

УДК 550.384.3

## АМПЛИТУДА ВЕКОВЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНИТОВ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ МАЛЫЙ АНЮЙ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

© 2022 г. И. Е. Лебедев<sup>1, \*</sup>, Е. М. Бобровникова<sup>1</sup>, П. Л. Тихомиров<sup>1, 3</sup>,  
Б. Эйд<sup>2</sup>, Ф. Люилье<sup>2</sup>, В. Э. Павлов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Университет Ludwig Maximilian, г. Мюнхен, Германия

<sup>3</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,  
г. Магадан, Россия

\*E-mail: lebedev232@ya.ru

Поступила в редакцию 18.05.2021 г.

После доработки 20.06.2021 г.

Принята к публикации 20.06.2021 г.

Выполнены палеомагнитные исследования вулканических пород Охотско-Чукотского пояса, выходящих на поверхность в районе месторождения Купол (~66.9° с.ш. и 170.1° в.д.) и образовавшихся в интервале времени 85–95 млн лет во время Мелового суперхрона прямой полярности. В большинстве изученных образцов выделена характеристическая компонента намагниченности. Первичность этой компоненты поддерживается положительным тестом складки, данными магнитоминералогических исследований и сходством рассчитанного палеомагнитного полюса с палеомагнитным полюсом близких по возрасту пород из этого же региона. Показано, что изученные породы формировались в высоких полярных широтах вблизи 80° с.ш. Выполнены оценки амплитуды палеомагнитных вариаций (PSV) во время Мелового суперхрона прямой полярности. Для ~81° с.ш. эти оценки (и их доверительные интервалы) в зависимости от способа расчета составляют  $Sb = 22.1^\circ$  (19.5°; 24.7°) – при использовании фиксированного угла отсечения 45° и  $Sb = 23.1^\circ$  (20.3°; 25.7°) – при использовании угла отсечения, рассчитанного по методу Вандамма. Полученные оценки, в целом, поддерживают существующие модели широтной зависимости PSV для Мелового суперхрона прямой полярности. При этом с моделью [McFadden et al., 1991], предполагающей низкие значения PSV на экваторе и резкое их увеличение с широтой, они согласуются хуже, чем с моделью в работе [Biggin et al., 2008], предсказывающей более высокие значения PSV на экваторе и более плавное их нарастание при движении к полярным широтам. Независимо от их способа расчета, полученные оценки практически идеально ложатся на широтные зависимости PSV для последних 5 млн лет. Это означает, что амплитуда вековых геомагнитных вариаций во время Мелового суперхрона прямой полярности, по крайней мере в высоких широтах, была такая же, как в течение последних 5 млн лет. Полученный результат не поддерживает гипотезу о смене режимов геодинамо при переходе от периодов частых геомагнитных инверсий к суперхронам (например, [Галле, Павлов, 2016]), что позволяет, в частности, говорить о неполной адекватности современных численных моделей реальным процессам генерации геомагнитного поля.

**Ключевые слова:** поздний мел, амплитуда вековых вариаций, Охотско-Чукотский вулканический пояс.

**DOI:** 10.31857/S0002333722020041

### ВВЕДЕНИЕ

Динамика изменения полярности геомагнитного поля за последние 150 млн лет хорошо известна в результате изучения океанских магнитных аномалий, а также благодаря многочисленным магнитостратиграфическим исследованиям. Для более древних периодов фанерозойской магнитостратиграфические данные, полученные по биостратиграфически хорошо датированным разре-

зам, не так обильны и дают не полную, а иногда и обрывочную запись эволюции геомагнитного поля. Тем не менее, имеющаяся информация уверенно указывает на то, что частота геомагнитных инверсий в течение фанерозойской истории существенно менялась: от нуля во время так называемых суперхронов до довольно высоких (7–8 за млн лет) значений в миоцене, средней юре и среднем кембрии (см. напр., [Павлов,

Галле, 2020; Gallet et al., 2012; Opdyke, Channell, 1996]). К настоящему времени установлено три фанерозойских суперхрона, длившихся, каждый, не менее нескольких десятков миллионов лет – ордовикский Мойеро [Pavlov, Gallet, 2005], позднепалеозойский Киама (напр., [Opdyke, Channell, 1996]) и самый молодой – меловой суперхрон, впервые обнаруженный авторами работы [Helsley, Steiner, 1968]. В докембрии также было обнаружено существование нескольких суперхронов (напр., [Driscoll, 2016]), при этом наиболее уверенно устанавливаются два из них – мезоэопротерозойский суперхрон Мая [Gallet et al., 2012; Pavlov et al., 2019] и раннемезопротерозойский Белт [Elston et al., 2002].

Вопрос о том, почему обычно довольно часто (в геологическом масштабе времени) инвертирующее геомагнитное поле вдруг застывает на десятки миллионов лет в одном из двух своих возможных стационарных состояний, до настоящего времени остается нерешенным. Большинство исследователей связывают возникновение суперхронов с долговременными (характерные времена порядка 10 млн лет и более) изменениями условий на границе ядро–мантия (см. напр., [McFadden et al., 1991]), которые, в свою очередь, могут быть обусловлены различными мантийными процессами. Важно отметить, что численное моделирование процессов в геодинamo (напр., [Сое, Glatzmaier, 2006; Landeau et al., 2017]) поддерживает эти взгляды.

С другой стороны, авторы работы [Hulot, Gallet, 2003] отмечают, что переходы между инверсионным и суперхронным режимами геодинamo могут носить резкий характер, что может рассматриваться как указание на то, что существование суперхронов может быть следствием нелинейной природы магнитогидродинамических процессов в ядре Земли и носить исключительно стохастический характер. Если эта точка зрения подтвердится, будет поставлена под сомнение сама идея связи изменений частоты геомагнитных инверсий с процессами в мантии и на внешней границе ядра. Поскольку первая точка зрения подразумевает необходимость существенного изменения граничных условий для установления суперхронов, то, если она верна, геомагнитное поле во время суперхронов по своим параметрам должно существенно отличаться от таковых для периодов нормально инвертирующего поля. Напротив, если правы авторы работы [Hulot, Gallet, 2003], то переход в суперхронное состояние necessarily связан с изменением параметров геомагнитного поля.

В рамках практически всех предложенных на настоящий момент численных моделей невозможно продуцировать суперхроны без изменения граничных условий. С одной стороны, это может рассматриваться как доказательство первой точки зрения, с другой стороны – может указывать

на несовершенство используемых моделей. В пользу последнего предположения могут свидетельствовать также результаты недавней работы [Shcherbakov, Fabian, 2012], показавшие, что известные длительности хронов магнитной полярности можно описать распределением, в котором суперхроны не будут являться аномальными событиями. В последнем случае можно ожидать, что параметры геомагнитного поля суперхрона не будут значительно отличаться от параметров поля периодов с частыми инверсиями. Для решения обозначенных выше вопросов необходимо иметь достаточно большой массив качественных данных, описывающих характер поведения поля внутри и вне суперхронов.

Основными параметрами геомагнитного поля, которые могут быть использованы для сравнения его состояний внутри и вне суперхронов, являются: его геометрия (т.е. соотношение дипольных и недипольных компонент), напряженность и характер палеогеомагнитных вариаций (PSV). Изучение геометрии древнего магнитного поля представляет собой крайне сложную задачу и требует для своего строгого решения огромного массива данных, распределенных по разным широтам. В данной работе мы этот вопрос не рассматриваем.

Таким образом, для изучения суперхронов остаются только напряженность поля и его вековые (палеогеомагнитные) вариации. Данные по напряженности мы планируем представить в следующей работе. Настоящая статья посвящена тому аспекту проблемы, который касается вековых вариаций направлений геомагнитного поля.

Данные, полученные в последние десятилетия, скорее поддерживают вывод о том, что в течение суперхронов геомагнитное поле было гораздо более стабильным, чем в последние 5 млн лет [Biggin et al., 2008]. Эта интерпретация, однако, основана на определениях, выполненных по очень небольшому числу изученных разрезов. При этом практически все определения, имеющиеся для мелового суперхрона, получены либо по низким, либо по умеренным широтам. Для полярных широт к настоящему времени получена только одна оценка амплитуды PSV [Tarduno et al., 2002]. Это существенно затрудняет построение широтной зависимости вариаций, которая является в настоящее время основной характеристикой, позволяющей изучать характер изменения вековых вариаций в течение геологического времени.

Недавно выполненный анализ значительно большей базы данных, включающей в себя результаты по амплитуде вековых вариаций направления поля, полученные в последние годы, дает основания для сомнений в верности утверждения о большей стабильности геомагнитного поля во время суперхронов. Однако надежность этого анализа также существенно ограничена отсутствием данных по высокоширотным вековым

геомагнитным вариациям во время Мелового суперхрона. В настоящей работе мы представляем результаты исследований пород Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), которые позволяют, в какой-то степени, восполнить существующий дефицит таких данных.

Значительная часть вулканических пород ОЧВП формировалась во время Мелового суперхрона прямой полярности под 70–80-ми широтами северного полушария [Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020; Stone et al., 2009] и, поэтому, представляет собой исключительно важный объект для проведения палеомагнитных исследований с целью изучения позднемеловых высокоширотных вариаций. Такие исследования были выполнены нами в течение 2019–2021 гг. в нескольких сегментах Охотско-Чукотского вулканического пояса.

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Охотско-Чукотский вулканический пояс протягивается более чем на 3000 км вдоль тихоокеанской окраины Азии и представляет собой одну из крупнейших на планете провинций окраинно-континентального магматизма [Белый, 1977; Тихомиров, 2020; Акинин, Миллер, 2011]. Большинство исследователей придерживается схемы районирования ОЧВП, предложенной в В.Ф. Белым [1977]. Согласно этой схеме, в соответствии с различиями структур основания пояса, в строении ОЧВП выделяют шесть сегментов (“секторов”, по В.Ф. Белому), с юго-запада на северо-восток: Западно-Охотский, Охотский, Пенжинский, Анадырский, Центральнo-Чукотский и Восточно-Чукотский.

Вулканы пояса не несут, как правило, следов значимых деформаций [Соколов и др., 2010; Akinin et al., 2020; Тихомиров, 2020]. Залегание вулканогенных покровов контролируется обычно палеорельефом и элементами структур компенсационного погружения – кальдер и вулканотектонических депрессий [Тихомиров, 2020].

Формирование ОЧВП происходило в интервале 106–76 млн лет [Akinin et al., 2020], при этом наиболее мощные импульсы вулканической активности происходили в промежутке между 89 и 80 млн лет [Тихомиров, 2020; Акинин, Миллер, 2011]. Таким образом, значительная часть вулканических пород ОЧВП образовалась во время Мелового геомагнитного суперхрона прямой полярности.

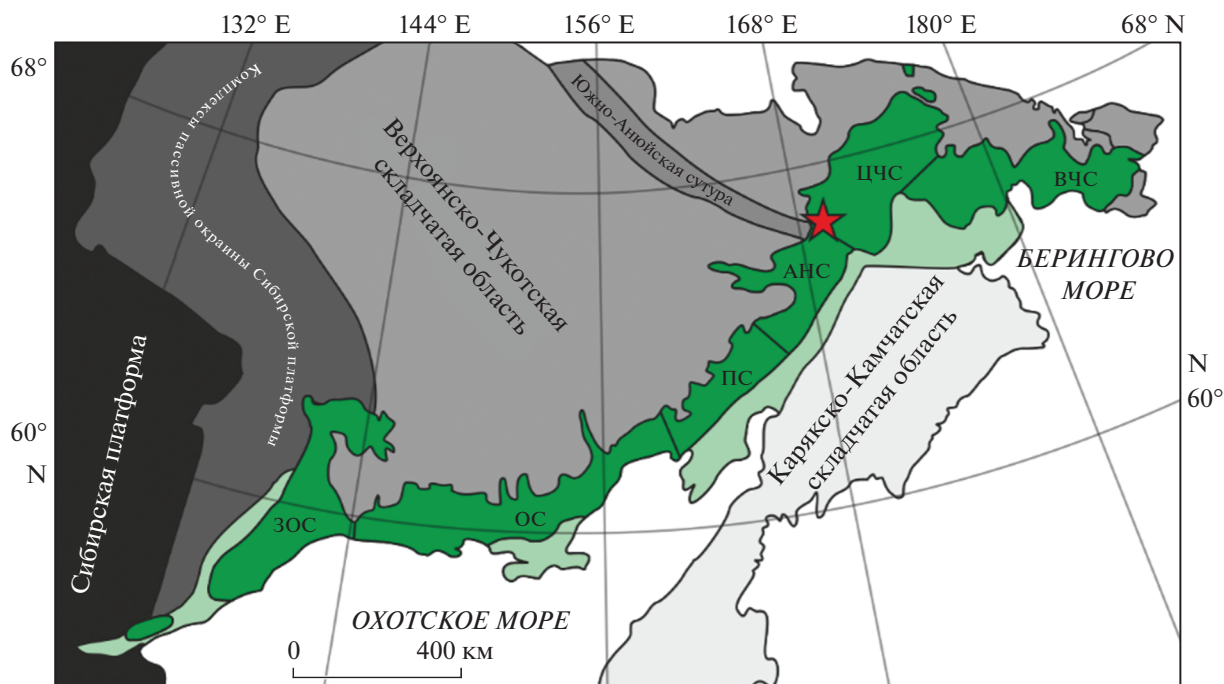
Район наших исследований находится в западной части Чукотки на границе Анадырского и Центральнo-Чукотского сегментов ОЧВП, к северо-востоку от золоторудного месторождения Купол, в верховьях реки Малый Анюй (рис. 1, рис. 2).

Всего в этом районе нами было опробовано 9 разрезов (рис. 2), включающих в себя от 4 до 17 сайтов, в каждом из сайтов было отобрано от 8 до 18 индивидуально ориентированных образцов. Каждый сайт представляет собой отдельный лавовый поток, реже обнажение туфов или игнимбригов. Ориентировка образцов производилась магнитным компасом, поправка на магнитное склонение была взята по модели IGRF 12-ого поколения [Thébaud et al., 2015]. При отборе велся контроль наличия влияния отбираемых пород на стрелку магнитного компаса.

Исследованные разрезы принадлежат пыкарваамской, коэквиунской, и эмунеретской свитам [Малышева и др., 2012]. Согласно материалам [Решения..., 2009], опирающимся, в первую очередь, на палеоботанические данные, две первые свиты датированы альбским веком (113.2–100.5 Ma [Gradstein et al., 2020]), а последняя – туронским и коньякским веками (93.9–85.7 Ma [Gradstein et al., 2020]). Пыкарваамская свита представлена преимущественно лавами, игнимбритами и туфами кислого состава; коэквиунская – преимущественно лавами среднего и основного состава, туфами того же состава; эмунеретская – туфами и игнимбритами кислого состава [Малышева и др., 2012]. Большинство изученных в данной работе разрезов относятся к альбской коэквиунской свите.

Ближайшие к разрезам опубликованные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и U–Pb изотопные даты получены для образцов, взятых рядом с месторождением Купол и в верховьях р. Угаткын (рис. 2).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст монофракций, извлеченных из риолитового туфа пыкарваамской свиты на г. Коваленко (рис. 2), составил  $93.7 \pm 1.2$  млн лет для амфибола и  $91.8 \pm 1.6$  млн лет для плагиоклаза [Тихомиров и др., 2006]. Для плагиоклаза из оливиновых базальтов, отнесенных к эмунеретской свите, получен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст  $86.8 \pm 2.7$  млн лет [Тихомиров и др., 2006]. Указанные даты характеризуют верхнюю часть разреза К, показанного на рис. 2. Циркон из риодацитового туфа пыкарваамской свиты верховьев р. Угаткын показал U–Pb возраст  $85.4 \pm 1.2$  млн лет [Тихомиров, 2020]. В общем разрезе вулкаников, доступном на данном участке, этот образец взят немного выше верхней точки разреза U (рис. 2). От датировок, полученных рядом с месторождением Купол до крайних наших разрезов (1, 2, К) около 3 км, а до разреза U от пробы в верховьях р. Угаткын 13 км.

В работе [Тихомиров, 2020] аргументируются преимущества стратиграфических моделей ОЧВП, построенных на результатах  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и U–Pb датирования. С учетом меньшей надежности палеофлюориметрических данных по сравнению с изотопными, мы отдаем предпочтение датировкам, полученным изотопными методами. При этом, в силу сложности латеральных корреляций в вулка-



**Рис. 1.** Тектоническая схема Северо-Востока Азии (по работам [Тихомиров, 2020; Соколов, 2010] с упрощениями). Светло-зеленый – позднеюрско-раннемеловые (доальбские) вулканические комплексы активной окраины Пацифики; зеленый – Охотско-Чукотский вулканический пояс с границами сегментов: ВЧС – Восточно-Чукотский, ЦЧС – Центрально-Чукотский, АНС – Анадырский, ПС – Пенжинский, ОС – Охотский, ЗОС – Западно-Охотский; красная звезда – местоположение объекта исследования.

нических комплексах ОЧВП мы оцениваем возраст пород этих разрезов 95–85 млн лет.

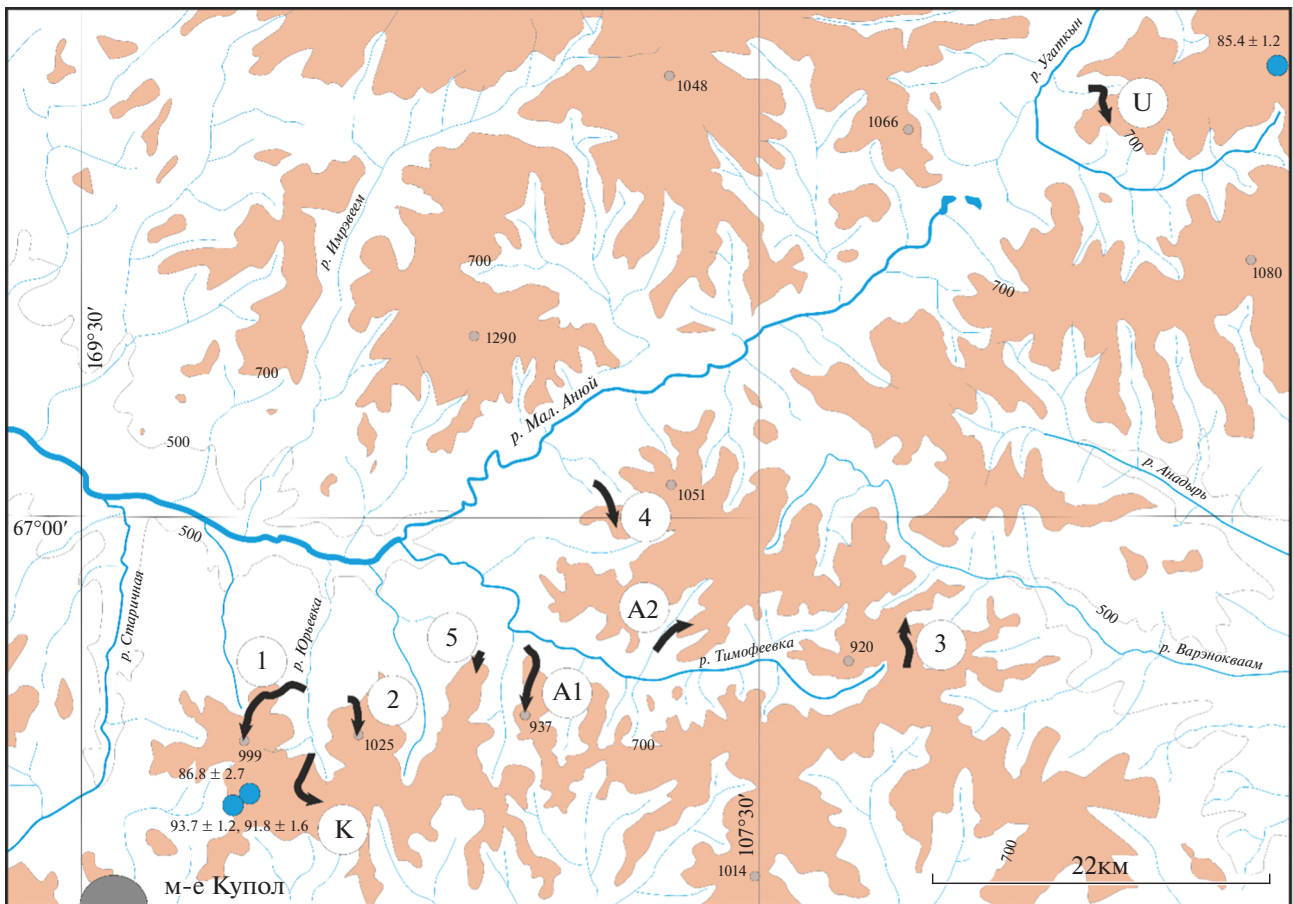
Большинство изученных разрезов находятся в пределах пологой Угаткынской (Угаткын-Юрумкувеевской) моноклинали, за исключением самых западных – 1, 2 и К [Тихомиров, 2020; Белый, 1977]. Моноклираль падает на юго-восток; углы падения при этом составляют до  $15^\circ$ , а общая протяженность моноклинали достигает 120 км. В районе работ также выделена структура меньшего порядка – Тимофеевская просадка [Сенотрусов, 1990]. Это округлая в плане пологая отрицательная структура диаметром около 10 км, в центре которой выходят самые молодые вулканы. Центр структуры находится в верховьях р. Тимофеевка. Северо-западное крыло просадки расположено на простирации Угаткынской моноклинали и, по сути, является ее фрагментом. Морфология Тимофеевской просадки весьма сходна с таковой для кальдер типа “downsag” [Cole et al., 2005]. Природа Угаткынской моноклинали менее очевидна. Высказывалось предположение о связи данной структуры со слабым растяжением, поперечным к простирацию вулканического пояса [Тихомиров, 2020]. В пользу того, что обе указанные структуры возникли после формирования вулканических, а не отражают древний рельеф, говорит, в частности, значительный масштаб Угаткынской моноклинали, а также положительный

палеомагнитный тест складки (подробнее см. следующий раздел).

**Разрезы 1, 2 и К** находятся к западу от вышеописанной моноклинали, в верховьях р. Юрьевки, левого притока Малого Аноя. Залегание стратифицированных вулканических в них горизонтальное или с очень пологим ( $1^\circ$ – $3^\circ$ ) падением в южном направлении. В этих трех разрезах опробованы все три свиты, выходящие на поверхность в этой области. Породы представлены, главным образом, основными лавами: порфировыми, афировыми базальтовыми лавами, в которых иногда встречается оливин. Из 41 отобранного сайта в этих разрезах было диагностировано всего 5 потоков более кислого состава.

**Разрезы А1, А2, 4 и 5** расположены восточнее предыдущих разрезов, в низовьях р. Тимофеевка. Эти разрезы охватывают пыкарваамскую и козвуньскую свиты. Падение пород в этих разрезах имеет юго-восточное направление с углами  $5^\circ$ – $12^\circ$ . Эти разрезы преимущественно представлены базальтовыми и андезибазальтовыми лавами, однако кислые разности здесь встречаются чаще. В разных частях разреза были встречены игнибиты, лавы дацитов, туфы риолитов.

**Разрезы 3 и У** расположены на некотором удалении от описанных ранее (рис. 2). Разрез 3 расположен в верховьях р. Тимофеевка. Он находится



**Рис. 2.** Схема расположения изученных разрезов в районе месторождения Купол. Разрезы: U – Угаткын; K – Купол, г. Коваленко; A1 – Анюй 1, г. Кайемнай; A2 – Анюй 2, г. Тимофеевка; 1 – г. Белая; 2 – р. Юрьевка; 3 – верховья р. Тимофеевка; 4 – р. Анюй; 5 – р. Ветвистый; голубыми кружками отмечено местоположение отбора проб для ближайших изотопных датировок, обсуждаемых в тексте и их значение возраста.

ся на восточном крыле Тимофеевской просадки, что представляет особый интерес для постановки полевого палеомагнитного теста складки. Направление падения этого разреза имеет обратное западное направление, однако угол падения сравнительно мал – всего  $3^\circ$ . Породы представлены порфиоровыми базальтовыми лавами, принадлежащими козквуньской свите. Разрез U расположен в верховьях р. Угаткын, примерно в 30 км к северо-востоку от остальных разрезов. Изученный разрез охватывает только пыкарваамскую свиту. Породы, в отличие от предыдущих разрезов, имеют преимущественно средний и кислый состав. Начинают и венчают разрез лавы риолитов/дацитов и их туфы, а в середине разреза встречены лавы и туфы андезитов и базальтов.

Уверенная корреляция разрезов между собой затруднена в силу отсутствия каких-либо реперных горизонтов и значительной латеральной изменчивости вулканических комплексов. По результатам дешифрирования космоснимков и полевых наблюдений, в данной работе в первом

приближении мы принимаем (с допущением частичного перекрытия) следующую возрастную последовательность изученных разрезов (снизу вверх): U, 4, 1, 2, K, 5, A1, A2, 3.

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Лабораторные палеомагнитные исследования выполнялись по стандартной методике [Храмов и др., 1982; Butler, 1998; Tauxe, 2010] в палеомагнитных лабораториях ИФЗ РАН (Москва) и Университета Ludwig Maximilian (Мюнхен). Электронно-микроскопические и микрозондовые исследования выполнялись на приборе TESCAN Vega II в геофизической обсерватории ИФЗ РАН в пос. Борок и на электронном микроскопе “Jeol” JSM-6480LV в лаборатории кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова.

На первом этапе исследований по дублям из нескольких образцов из ряда разрезов было выполнено сравнение результатов температурной магнитной чистки и чистки переменным магнит-

ным полем. Это сравнение показало, что оба вида магнитной чистки дают статистически неразличимые результаты. В дальнейшем для разрезов К и У использовалась температурная чистка, а для всех остальных — чистка переменным магнитным полем.

Образцы 74 сайтов из 79 изученных содержат палеомагнитную запись хорошего и удовлетворительного качества, их естественная остаточная намагниченность содержит преимущественно единственную характеристическую компоненту, стабильную по отношению к размагничивающим воздействиям.

Иногда присутствуют также низкоэрцитивная или низкотемпературная компоненты, которые имеют хаотичные направления и, скорее всего, связаны с современным вязким перемагничиванием в процессе хранения или транспортировки образцов. Характеристическая высокоэрцитивная или высокотемпературная компонента имеет очень крутые наклоны и разнообразны склонения (рис. 3 и табл. 1).

В пользу первичности выделенной характеристической компоненты говорят следующие аргументы: положительный полевой тест складки, данные электронномикроскопических и микрондовых исследований, совпадение расчетного полюса с близкими по возрасту полюсами Чукотки, полученными в предшествующих работах [Stone et al., 2009; Лебедев и др., 2021].

Тест складки производился в программном обеспечении Р. Энкина, где реализовано две его редакции: [Watson, Enkin, 1993; Enkin, 2003]. Тест выполнялся на уровне средних по разрезам, причем внутри каждого разреза породы во всех изученных сайтах имели одинаковое залегание. Сравнение средних направлений на уровне разрезов, а не сайтов выполнялось для того, чтобы избежать избыточное влияние на результат разрезов, представленных большим числом сайтов, чем другие. По тесту Ватсона–Энкина [Watson, Enkin, 1993] максимальное значение выпрямления составляет 97.8 при 95%-ом доверительном интервале 63.6–133%. По тесту Энкина [Enkin, 2003] значение выпрямления (ДС параметра) составляет  $0.98 \pm 0.63$ . Таким образом, оба использованных теста дают положительный результат, указывающий на то, что формирование выделенных компонент намагниченности в изученных породах происходило до их деформации (наклона). Относительно большие доверительные интервалы объясняются малой разницей между элементами залегания изученных разрезов.

Поскольку деформации первичного залегания пород на изученных участках происходили, вероятно, в ходе компенсационных прогибов непосредственно вслед за формированием вулканических разрезов, положительный результат теста определенно указывает на то, что выделенная ха-

рактеристическая компонента намагниченности образовалась во время или вскоре после излияния потоков.

По результатам электронно-микроскопических и зондовых исследований в изученных образцах вулканических пород были обнаружены зерна титаномагнетита со структурами высоко-температурного гетерофазного окисления с ламелями ильменита и низкотитанистым титаномагнетитом между ними (рис. 4, обр. 010108А, Б, 020407). Такие структуры образуются непосредственно во время остывания породы после ее кристаллизации из магмы и определенно указывают на первично-магматическое происхождение соответствующих зерен.

Кроме того, в изученных базальтах широко распространены первично-магматические мелкие гомогенные идиоморфные зерна титаномагнетита (рис. 5 обр. 030608, 050415) и сростки ильменита (Ilm) с титаномагнетитом (Tm) (рис. 4, обр. 040107). Наличие первично-магматических зерен магнитных минералов является весомым доводом в пользу сохранности в породах первичной намагниченности.

В ходе выполнения работы нами был выполнен некоторый объем термомагнитных и коэрцитиметрических исследований. Поскольку данные, которые при этом были получены, не несут никакой дополнительной информации о времени формирования характеристической намагниченности, мы решили не обсуждать их в тексте статьи.

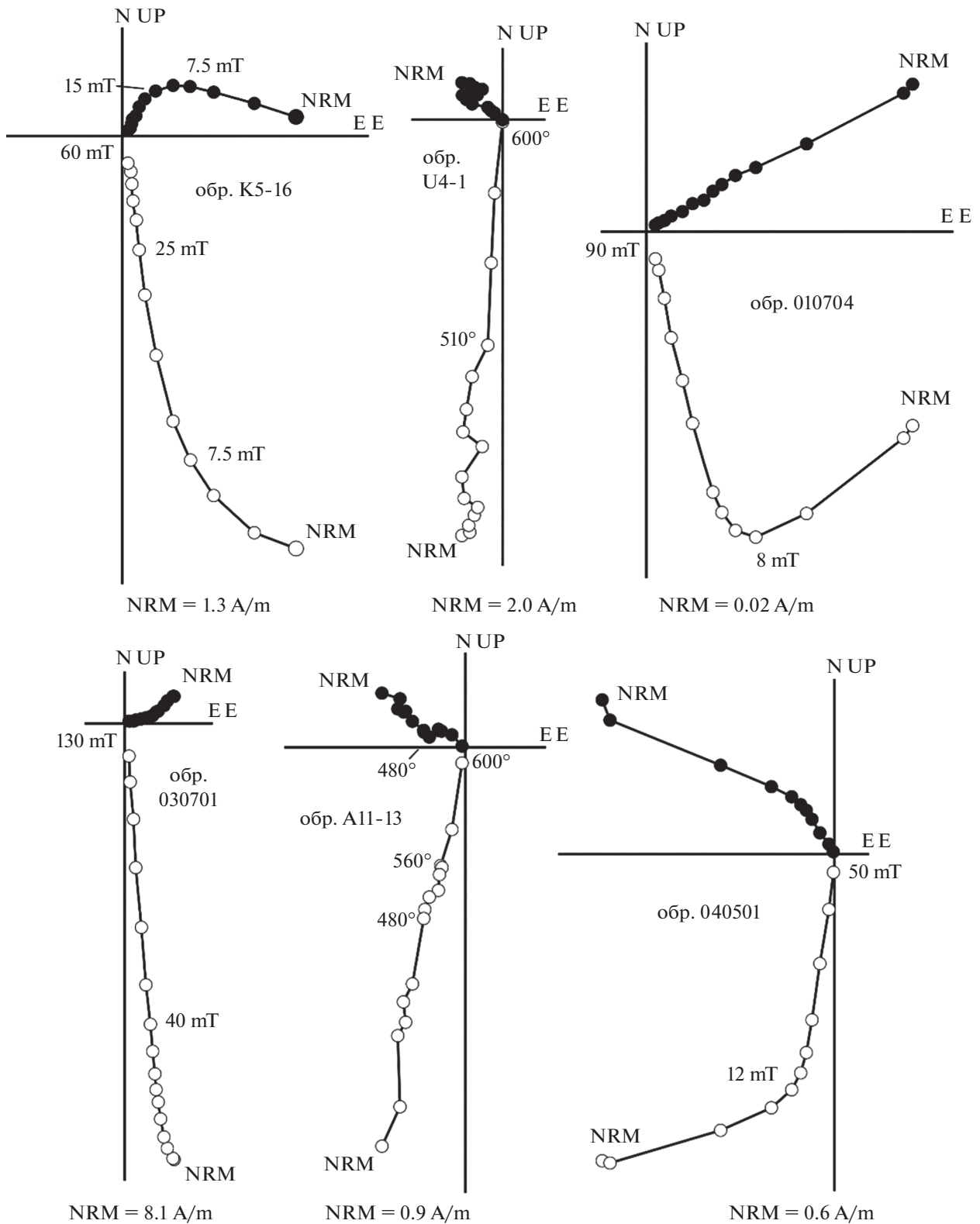
По результатам выполненных исследований нами рассчитан средний палеомагнитный полюс (табл. 1), координаты которого составляют  $75.7^\circ$  с.ш. и  $174.3^\circ$  в.д. при  $N = 55$  и радиусе круга доверия  $A95 = 5.6^\circ$  (расчет производился с учетом дирекционных групп, подробнее см. следующий раздел).

Палеомагнитный полюс схожего возраста был получен ранее Стоуном с соавторами по вулканикам ОЧВП, выходящим на поверхность недалеко от нашего района работ вблизи озера Эльгыгытгын и в верховьях р. Энмываам. Координаты этого полюса  $67.0^\circ$  с.ш.,  $171.0^\circ$  в.д., при  $A95 = 9.8^\circ$  и  $N = 40$  [Stone et al., 2009]. Угловое различие этих полюсов незначимо —  $7.7^\circ \pm 8.2^\circ$  [Debiche, Watson, 1995], что еще раз поддерживает надежность полученных нами результатов.

## МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеомагнитные данные, полученные по изученным вулканическим породам, позволяют выполнить оценку амплитуды высокоширотных палеомагнитных вариаций во время Мелового суперхрона прямой полярности на временном срезе ~90 млн лет назад.

Традиционно амплитуда палеомагнитных вариаций описывается мерой рассея-



**Рис. 3.** Примеры диаграмм Зийдервельда по результатам магнитных чисток пород из разрезов К (обр. К5-16), У (обр. U4-1), 01 (обр. 010704), 03 (обр. 030701), А1 (обр. А11-13), 04 (обр. 040501). Черные (белые) кружки обозначают проекции вектора естественной остаточной намагниченности на горизонтальную (вертикальную) плоскость.

Таблица 1. Палеомагнитные направления, определенные в изученных породах

Номера сайтов	N	n	Dg	I <sub>g</sub>	D <sub>s</sub>	I <sub>s</sub>	K	a95	ВПП для индивидуальных сайтов			ВПП для групп сайтов		
									PLONG	PLAT	A95	PLONG	PLAT	A95
U (Угиткын)														
67.2° с.ш., 171° в.д.; аз. пад. 140° угол 4°														
U07	14	13	279.1	75.5	266.5	78.2	93.9	4.3	125.6	57.3	8.2	12.8		
U06	13	10	342.9	80	356.6	83.5	89.5	5.1	166.7	80.0	10	7.09		
U05	13	11	257.7	72	245.7	73.5	87.8	4.9	129.6	45.4	8.5	6.35		
U04	15	14	329.6	86.2	71.8	89.3	104	3.9	174.5	67.6	7.4	22.7		
U03	12	12	247.7	84.2	208.1	84.0	80.8	4.9	160.9	56.3	9.1	12.7		
<b>Среднее</b>	<b>8</b>	<b>5</b>	<b>282.3</b>	<b>81.4</b>	<b>258.3</b>	<b>84</b>	<b>85</b>	<b>8.3</b>	<b>145.3</b>	<b>62.4</b>	<b>16.1</b>			
NRO										0.087				0.087
O4 (Алгой)														
67° с.ш., 170.3° в.д.; аз. пад. 149° угол 6°														
0401	12	11	269.3	80.1	232.6	81.4	644	1.8	147.1	54.3	3.4	11.7		
0405	15	9	1.9	73.9	18	78.5	159	4.1	245	83.1	7.5	1.48		
0403	15	14	5	77.7	30	81.8	299	2.3	212.1	78	4.4	12.6	281.7	84.7
0404	15	13	14.1	74.6	34.5	78.1	159	3.3	243.7	76.7	6	9.34		
<b>Среднее</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>353.9</b>	<b>79.1</b>	<b>18.5</b>	<b>84</b>	<b>72.4</b>	<b>10.9</b>	<b>187.6</b>	<b>77.6</b>	<b>21.4</b>			
NRO										0.71				0.5
I (т. Белая)														
66.9° с.ш., 169.8° в.д.; аз. пад. 170° угол 3°														
0107	14	9	44.2	78.6	58.2	80.1	77.1	5.9	222.8	69.5	11.1	1.06		
0101	13	8	216.8	78.7	207.6	76.5	86.2	6	154	42.7	10.7	6.95		
0112	14	10	37.6	75.1	47.2	76.9	54.5	6.6	243.3	71.2	11.9	23.6		
0113	12	6	30.5	69.4	298.7	71.4	204	4.7	88.9	60.3	7.7	24.8		
0104	15	12	286.3	70.3	278.3	71.4	98.2	4.4	104.3	52.6	7.2	5.17	101.1	56.5
0105	8	7	295.4	73	286.6	74.5	109	5.8	104.7	59.2	10	35.4		
0108	14	9	355.5	59.9	356.1	62.9	107	5	357.1	67.3	7	25.5		
0109	10	10	10.1	71.1	13.6	73.9	244	3.1	302.2	80.8	5.3	22.8		
0110	12	9	346.2	72	345.5	75	144	4.3	47.5	82	7.5	21.9		
0111	13	10	42.1	81.2	60.8	82.7	171	3.7	208.7	69.8	7.1	26.5		
0114	12	11	24.3	74.3	31.4	76.7	181	3.4	254.9	77.1	6.1	24.4		
0115	10	9	53.1	75.6	64.5	76.7	151	4.2	234.1	64.7	7.5	35	225.2	66.8
0116	15	8	46.8	80.6	64.6	81.9	78.2	6.3	212.4	68.6	12.1	38.3		6.7



Таблица 1. Продолжение

Номера сайтов	Данные по свитам и составу пород по работе [Мальшева и др., 2012]	N	n	Dg	Ig	Ds	Is	K	a95	ВПГ для индивидуальных сайтов			Км, × 10 <sup>-3</sup> ед. СИ	ВПГ для групп сайтов		
										PLONG	PLAT	A95		PLONG	PLAT	A95
0117	Эмунэретская свита – итнбринты, туфы и лавы риолитов, дацитов	10	7	274.9	80.1	257.4	80.4	240	3.9	134.1	57.6	7.3	9.28			
<b>Среднее</b>		<b>17</b>	<b>14</b>	<b>350.5</b>	<b>79.9</b>	<b>350.7</b>	<b>82.9</b>	<b>34.9</b>	<b>6.8</b>	<b>159.1</b>	<b>80.1</b>	<b>12.8</b>				0.4445
NRO										0.9499						
<b>2 (г. Юрьевка)</b>																
66,9° с.ш., 169,9° в.д.; аз. пад. 0° угол 0°																
0201	Кожуновская свита – базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы	11	10	207.2	84.3	207.2	84.3	298	2.8	160.6	56.5	5.5	16.7			
0202		12	11	33.5	65.1	33.5	65.1	395	2.3	291.9	63.7	3.3	21.6			
0203		16	13	21	72.2	21	72.2	180	3.1	294.6	76.4	5.2	21.4			
0206		11	10	8.8	76.3	8.8	76.3	321	2.7	294.2	85.3	4.8	38.1	297.6	81.8	3.5
0205		11	8	4.5	75.8	4.5	75.8	129	4.9	320.9	85.8	8.7	30.5			
0204		11	9	352.5	78.3	352.5	78.3	159	4.1	95	87	7.5	39.9			
0210		12	10	2.8	85.7	2.8	85.7	244	3.1	171.6	75.4	6.1	7.66			
0209		11	11	119.4	66.2	119.4	66.2	644	1.8	214.1	34.2	2.7	9.37			
0207		12	8	167.2	83.8	167.2	83.8	183	4.1	174.6	54.8	8	16.2			
0208		12	10	36.6	68.1	36.6	68.1	163	3.8	282.7	66.1	5.9	5.77			
0211		12	12	69.7	73	69.7	73	279	2.6	240.9	58.8	4.4	15.8	239.5	62.1	3.8
0212		11	9	59.5	76.2	59.5	76.2	195	3.7	238.8	66	6.6	14.5			
0213		12	7	122.2	73.1	122.2	73.1	131	5.3	206.6	42.6	8.9	16			
0214		11	12	72.5	82.9	72.5	82.9	185	3.2	206.2	67.1	6.2	15			
0215		14	12	350.8	77.5	350.8	77.5	119	4	71.7	86.2	7.2	2.11			
0216		12	11	285.8	88.1	285.8	88.1	153	3.7	160.3	67.6	7.4	7.32			
<b>Среднее</b>		<b>16</b>	<b>16</b>	<b>46.3</b>	<b>81.3</b>	<b>46.3</b>	<b>81.3</b>	<b>41.6</b>	<b>5.8</b>	<b>215.1</b>	<b>73.7</b>	<b>10.7</b>				
NRO										0.9519						0.676
<b>К (Кулолт. Коваленко)</b>																
66,8° с.ш., 169,8° в.д.; аз. пад. 0° угол 0°																
K08	Кожуновская свита – базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы	14	9	316.2	67.8	316.2	67.8	167	4	65.2	63.1	6.1	22.3			
K07		12	13	356.1	72	356.1	72	73.3	4.9	2.1	80	8.1	23			
K06		14	13	85	85.2	85	85.2	77.6	4.7	193.5	65.8	9.3	19.6			
K05		16	14	327.2	84.8	327.2	84.8	97.9	4	148.5	74.5	7.9	23.2			

Таблица 1. Продолжение

Номера сайтов	Данные по свитам и составу пород по работе [Малышева и др., 2012]	N	n	Dg	Ig	Ds	Is	K	a95	ВПП для индивидуальных сайтов			Км, × 10 <sup>-3</sup> ед. СИ	ВПП для групп сайтов					
										PLONG	PLAT	A95		PLONG	PLAT	A95			
K04	Эмунеретская свита – игнибрииты, туфы и лавы риолитов, дацитов	13	7	34.2	64.5	34.2	64.5	275	3.6	291.5	62.9	5.2	233	82.6	4.5				
K03		13	9	9.3	79.9	9.3	79.9	153	4.2	208.9	85.1	7.9							
K02		13	10	26	78.3	26	78.3	302	2.8	243.9	80	5.1				5.37			
K01		14	11	47.1	83.5	47.1	83.5	544	2	203.4	72.9	3.9				5.29			
<b>Среднее</b>		<b>8</b>	<b>8</b>	<b>7.6</b>	<b>79.3</b>	<b>7.6</b>	<b>79.3</b>	<b>52.6</b>	<b>7.7</b>	<b>208.2</b>	<b>85.6</b>	<b>13.6</b>							
NRO										0.7888					0.7441				
<b>5 (Ветвистый)</b>																			
66.9° с.ш., 170.1° в.д.; аз. пад. 107° угол 5°																			
0504	Кожуновская свита – базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы	15	9	337.9	77.7	0.6	80.1	72.2	6.1	173	86.1	11.4	16.6	132.3	84	7			
0503		14	10	320.8	76.5	337.2	80.3	102	4.8	117.8	80.9	9	14.5						
0501		18	14	241.7	84.2	184.5	85.8	155	3.2	168.8	58.6	6.3	14						
<b>Среднее</b>		<b>3</b>	<b>3</b>	<b>316.2</b>	<b>81.2</b>	<b>344.8</b>	<b>84.9</b>	<b>98.3</b>	<b>12.5</b>	<b>159.1</b>	<b>76.2</b>	<b>26.1</b>							
NRO										0.8334					0.5				
<b>A1 (Аной 1, г. Кайемнай)</b>																			
66.9° с.ш. 170.2° в.д.; аз. пад. 146° угол 6°																			
a20	Кожуновская свита – базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы	16	11	5.1	78	32.1	81.8	174	3.5	212.6	77.4	6.7	19						
a19		13	13	341.2	76.7	352.9	82.3	127	3.7	157.3	81.7	7.1	17.6						
a18		14	12	258	79.4	224.7	80	87.2	4.7	148.5	50.8	8.8	34.2	143.6	53.8	6.2			
a17		12	8	283.4	77.2	257.9	80.7	144	4.6	135.1	58.1	8.7	18.1						
a15		10	6	251.5	82.4	207.8	81.7	174	5.1	158	51.8	9.7	17.8						
a13		15	15	340.8	57.8	343.8	63.6	160	3	20	66.7	4.2	20						
a11		13	13	321.6	62.7	320.4	68.7	196	3	62.3	65.7	4.7	19.4						
a12		14	12	333.4	76.1	338.9	82	102	4.3	136.4	79.9	8.2	13.1						
<b>Среднее</b>		<b>8</b>	<b>8</b>	<b>322.2</b>	<b>76.2</b>	<b>319.3</b>	<b>82.2</b>	<b>41.6</b>	<b>8.7</b>	<b>132.5</b>	<b>74.3</b>	<b>15.8</b>							
NRO											0.9927					0.8312			
<b>A2 (Аной 2 г., Тимофеевка)</b>																			
66.9° с.ш. 170.4° в.д.; аз. пад. 103° угол 12°																			
a04	Кожуновская свита – базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы	13	11	332.1	70.2	8.2	75.1	226	3	310.9	84	20.8	16.3	359.2	88.6	3.4			
a05		15	14	328	70.8	5.4	76.4	98.8	4	308.5	86.5	21.9	28.6						
a06		13	13	316.9	67.9	339.7	77.9	82.6	4.6	89	82.1	18.2	18.1						
a07		13	13	317	73.2	0.7	80.5	242	2.7	173.2	85.4	7.9	23.5						
a09		13	13	294.4	76.1	342.3	86.8	386	2.1	163.8	72.9	11.9	20.1						
a10		13	10	10.3	80.7	63.8	75.2	44.4	7.3	239.9	63.4	18.2	24.3						
<b>Среднее</b>		<b>6</b>	<b>6</b>	<b>323.6</b>	<b>74</b>	<b>11.2</b>	<b>80</b>	<b>119</b>	<b>6.2</b>	<b>210.8</b>	<b>84.5</b>	<b>11.5</b>							
NRO											0.8727								0.8364

Таблица 1. Окончание

Номера сайтов	Данные по свитам и составу пород по работе [Малышева и др., 2012]	N	n	Dg	Ig	Ds	Is	K	a95	ВПГ для индивидуальных сайтов			ВПГ для групп сайтов			
										PLONG	PLAT	A95	PLONG	PLAT	A95	
<b>3 (Верховья Тимофеевки)</b>																
66.9 с.ш. 170.7 в.д.; аз. пад. 239° угол 3°																
0302	Кожвинская свита – базальты, андезитобазальты, андезиты, их туфы	11	11	76.8	86.4	127.7	88.8	249	2.9	175.3	65.4	5.8	48.5	168.5	71	4.4
0303		12	10	23.8	85	349.7	86.9	321	2.7	166.9	72.9	5.4	45.5			
0304		11	10	10.3	84.4	338.5	85.7	72.8	5.7	158.9	74.6	11.3	48.1	171.5	55.6	3.5
0307		12	9	129.2	83.8	157.7	84.1	364	2.7	178.6	55.8	5.3	67.9			
0306		12	7	150.8	85.6	184.4	84.6	136	5.2	169.2	56.2	10.2	74.2	172.8	58.2	5.1
0308		12	8	167.4	85.3	194.1	83.7	696	2.1	165.5	54.7	4.1	66.4			
0309		12	7	186.9	77.1	195.9	75.1	189	4.4	161.1	39.4	7.7	28.6	177.7	52.5	6.6
0310		15	8	213.4	82.7	220.7	79.9	213	3.8	150.8	50.1	7.1	25.3			
0305		15	14	127.3	87.1	184.5	86.7	123	3.6	169.7	60.3	7.1	41.8	167.2	58.5	7
0301		10	8	140.2	82.6	163.2	82.5	266	3.4	177.7	52.5	6.6	14.3			
Среднее		10	10	150	86.8	192.6	85.6	180	3.6	167.2	58.5	7				
NRO										0.988						0.6276

Направления

	n (N)	Dg	Ig	Kg	a95	Ds	Is	Ks	a95
Среднее по сайтам	74 (79)	350.8	82.7	40	2.6	4.7	84.9	44.8	2.5
Среднее по индивидуальным направлениям и дирекционным группам	55 (55)	352.6	83.1	37.4	3.2	6.8	85.2	40.8	3
Среднее по разрезам	9 (9)	338.7	82	117	4.8	356.3	85	176.4	3.9

Полосы

	n (N)	PLONG	PLAT	A95	Палеоширота на условную среднюю точку 66.9° с.ш. и 170.1 в.д.
Средний полюс по сайтам	74 (79)	173.5	76.3	4.9	80.5 ± 4.9°
Средний полюс по индивидуальным направлениям и дирекционным группам	55 (55)	174.3	75.7	5.6	81.1 ± 5.6°
Среднее по разрезам	9 (9)	167.7	76.3	7.3	80.6 ± 7.3°

Примечания: N – число образцов, отобранных из сайта; n – число образцов, использованных для расчета палеомагнитных направлений; Dg (Ds), Ig (Is), – склонения, наклонения в географической (стратиграфической) системе координат; K, a95 – кучность и радиус доверия; Plong, Plat, A95 – долгота и широта виртуальных геомагнитных полюсов (ВПГ) для индивидуальных и групп сайтов; Km – объемная магнитная восприимчивость; NRO – значение параметра *non-random ordering*.

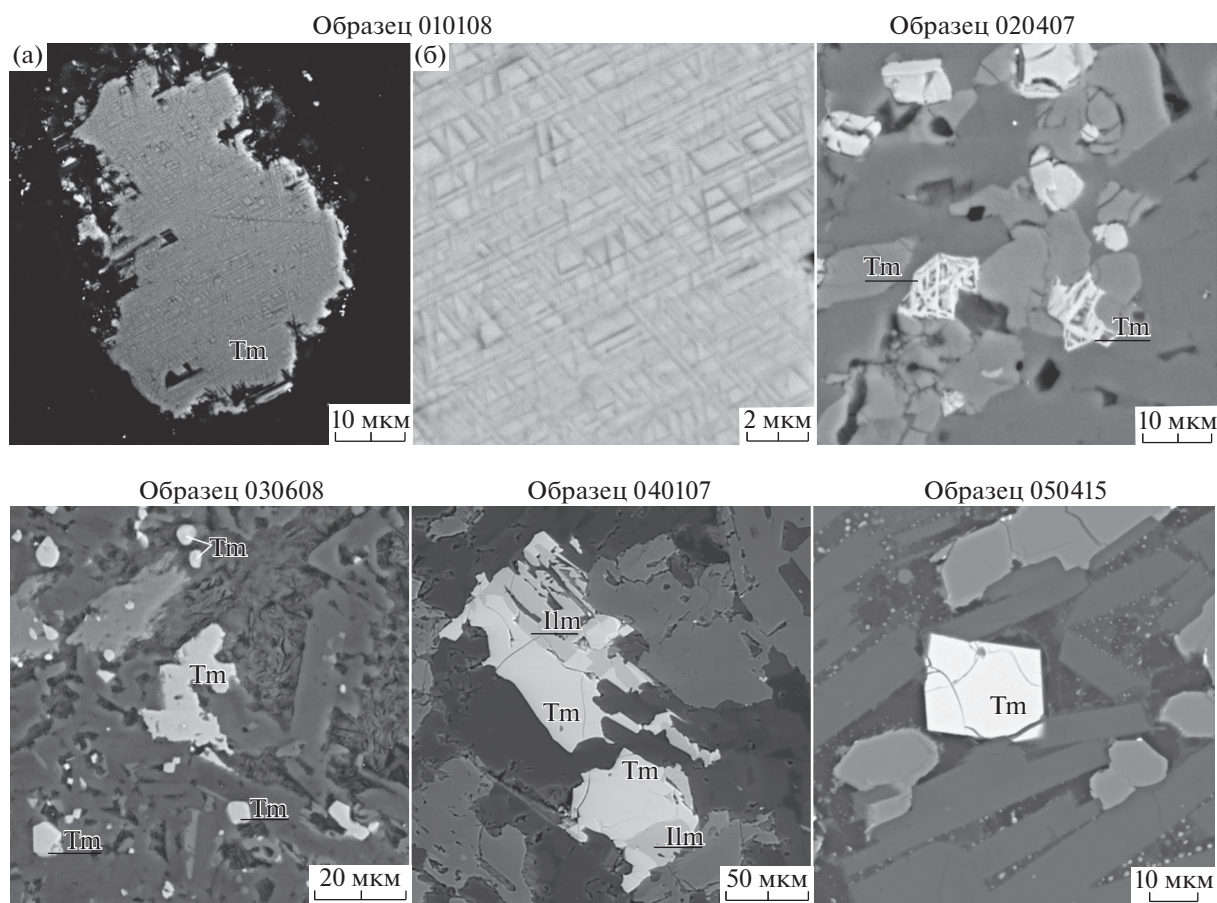


Рис. 4. Фотографии полированных шлифов в обратно отраженных электронах (образцы 010108 (разрез 01), 020407 (разрез 02), 030608 (разрез 03), 040107 (разрез 04)): Tm – титаномagnetит, Ilm – ильменит, Mt – магнетит.

ния виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП) [Храмов и др., 1982], рассчитанных для индивидуальных палеомагнитных сайтов. Виртуальные геомагнитные полюса при этом определяются по дипольной формуле [Храмов и др., 1982] по среднему направлению, определенному для каждого изученного потока. Для последних 5 млн лет это рассеивание рассматривается относительно географического полюса. Для более древних интервалов времени разброс ВГП рассчитывается либо вокруг среднего полюса всей совокупности полученных виртуальных полюсов, либо вокруг географического полюса, но при условии, что положение ВГП скорректировано с учетом движения тектонических плит [Dobrovine et al., 2019]. Разброс ВГП принято оценивать по величине  $S_b$ , равной среднеквадратичному отклонению ВГП либо от географического, либо от среднего полюса, скорректированного с учетом разброса палеомагнитных направлений внутри сайтов [Cox, 1970]:

$$S_b = \left[ \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left( \Delta_i^2 - \frac{S_{wi}^2}{n_i} \right) \right]^{1/2} \quad (i = 1, \dots, N), \quad (1)$$

где:  $\Delta_i$  – угловое расстояние  $i$ -го ВГП, рассчитанное для каждого  $i$ -го потока, от среднего ВГП (или от географического полюса);  $N$  – число потоков и  $n_i$  – число проб, взятых из  $i$ -го потока;  $S_{wi}$  – это внутрисайтовая дисперсия ВГП, рассчитанная для каждого  $i$ -го потока по формуле:

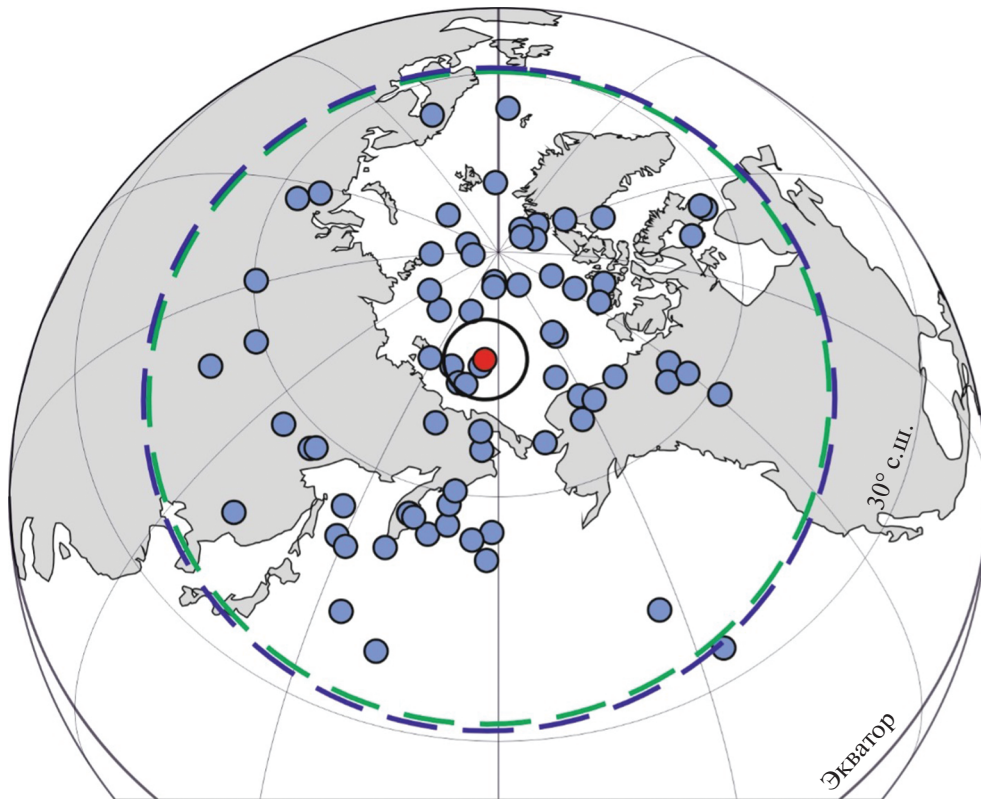
$$S_{wi}^2 = 81\sqrt{K},$$

$$K = k \left( \frac{1}{8} (5 + 18 \sin^2 \lambda + 9 \sin^4 \lambda) \right)^{-1},$$

где:  $k$  – кучность палеомагнитных направлений внутри сайтов, а  $\lambda$  – палеоширота сайта [Cox, 1970].

Угловая дисперсия ВГП, заданная уравнением (1), включает в себя два источника рассеяния: вековые изменения поля ( $\Delta_i^2$ ) и случайный внутрисайтовый разброс палеомагнитных направлений ( $S_{wi}$ ). При этом первый источник вносит доминирующий вклад в дисперсию виртуальных геомагнитных полюсов.

Нас интересует амплитуда PSV в течение “нормальных” (неэкскурсионных, неинверсионных)



**Рис. 5.** Распределение виртуальных геомагнитных полюсов (фиолетовые кружки), рассчитанных по всем 74 индивидуальным сайтам (потокам). Красный круг – средний палеомагнитный полюс и радиус его 95%-го круга доверия; голубой пунктирный круг – критический угол среза  $45^\circ$ , зеленый – ( $44.1^\circ$ ) критический угол среза по Вандамму.

состояний поля. Поэтому мы должны отбросить направления, которые могут быть связаны с теми моментами времени, когда поле находилось в экскурсионном или в инверсионном состоянии. Кроме того, необходимо исключить также возможные грубые ошибки измерений, приводящие к заметным отклонениям ВГП от средних значений. Поскольку отклонения ВГП входят в расчет  $Sb$  в квадрате, ВГП, связанные с “аномальными” состояниями поля или с грубыми ошибками, будут оказывать сильное влияние на расчетные величины  $Sb$ .

Для отсека таких ВГП используют некоторое пороговое значение – критический угол среза или отсека (*cutoff* или *cutoff angle*). Виртуальные полюсы, отклоняющиеся от среднего полюса на угол, больший, чем критический (*cutoff*), исключаются, в расчет  $Sb$  идут только ВГП, отстоящие от среднего полюса на меньший угол. Критическое значение угла ( $\Delta_{\max}$ ) выбирают либо постоянным, например,  $45^\circ$  (см. для обзора [McElhinny, McFadden, 1997]), либо рассчитывают по итеративному методу Вандаммы [Van Damme, 1994]:

$$\Delta_{\max} = 1.95S' + 5^\circ,$$

где  $S'$  равно  $Sb$  для исходного и каждого последующего распределений, получаемых при текущем отсека аномальных ВГП.

Вслед за авторами работ [Biggin et al., 2008; Pavlov et al., 2019; Doubrovine et al., 2019] мы использовали два подхода для удаления “выбросов” ВГП. Согласно первому способу, значение критического угла выбиралось фиксированным и равным  $45^\circ$ , согласно второму способу, данный угол вычислялся по методу Вандаммы (рис. 5).

Наблюдения областей современного окраино-континентального вулканизма показывают, что формирование вулканических потоков происходит неравномерно. Во время единичных вулканических извержений, разделенных значительными интервалами времени, могут формироваться единичные потоки. Во время вулканических пульсов, включающих серию извержений, могут формироваться серии (группы) практически разновозрастных или сближенных по времени вулканических потоков. В последнем случае при расчете величины  $Sb$  на уровне отдельных потоков вклад тех состояний поля, во время которых происходило формирование таких вулканических серий, будет преобладать над теми состояниями, которые записаны в единичных потоках, что при-

Таблица 2. Оценка амплитуды PSV

Критерии селекции:	$n(N)$	$Sb [Sb-; Sb+]$
Все сайты без группирования, фиксированный угол среза $cutoff = 45^\circ$		
Все	73(74)	21.3 [19.1; 23.5]
$K > 50$	72(73)	21.2 [19.0; 23.4]
$K > 100$	55(56)	22.0 [19.4; 24.4]
Все сайты без группирования, угол среза $cutoff$ определен по методу Вандамма		
Все, $cutoff = 44.1^\circ$	73(74)	21.7 [19.5; 23.9]
$K > 50$ , $cutoff = 44.0^\circ$	72(73)	21.7 [19.3; 23.8]
$K > 100$ , $cutoff = 46.2^\circ$	56(56)	22.9 [20.1; 25.7]
Сайты с учетом группирования, фиксированный угол среза $cutoff = 45^\circ$		
Все	54(55)	22.1 [19.0; 24.6]
$K > 50$	53(54)	22.1 [19.5; 24.7],
$K > 100$	41(42)	22.4 [19.1; 25.6]
Сайты с учетом группирования, угол среза $cutoff$ определен по методу Вандамма		
Все, $cutoff = 46.7^\circ$	55(55)	23.2 [20.2; 26.0]
$K > 50$ , $cutoff = 46.6^\circ$	54(54)	23.1 [20.3; 25.7]
$K > 100$ , $cutoff = 47.3^\circ$	42(42)	23.5 [20.2; 26.7]

Примечания:  $N$  – число сайтов (индивидуальных потоков, индивидуальных направлений) или число индивидуальных потоков и групп потоков (индивидуальных направлений и дирекционных групп);  $n$  – число сайтов (индивидуальных потоков, индивидуальных направлений) или число индивидуальных потоков и групп потоков (индивидуальных направлений и дирекционных групп), участвующих в расчете  $Sb$  после отсеечения по критической величине  $cutoff$ ;  $cutoff$  – критический угол отсеечения “выбросов” ВГП;  $K$  – внутрисайтовая (внутригрупповая) кучность палеомагнитных направлений.  $Sb^\circ$  – величина дисперсии ВГП (амплитуда вариаций);  $Sb+$  и  $Sb-$  – верхняя и нижняя границы 95%-го доверительного интервала.

ведет к занижению расчетных значений  $Sb$  относительно истинного значения. Для того, чтобы это избежать, нами были использованы две процедуры – сравнение средних палеомагнитных направлений соседних потоков по методу [McFadden, McElhinny, 1991] и оценка сериальной корреляции палеомагнитных направлений внутри изученных разрезов по методу, описанному в работе [Biggin et al., 2008].

Используя первую процедуру, мы выделили группы последовательных потоков, чьи средние палеомагнитные направления статистически не различались. Соответственно, вся совокупность данных для расчета вариаций была представлена как набор индивидуальных направлений, отвечающих индивидуальным потокам, и дирекционных групп, отвечающих группам (сериям) одно-возрастных или почти одновозрастных потоков (см. табл. 1). В результате к окончательному расчету было принято всего 55 направлений (виртуальных геомагнитных полюсов), полученных по 43 индивидуальным потокам (сайтам) и 12 группам.

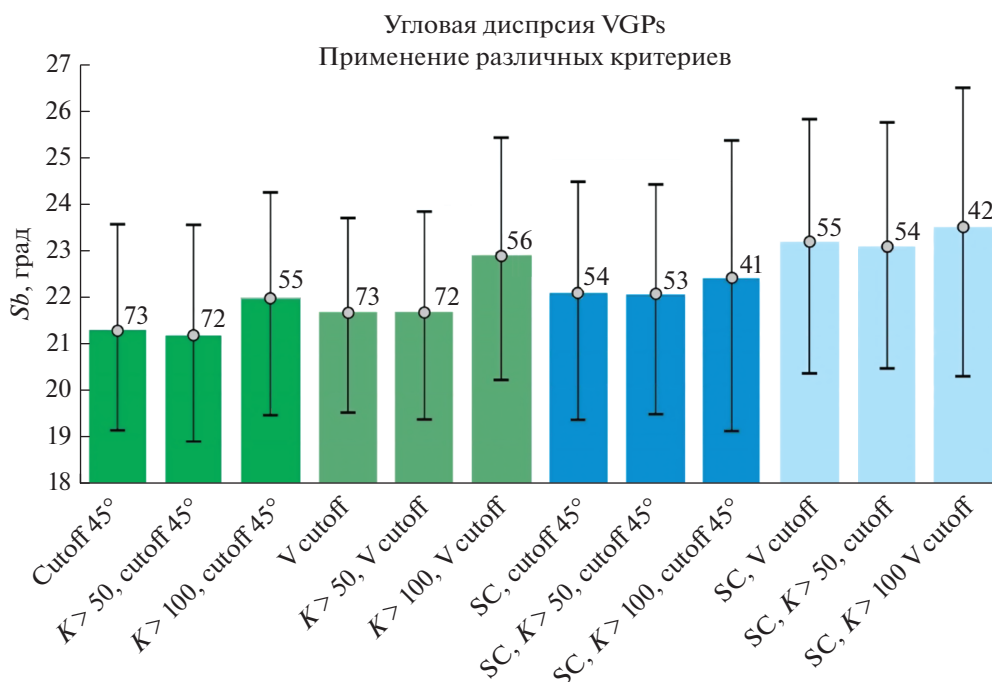
Вторая процедура состоит в расчете параметра NRO (*non-random ordering*), величина которого позволяет нам оценить степень сериальной корреляции палеомагнитных направлений в разрезе [Biggin et al., 2008]. Если значение NRO превышает 0.95, тогда корреляция палеомагнитных направлений в разрезе (сериальная корреляция)

значима на 95%-ом уровне доверия, и полученная последовательность направлений, вероятно, отражает сближенные по времени состояния поля. Последнее может привести к недооценке амплитуды PSV. В том случае, если фактор NRO меньше 0.95, можно считать, что рассматриваемые палеомагнитные направления некоррелированы, отражают независимые состояния геомагнитного поля и могут уверенно использоваться для расчета несмещенной оценки амплитуды палеогеомагнитных вариаций.

Фактор NRO был рассчитан для каждого из изученных разрезов (табл. 1). Расчет производился как для единичных потоков, так и для последовательностей направлений, представляющих индивидуальные направления и дирекционные группы.

В четырех из девяти изученных разрезов (разрезы 1, 2, 3 и A1) значение фактора NRO до группирования потоков превышало 0.95 (см. табл. 1). После группирования величина фактора NRO опустилась заметно ниже этого порогового значения (см. табл. 1). Следовательно, полученные после группирования направления составляют статистически случайную выборку поля и в достаточной мере представляют размах палеогеомагнитных вариаций.

Этот результат дает нам дополнительное указание на то, что расчет  $Sb$  по дирекционным груп-



**Рис. 6.** Значения  $S_b$  (угловой дисперсии виртуальных геомагнитных полюсов ВГП) и их 95%-ые доверительные интервалы для вулканических потоков ОЧВП, рассчитанные с учетом различных критериев селекции потоков. Цифры в верхней части столбиков – это количество ( $N$ ) потоков или DG&DI после применения отсечки по критическому углу среза и по кучности ( $K$ ). Различные критерии и отсечки идентифицируются по оси  $x$ , где  $V$  итеративная отсечка по работе [Vandamme, 1994],  $45^\circ$  – фиксированная отсечка и  $SC$  означает применение процедуры на последовательную корреляцию (синие столбцы).

пам и индивидуальным направлениям более корректен, чем расчет на уровне индивидуальных сайтов без учета группирования направлений.

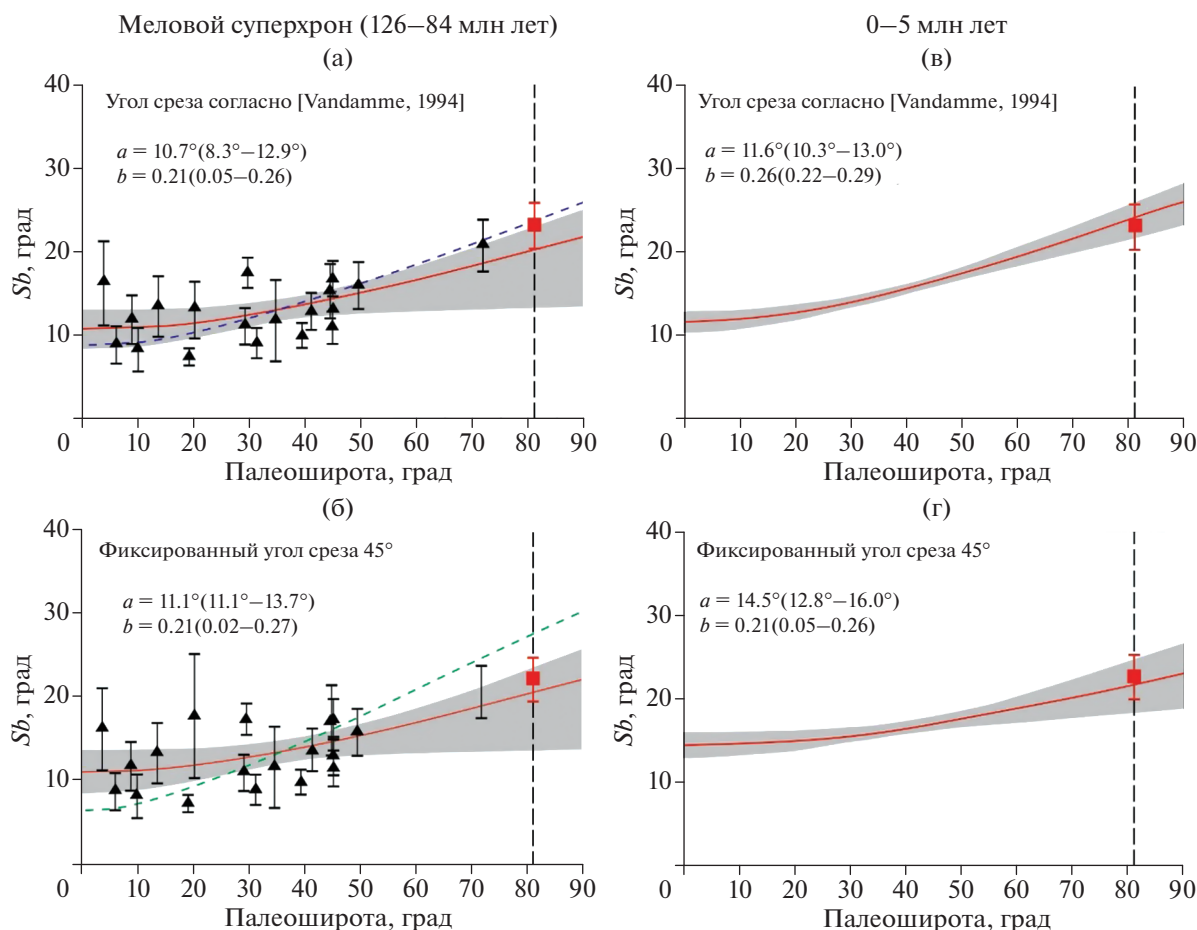
Тем не менее, для сравнения мы выполнили расчет  $S_b$  как с учетом, так и без учета группирования (табл. 2). Расчеты выполнялись с использованием фиксированного угла среза  $cutoff = 45^\circ$  и с использованием угла среза, рассчитанного по Вандамму. Для того, чтобы оценить, как качество палеомагнитной записи влияет на конечный результат определения  $S_b$ , расчеты были проведены с использованием всех индивидуальных направлений и групп, а также с использованием только тех из них, где внутрисайтовая (внутригрупповая) кучность  $K$  превышает 50 и 100. Полученные результаты представлены в табл. 2 и на рис. 6.

Из табл. 2 и рис. 6 видно, что независимо от способа расчета, значения  $S_b$  ложатся в узкий интервал значений от  $21.3^\circ$  до  $23.5^\circ$ , причем доверительные интервалы для этих величин существенно перекрываются, делая их статистически неотличимыми. Отметим, однако, что при использовании сайтов (групп) с  $K > 100$  величина  $S_b$  всегда, но незначительно, увеличивается, при этом доверительный интервал расширяется. Для нашего анализа мы выбираем значения  $S_b$ , полученные с учетом группирования направлений для тех сайтов и групп, где кучность превышает 50.

Поскольку при изучении палеовековых вариаций широко используются как фиксированные углы отсечения ( $cutoff$ ), так и углы отсечения, рассчитанные методом Вандамма, ниже мы будем рассматривать оба соответствующих значения  $S_b$  (см. табл. 2)  $22.1^\circ$  [ $19.5^\circ$ ;  $24.7^\circ$ ] и  $23.1^\circ$  [ $20.3^\circ$ ;  $25.7^\circ$ ].

Сравним полученные значения с моделями широтной зависимости PSV для Мелового суперхрона, предложенными в работах [McFadden et al., 1991; Biggin et al., 2008; Doubrovine et al., 2019]. Как видно из рис. 7а, при использовании фиксированного угла отсечения полученные нами значения  $S_b$  отлично согласуются с моделью из работы [Doubrovine et al., 2019] и несколько отличаются от значений, предсказываемых моделью из работы [McFadden et al., 1991]. При использовании угла отсечения, определенного по методу Вандамма (рис. 7б), наш результат noticeably отличается от модели [Doubrovine et al., 2019], но еще лучше согласуется с моделью [Biggin et al., 2008].

Таким образом, наши данные для высоких широт, в целом, поддерживают существующие модели. При этом с моделью в работе [McFadden et al., 1991], предполагающей низкие значения PSV на экваторе и резкое их увеличение с широтой, они согласуются хуже, чем с моделью в работе [Biggin et al., 2008], предсказывающей более



**Рис. 7.** (По работе [Dobrovine et al., 2019] с изменениями и дополнениями). (а), (б) – Сравнение полученных данных с моделями широтной зависимости PSV во время Мелового суперхрона прямой полярности (84–126 млн лет): (а) – при использовании фиксированного критического угла среза  $45^\circ$ ; (б) – при расчете критического угла среза методом Вандамма; (в), (г) – сравнение полученных данных с моделями широтной зависимости PSV для последних 5 млн лет: (в) – при расчете критического угла среза методом Вандамма [Opdyke et al., 2015]; (г) – при использовании фиксированного критического угла среза  $45^\circ$  [Johnson et al., 2008]. Красным квадратом и соответствующим отрезком показаны значения  $Sb$  и их доверительные интервалы, полученные в настоящей работе. Красная сплошная линия – аппроксимация данных в работе [Dobrovine et al., 2019] по модели [McFadden et al., 1988] с параметрами  $a$  и  $b$  и их доверительными интервалами (в круглых скобках), показанными на рисунке. Серым цветом показаны области 95%-го доверия для соответствующих моделей. Черными треугольниками и соответствующими отрезками показаны данные, полученные другими авторами для Мелового суперхрона прямой полярности. Синей (зеленой) пунктирной линией показана аппроксимация широтной зависимости PSV согласно работам [Biggin et al., 2008; McFadden et al., 1991].

высокие значения PSV на экваторе и более плавное их нарастание при движении к полярным широтам. Напомним, что именно эти свойства PSV рассматривались до последнего времени как наиболее обещающие для выявления отличия поведения геомагнитного поля во время и вне геомагнитных суперхрон. Наш результат не поддерживает эту точку зрения.

Данные, полученные нами для суперхрона, интересно также сравнить с результатами для последних 5 млн лет, когда частота геомагнитных инверсий была достаточно высока, составляя, в среднем, около 5 инверсий за 1 млн лет.

Из рис. 7в, 7г видно, что полученный нами результат практически идеально ложится на широтные зависимости PSV для последних 5 млн лет независимо от того, какой критический угол отсечения (фиксированный [Johnson et al., 2008] или определенный по методу Вандамма [Opdyke et al., 2015]) использовался для их расчета. Это означает, что амплитуда вековых геомагнитных вариаций во время Мелового суперхрона прямой полярности, по крайней мере, в высоких широтах, была такой же, как в течение последних 5 млн лет.

Полученный результат может иметь важные последствия при обсуждении фундаментального вопроса о том, представляют ли суперхроны осо-



бое физическое состояние геодинамо или являются проявлением того же стохастического процесса, который ответственен за “нормальный инверсионный режим”. Наши данные свидетельствуют, скорее, в пользу второй точки зрения.

В том случае, если эта точка зрения верна, мы можем говорить о неполной адекватности современных численных моделей геодинамо реальным процессам генерации геомагнитного поля. Это связано с тем, что все эти модели требуют изменения условий функционирования геодинамо во время суперхрон (например, изменения параметров конвекции в связи с изменением величины или характера распределения теплового потока на границе ядро–мантия).

Отсутствие явных отличий амплитуды вековых вариаций во время Мелового суперхрона и в течение последних 5 млн лет не поддерживает гипотезу о смене режимов генерации геомагнитного поля при установлении суперхрон и их завершении (например, [Галле, Павлов, 2016]). В противном случае необходимо предположить, что смена режимов генерации не должна с необходимостью приводить к заметным изменениям амплитуды PSV, что ставит новые вопросы перед современными моделями геодинамо.

Говоря об отсутствии явных отличий амплитуды вековых вариаций во время Мелового суперхрона и в течение последних 5 млн лет мы должны сделать одну важную оговорку. В последнее время появляются данные, которые, возможно, указывают на то, что на отдельных интервалах времени внутри Мелового суперхрона разброс палеомагнитных направлений мог значительно увеличиваться [Гужиков, Федулеев, 2019; Гужикова и др., 2020; Lhuillier et al., 2016]. При этом неясно, связано ли это увеличение с нарастанием разброса вокруг некоторого единого центрального направления, либо с наличием нескольких (двух?) кластеров преимущественных положений VGP. Очевидно, что решение этих вопросов требует дальнейшего наращивания объема высококачественных данных по вековым вариациям геомагнитного поля суперхрон и периодов частых инверсий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнены палеомагнитные исследования вулканических пород Охотско-Чукотского пояса, выходящих на поверхность в районе месторождения Купол (~66.9° с.ш. и 170.1° в.д.) и образовавшихся около 90 млн лет назад во время Мелового суперхрона прямой полярности. В большинстве изученных образцов выделена характеристическая компонента намагниченности. Первичность этой компоненты поддерживается положительным тестом складки, данными электронно-микроскопических и микрозондовых исследований и

близостью рассчитанного палеомагнитного полюса к палеомагнитному полюсу близких по возрасту пород из этого же региона. Показано, что изученные породы формировались в высоких полярных широтах вблизи 81° с.ш.

Выполнены оценки амплитуды палеомагнитных вариаций PSV во время Мелового суперхрона прямой полярности. Для ~81° с.ш. эти оценки (и их доверительные интервалы) в зависимости от способа расчета составляет  $S_b = 22.1^\circ$  (19.5°; 24.7°) – при использовании фиксированного угла отсечения 45° и  $S_b = 23.18^\circ$  (20.3°; 25.7°) – при использовании угла отсечения, рассчитанного по методу Вандамма.

Полученные оценки, в целом, поддерживают существующие модели широтной зависимости PSV для Мелового суперхрона прямой полярности. При этом с моделью [McFadden et al., 1991], предполагающей низкие значения PSV на экваторе и резкое их увеличение с широтой, они согласуются хуже, чем с моделью [Biggin et al., 2008], предсказывающей более высокие значения PSV на экваторе и более плавное их нарастание при движении к полярным широтам.

Полученные оценки, независимо от их способа расчета, практически идеально ложатся на широтные зависимости PSV для последних 5 млн лет. Это означает, что амплитуда вековых геомагнитных вариаций во время Мелового суперхрона прямой полярности, по крайней мере в высоких широтах и на протяжении рассматриваемого интервала времени, была такая же, как в течение последних 5 млн лет.

Представленный результат не поддерживает гипотезу о смене режимов геодинамо при переходе от периодов частых геомагнитных инверсий к суперхронам, что позволяет говорить о неполной адекватности современных численных моделей реальным процессам генерации геомагнитного поля.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Отдельная благодарность Цельмовичу В.А. и Кошляковой Н.Н. за помощь в проведении электронно-микроскопических и микрозондовых исследований. Все измерения выполнены в ЦКП “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ РАН.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда грант № 19-47-04110 (полевые работы, магнитные чистки, интерпретация данных) и Госзадания СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) тема 121031700312-1 (петрографические исследования).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса М.: Наука. 1977. 190 с.
- Галле И., Павлов В.Э. Три режима работы геодинамо // Физика Земли. 2016. № 2. С. 148–163.
- Гужиков А.Ю., Федулев Д.В. Палеомагнетизм коньякских-сантонских отложений ЮЗ. Крыма. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. 2019. С. 103–107.
- Гужикова А.А., Рябов И.П., Конаевич Л.Ф. Новые палеомагнитные и микрофаунистические данные по турону-сантону разреза “Аксу-Дере” (ЮЗ Крым). Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. 2020. С. 81–84.
- Лебедев И.Е., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные данные по позднемеловым вулканитам Чукотки: к вопросу о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евразийской плит после формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса // Физика Земли. 2021. № 2. С. 103–118.
- Мальшиева Г.М., Исаева Е.П., Тихомиров Ю.Б., Вяткин Б.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 – Марково. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 226 с.
- Павлов В.Э., Галле И. Разработка шкалы магнитной полярности кембрия и ордовика: текущие данные и попытка их синтеза // Физика Земли. 2020. № 4. С. 3–28.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 267 с.
- Сенотрусов А.Г. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000 (первое поколение). Серия Анадырская. Лист Q-59-IX. Объяснительная записка. М.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 1990. 80 с.
- Соколов С.Д. Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: GEOS. 2020. 376 с.
- 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. Геол. Корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 67–81.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- 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. V. 208. 2020. P. 103272.
- Biggin A.J., van Hinsbergen D.J.J., Langereis C.G., Straathof G.B., Deenen M.H.L. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2008. V. 169(1–4). P. 3–19.
- Butler R.F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geological Terranes. Blackwell Science Inc. 1992. 336 p.
- Coe R.S., Glatzmaier G.A. Symmetry and stability of the geomagnetic field // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. № 21.
- Cole J.W., Milner D.M., Spinks K.D. Calderas and caldera structures: a review // Earth-Science Reviews. 2005. V. 69. P. 1–26.
- Cox A. Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field // Geophys. J. R. astr. Soc. 1970. V. 20. P. 253–269.
- Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. B12. P. 24405–24430.
- Dobrovine P.V., Veikkolainen T., Pesonen L.J., Piispa E., Ots S., Smirnov A.V., Kulakov E.V., Biggin A.J. Latitude dependence of geomagnetic paleosecular variation and its relation to the frequency of magnetic reversals: Observations from the Cretaceous and Jurassic // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 1240–1279.
- Driscoll P. E. Simulating 2 Ga of geodynamo history // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. P. 5680–5687.
- Elston D.P., Enkin R.J., Baker J., Kisilevsky D.K. Tightening the Belt: Paleomagnetic-stratigraphic constraints on deposition, correlation, and deformation of the Middle Proterozoic (ca. 1.4 Ga) Belt-Purcell Supergroup, United States and Canada // GSA Bulletin. 2002. V. 114. P. 619–638.
- Enkin R.J. The direction-correction tilt test: an all purpose tilt/fold test for palaeomagnetic studies // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 151–166.
- Gallet Y., Pavlov V., Halverson G.P., Hulot G. Toward constraining the long-term reversing behavior of the geodynamo: A new “Maya” superchron ~1000 Ma ago from the magnetostratigraphy of the Kartochka Formation (south-western Siberia) // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 339–340. P. 117–126.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M. Geologic Time Scale 2020. Vol. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. 2020. 1357 p.
- Helsley C.E., Steiner M.B. Evidence for long intervals of normal polarity during the cretaceous period // Earth and Planetary Science Letters. 1968. V. 5. P. 325–332.
- Hulot G., Gallet Y. Do superchrons occur without any palaeomagnetic warning? // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 210. P. 191–201.
- Johnson C.L., Constable C.G., Tauxe L., Barendregt R., Brown L.L., Coe R.S., Lauer P., Mejia V., Oddyke N.D., Singer B.S., Staudigel H., Stone D.B. Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. Q04032.
- Landeau M., Aubert J., Olson P. The signature of inner-core nucleation on the geodynamo // Earth and Planetary Science Letters. 2017. V. 465. P. 193–204.
- Lhuillier F., Gilder S.A., Wack M., He K., Petersen N., Singer B.S., Jicha B.R., Schaen A.J., Colon D. More stable yet bimodal geodynamo during the Cretaceous superchron? // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. P. 6170–6177.
- McElhinny M.W., McFadden P.L. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database // Geophysical Journal International. 1997. V. 131. P. 240–252.

- McFadden P.L., Merrill R.T., McElhinny M.W. Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation // *J. Geophysical Research*. 1988. V. 93. P. 11583–11588.
- McFadden P.L., Merrill R.T., McElhinny M.W., Lee S. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families // *J. Geophysical Research*. 1991. V. 96. P. 3923–3933.
- Opdyke N.D., Channell J.E.T. *Magnetic stratigraphy*. London and San Diego Academic Press. 1996. P. 1–364.
- Opdyke N.D., Kent D.V., Foster D.A., Huang K. Paleomagnetism of Miocene volcanics on Sao Tome: Paleosecular variation at the Equator and a comparison to its latitudinal dependence over the last 5 Myr // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. V. 16. P. 3870–3882.
- Pavlov V.E., Gallet Y. A third superchron during the Early Paleozoic // *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*. 2005. V. 28. P. 78–84.
- Pavlov V.E., Gallet Y., Petrov P.Y. A new Siberian record of the ~1.0 Gyr-old Maya superchron // *Precambrian Research*. 2019. V. 320. P. 350–370.
- Shcherbakov V., Fabian K. The geodynamo as a random walker: A view on reversal statistics // *J. Geophysical Research*. 2012. V. 117(B3).
- Stone D.B., Layer P.W., Raikevich M.I. Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytyn, Chukotka, Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4*. 2009. P. 243–260.
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V. The Cretaceous Superchron geodynamo: observations near the tangent cylinder // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*. 2002. V. 99. P. 14020–14025.
- Tauxe L. *Essentials of Paleomagnetism*. Univ. of California Press. 2010. 489 p.
- Thébaud E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // *Earth Planet. 2015*. V. 67 P. 79–97.
- Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in palaeomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophysical Research Letters*. 1993. V. 20. P. 2135–2137.
- Vandamme D. A new method to determine paleosecular variation // *J. Phys. Earth. Planet. Int.* 1994. V. 85. P. 131–142.

## Amplitude of Secular Geomagnetic Variation in Late Cretaceous Based on Paleomagnetic Studies of the Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt Volcanics from Upper Reaches of Malyi Anyui River, West Chukotka

I. E. Lebedev<sup>a, \*</sup>, E. M. Bobrovnikova<sup>a</sup>, P. L. Tikhomirov<sup>a, c</sup>, B. Eid<sup>b</sup>, F. Lhuillier<sup>b</sup>, and V. E. Pavlov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig Maximilian University, Munich, Germany*

<sup>c</sup>*Shilo North - Eastern Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia*

\*E-mail: lebedev232@ya.ru

Paleomagnetic studies of the Okhotsk–Chukotka belt volcanics exposed in the region of the Kupol field (~66.9° N, 170.1° E) and formed between 85 and 95 Ma during the Cretaceous Normal Superchron (CNS) are carried out. The characteristic magnetization component is isolated in most of the studied samples. The primary origin of this component is supported by the positive fold test, magnetomineralogical data, and similarity of the calculated paleomagnetic pole with that of the coeval rocks from the same region. It is shown that the studied rocks were formed in high polar latitudes close to 80° N. The amplitude of paleosecular geomagnetic variations (PSV) during CNS is estimated. Depending on the calculation method, the estimates (and their confidence intervals) for ~81° N are  $S_b = 22.1^\circ$  (19.5°; 24.7°) in the case of using a fixed cut-off angle of 45° and  $S_b = 23.1^\circ$  (20.3°; 25.7°) in the case of using the cut-off angle calculated by the Vandamme method. The obtained estimates generally support the existing models of PSV latitudinal dependence for CNS. The estimates are less consistent with the model of (McFadden et al., 1991) where PSV values are low at the equator and sharply increase with latitude than with the model of (Biggin et al., 2008) predicting higher PSV values at the equator more gently increasing towards polar latitudes. Irrespective of the calculation method, the obtained estimates almost perfectly fit the latitudinal PSV dependences for the last 5 Ma. This means that the amplitude of secular geomagnetic variation during CNS, at least at high latitudes, was the same as during the last 5 Ma. The obtained result does not support the hypothesis of a change in the geodynamo regime during the transition from the periods of frequent geomagnetic reversals to superchrons (e.g., (Gallet and Pavlov, 2016)), which suggests, in particular, that the modern numerical models are not fully adequate for the real processes of geomagnetic field generation.

*Keywords:* Late Cretaceous, secular variation amplitude, Okhotsk–Chukotka volcanic belt