты, R-AM риолит амкинской свиты, ТВ-КН трахибазальт хакаринской свиты).

Главные элементы, оксиды – в мас.%, примесные элементы – в ppm (г/т). Изотопные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ рассчитаны, используя измеренные методом ICP-MS концентрации элементов, остальные изотопные отношения получены прямыми масс-спектрометрическими измерениями. Первичные изотопные отношения ($(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$) рассчитаны для измеренного (U-Pb SHRIMP, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) возраста пород, указанного в таблице в качестве принятого. T_{Nd} (DM) – неодимовый модельный возраст, используя модель деплетированного мантийного резервуара по (DePaolo, 1981).

План полевых наблюдений

24 сентября (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)

Магаданская область, п.п. Палатка-Карамкен

Время	Местонахождение	Описание
9:00	Выезд из Магадана	
10:30 - 11:00	п. Стекольный	1 остановка. Пепельный карьер (плейстоцен-голоцен)
11:30 - 12:30	п.Палатка	2 остановка, допоясовые (J3-K1) вулканогенно- осадочные толщи Удско-Мургальской дуги (момолтыкичская свита) - рис. 7,9
13:00 - 15:00	п. Карамкен (рудный двор)	3 остановка Туронские конгломераты и углефицированные аргиллиты арманской свиты ОЧВП, рис.10
13:30 - 14:00	п. Карамкен	обед
14:30 - 15:00	п. Карамкен 112 км колымской трассы	4 остановка Позднемеловые андезиты нараулийской свиты ОЧВП
15:30	Отъезд в Магадан	Прибытие в 17:30-18:00

**25 сентября (раннемеловые вулканогенно-осадочные толщи Кони-
Тайгоносской дуги)**

Магаданская область, п. Ола, мыс Харбиз

Время	Местонахождение	Описание
9:00	Выезд из Магадана На катере	
10:30	Побережье Тауйской губы, Охотское море	1 остановка. Разрезы раннемеловых отложений мелдэкской толщи (свита Харбиз)
15:30	Отъезд в Магадан	Прибытие в 17:30-18:00

24 сентября 2020 г.

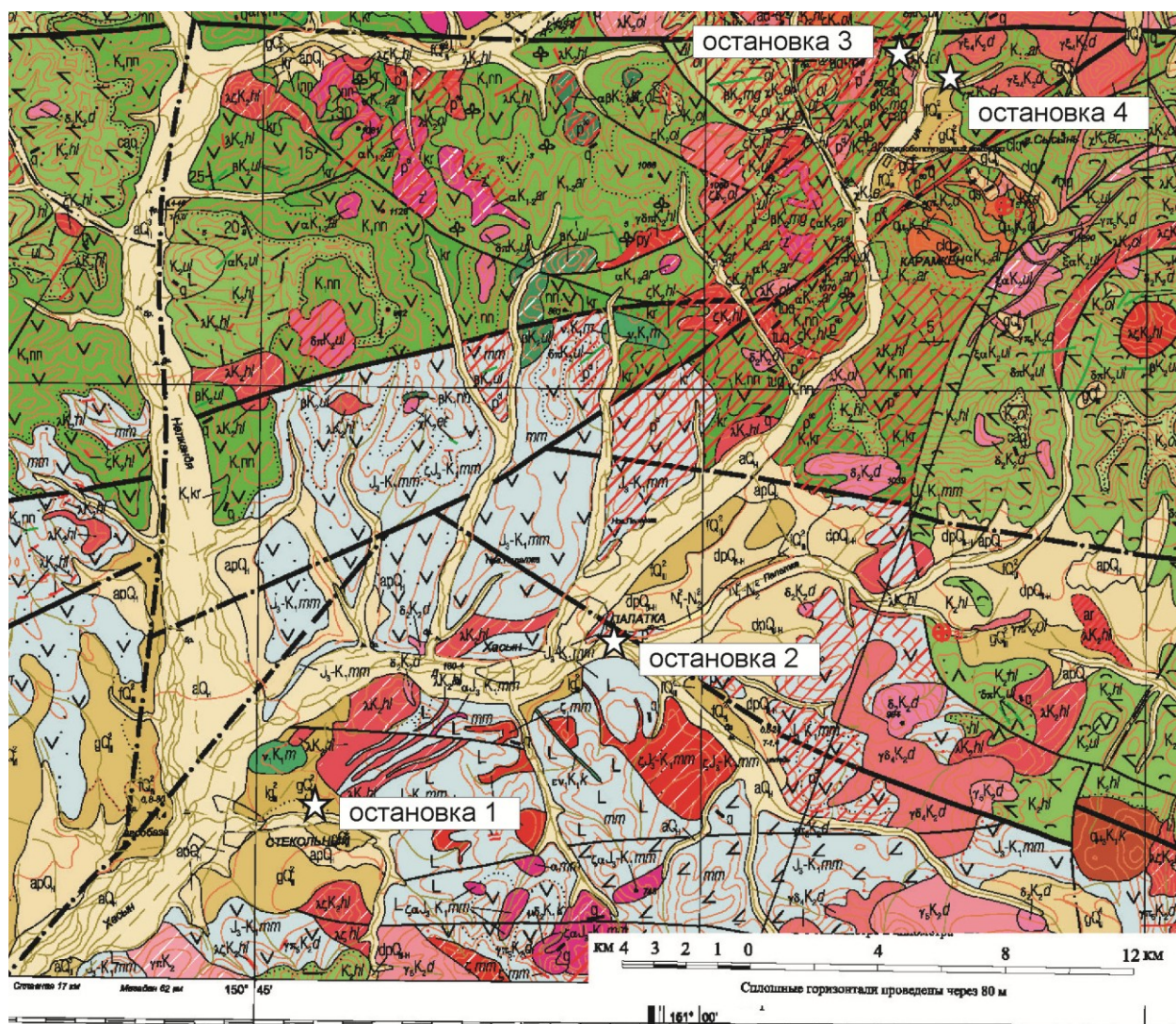


Рис. 7 Государственная геологическая карта (Аноров, Юдина, 2013). Остановки 24.09.2020 показаны звездами.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

P-56-XXXI

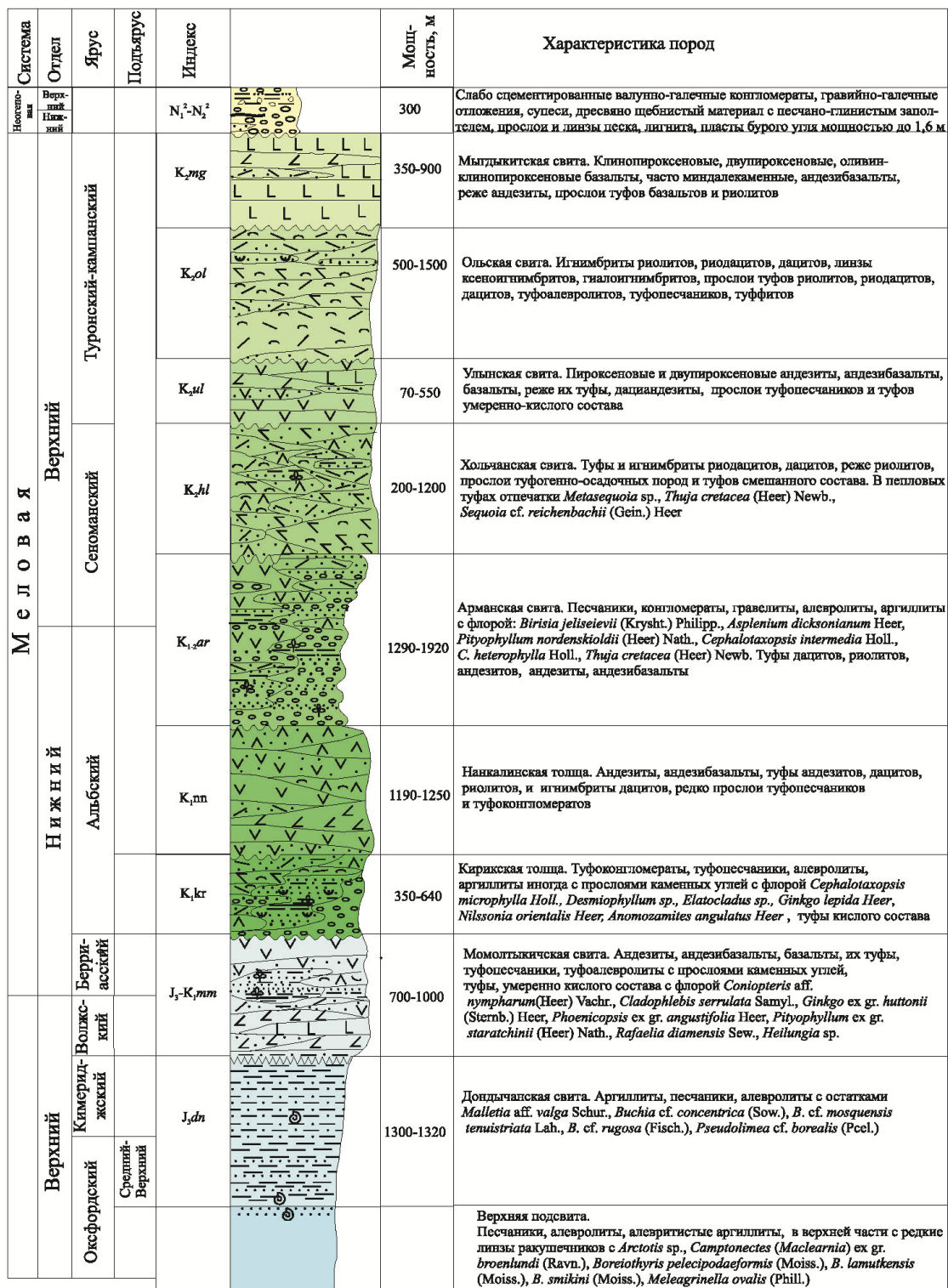


Рис. 8 Стратиграфическая колонка листа P-56-XXXI (Палатка) (Аноров, Юдина, 2013)

24.09.2020

Остановка 1 (24.09.2020)



Рис. 9 Фото обнажения вулканогенно-осадочных пород момолтыкичской свиты (п. Палатка)

Остановка 3 (24.09.2020)

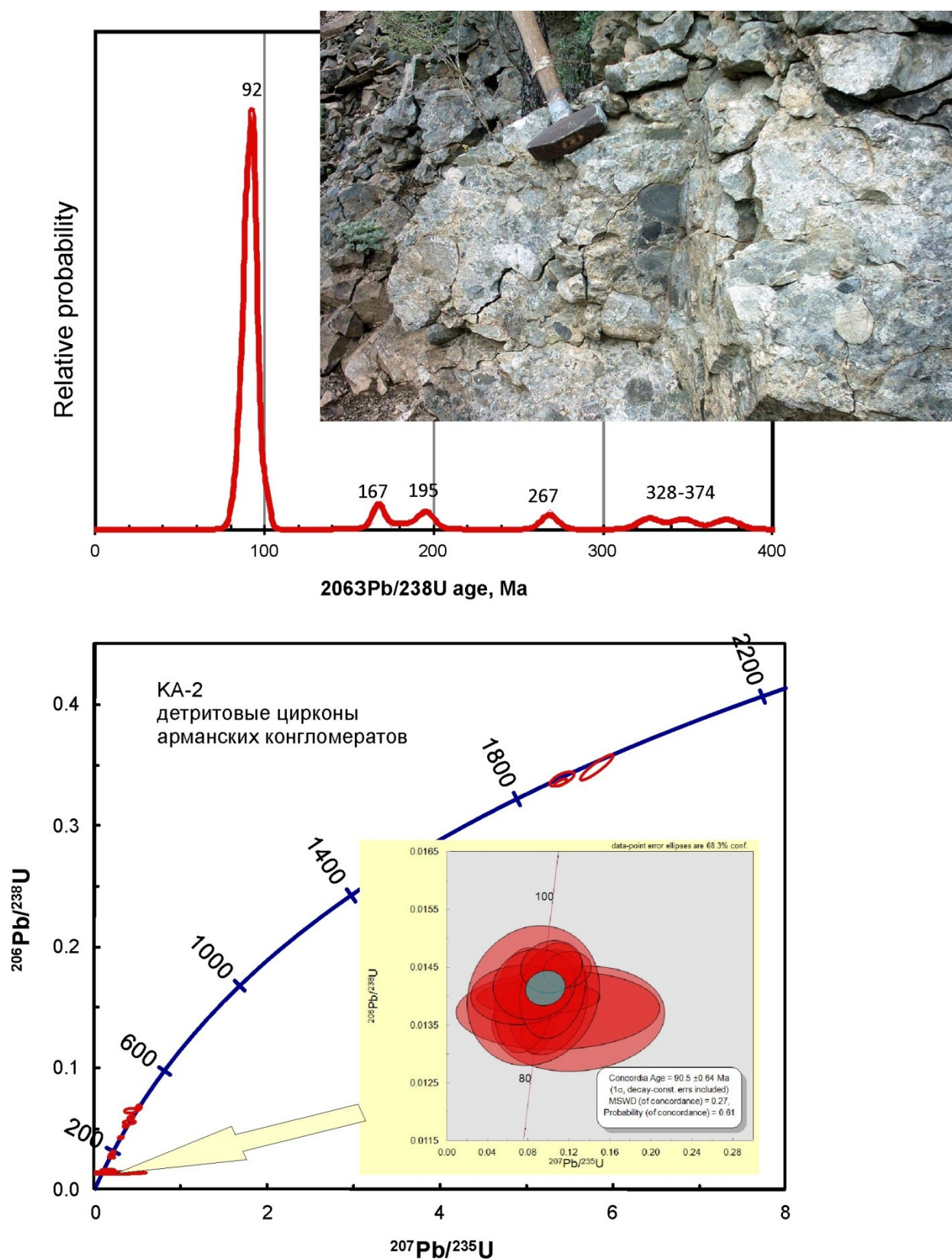


Рис. 10 Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из цемента гравелитов и конгломератов арманской свиты в районе м. Карамкен. Обр. КА-2.

25 сентября 2020 г.

Остановка 1 (описание толщ и свит по А.П. Анорову, 2013)

Мелдэкская толща (K_{1ml}) (свита Харбиз по Королькову В.Г.). Выделена Ю.П.Скибиным в 1977 г. в бассейне руч.Мелдэк. Выходы толщи установлены также в бассейнах Накхатанджи, Поперечной, на водоразделах ручьев Захребетный, Сердце Каменное, Тальниковый, Березовка и вдоль южного побережья п-ова Кони. Ранее образования этого возраста выделялись в составе свиты харбиз (И.И.Тучков, 1957), мелдэкской, равнинской, апкитской толщ (Ю.Ю.Воробьев, 1986ф) или нижней раннемеловой толщи (В.Д.Юдин, 1983ф).

Стратотипической местностью является бассейн руч.Мелдэк, где толща сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, слоистыми туфами андезитов, дацитов, реже базальтов и риолитов с единичными горизонтами лав основного и среднего состава. Характерна резкая фациальная изменчивость. Объем терригенных пород в различных разрезах меняется от 90 до 20%. Со стратиграфическим несогласием она залегает на сигланской свите, с конрэчанской толщей взаимоотношения не установлены.

В бассейне р.Березовка, Поперечная, собраны (В.Д.Юдин, 1983ф, Ю.Ю.Воробьев, 1986ф) остатки *Coniopteris* cf. *nympharum* (Heer) Vach., *Arctopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *sibirica* Heer, *G.* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G.* ex gr. *lepida* Heer, *Birisia* sp., *Sphenopteris setacea* Pryn., *Desmiophyllum nordenskioldii* (Heer) Nathh., *Araucarites* p.(?), определяющие по заключению Г.Г.Филипповой апт-альбский возраст вмещающих отложений (не древнее сияльского горизонта). Мощность толщи до 1500 м.

Пьягинская толща (K_{1pg}). Выделена В.Н.Юдиной (1974) в стратотипическом районе на п-ове Пьягина, в пределах зоны развита широко. Наиболее полный разрез описан в верховьях р.Сиглан (Ю.Ю.Воробьев, 1990), сложенный оливин-пироксеновыми и пироксеновыми базальтами, андезибазальтами и андезитами; в резко подчиненном количестве присутствуют туфы базальтов, агломератовые туфы андезитов, туфогенно-осадочные породы. В средней части разреза выделяется пачка мощностью до 500 м субщелочных андезитов, андезидацитов, латитов, кварцевых латитов, субщелочных и нормальной щелочности натриевых дацитов, их туфов и игнимбритов. Такие же породы установлены в бассейне руч.Хянджа, западнее мыса Измайлова, в районе оз.Чистое. В.Г.Корольков (1987), В.Д.Юдин (1987) выделяли их в качестве самостоятельной условно позднемеловой толщи. На левобережье р.Хянджа в туфах базальтов найдены отпечатки флоры (В.Г.Корольков, 1987) *Sphenobaiera* cf. *biloba* Pryn., *Desmiophyllum* sp. В бассейне р.Халтык в верхней части разреза в пачке туфитов найдены остатки *Lobifolia* aff. *lobifolia* (Phill.) Kasskaz. et. E. Lebed. (Ю.Ю.Воробьев, 1990ф). Юго-восточнее мыса Харбиз в туфах базальтов установлены отпечатки *Osmundia* sp. (В.Г.Корольков, 1987).

Отложения пьягинской толщи залегают обычно с наклоном до 5-15°, согласно перекрывая различные горизонты поперечной толщи. Мощность при этом составляет 800-1500 м. На интервале морского побережья между мысами Харбиз и Речной наклон слоев составляет 20-30°, а мощность толщи оценивается В.Г.Корольковым (1987) более чем в 4600 м, что резко отличает этот участок от других районов ее распространения. Перекрывающие толщу отложения достоверно не установлены. Возраст пьягинской толщи, несмотря на немногочисленность собранных в ней растительных остатков, достаточно определенно устанавливается в пределах альба. Остатки, собранные в бассейнах ручьев Хянджа и Халтык характерны по заключению Г.Г.Филипповой для буоркемюсского флористического комплекса, а *Osmundia* sp. является представителем кайнофита и не встречается в отложениях древнее альбских.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Система	Отдел	Индекс	Мощность в м	Характеристика пород
НЕОГЕ-НОВАЯ		N	400	Пески, песчаники, глины, алевролиты, гравийно-галечные отложения, лигниты и бурые угли. Доминируют <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> ; содержание термофильных до 10%
ПАЛЕОГЕНОВАЯ		P	1400	Конгломераты, гравелиты, пески, песчаники и алевролиты. Доминируют <i>Betulaceae</i> ; содержание термофильных и листопадных 10-20%
Я	ВЕРХНИЙ	K ₂ ?	500	Дацииты, андезито-дациты, липарито-дациты, их туфы и игнимбриты
				Взаимоотношения не ясны
	А	И	4600	Пьягинская толща. Базальты, андезиты, их туфы, туфы кислого состава, редко туфопесчаники с <i>Sphenopteris</i> aff. <i>goeppertii</i> (D u n k.) S e w., <i>Osmunda</i> sp.
	О	И	1000	Поперечная толща. Туфы дацитов, смешанного состава (ксенотуфы), туфы андезитов и базальтов, прослой туфопесчаников и туфоалевролитов с <i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>staratschinskii</i> (H e e r) N a t h.
М	Н	K _{1hr}	640	Свита харбиз. Туфы липаритов, дацитов, реже туфы андезитов, прослой туфоалевролитов, туфопесчаников и углистых сланцев с <i>Czekanowskia rigida</i> H e e r, C. cf. <i>setacea</i> H e e r, <i>Pityophyllum angustifolium</i> N a t h.
				Взаимоотношения не ясны
		K _{1sg} ?	Более 500	Сигланская свита. Базальты, андезиты, их туфы

Рис. 11. 25 сентября 2020 г. Остановка 1 (стратиграфическая схема листа О-56-II, по В.Г.Королькову, 1985)



Рис. 12. Разрезы раннемеловых отложений мелдэксской толщи (по А.П.Анорову, 2013), или свиты Харбиз (по Корольковым, 1985).

Литература

- Акинин В.В.* Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Диссертация на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва. ИГЕМ РАН. 2012. 320 с.
- Акинин В.В., Хоуриган Д., Миллер Э.М.* Новые данные о возрасте ольской свиты ОЧВП в бассейне р. Хета (по результатам Ag-Ag датирования) // Магматизм и метаморфизм СВ Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 82–84.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. № 3. С. 249–290.
- Акинин В.В., Ворошин С.В.* Интеграция геохронологических баз данных и ГИС для анализа эволюции магматизма на Северо-Востоке Азии // Тихоокеанская геология. 2006. Т.25(5). С. 39–50.
- Аноров, П.Н., Юдина Г.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Магаданская. Лист Р-56-XXII (Карамкен). Москва: МФ ВСЕГЕИ, 2013.
- Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 1978. 213 с.
- Белый В.Ф.* К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1982. № 3. С. 101–109.
- Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1994. 76с.
- Белый В.Ф., Котляр, И.Н., Милов А.П.* Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Масштаб 1 : 1 500 000. 1977. Магадан: ГКП "Севвостгеология".
- Геологическая карта Северо-Востока СССР.* масштаб 1:1500000 // гл. ред. М.Е.Городинский. Л.:ВСЕГЕИ.
- Герман А.Б.* Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. М.: ГЕОС, 1999. (Тр. ГИН РАН, Вып. 529). 122 с.
- Герман А.Б.* Арманская флора Магаданской области и развитие флор в альбе-палеоцене Северной Пацифики. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. 19 (1):72-87.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралёв В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Корольков В.Г., Королькова А.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание первое. Серия Магаданская. Лист О-56-II. С-Пб: ВСЕГЕИ, 1985
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.:Наука, 1987. 175 с.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Полин В.Ф., Сахно В.Г., Максимов С.О., Сандимиров И.В.* Изотопно-геохимические характеристики и глубинные источники субщелочных и щелочных пород палеогеновой контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля ОЧВП: Доклады Академии наук, 2009. Т. 429, № 2, С. 227-233.
- Самылина В.А.* Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1986. № 6. С.43–53.
- Самылина В.А.* Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
- Стружков С.Ф., Константинов М.М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный Мир, 2005. 320 с
- Сурков В.С., Сальников А.С., Кузнецов В.Л., Липилин А.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Соловьев В.М.* Строение земной коры Магаданского сектора северо-востока России по данным ГСЗ: Сборник научных трудов. Новосибирск: Наука, 2007. С. 13–21.

Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т.14, № 5. С. 67–81.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.:Недра, 1993. 348 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра. 1985. 275 с.

Щенетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 122 с.

Akinin V. V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: an example from the Ola plateau (Okhotsk segment) // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI. Eds. D.B.Stone et al. С.-П.: ВСЕГЕИ. 2014. P. 171-193.

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey, G.O., 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 Review. 2020. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>

Bergman S.C., Akinin V.V., Miller E.L., Layer P. North Alaska Upper Cretaceous tephra: Eurasian or North American source calderas? // Geological Society of America, Abstracts with Programs. 2006. Vol. 38. P. 90.

Bryan S., Ernst R. Revised Definition of Large Igneous Province (LIP) // Earth Science Reviews, doi: 10.1016/j.earscirev.2007.08.008, 2007. P. 1–59.

Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Special Paper. Boulder: Geological Society of America. 1985. 59 p.

Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia// Geological Society of America Bulletin, 2004. Vol. 116, No. 5/6, P. 637-654.

Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages of Cretaceous Continental Volcanics from Central Chukotka: Implications for Initiation and Duration of Volcanism within the Northern Part of the Okhotsk Chukotka Volcanic Belt (Northeastern Eurasia)// Journal of Geology, 2004. Vol. 112, P. 369-377.

Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geological history and floral evolution of the North Pacific region// Cretaceous Research, 1999. Vol. 20, No. 1, P. 97-106.

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 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2012. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.12.011.