

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

УДК 550.384

doi: 10.26907/2542-064X.2022.4.633-669

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ  
ПОСТРОЕНИЯ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ  
ШКАЛЫ КАМЧАТКИ ЭПОХИ БРЮНЕС.  
ЧАСТЬ 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ**

*А.Г. Зубов*

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский,  
683023, Россия*

**Аннотация**

В настоящее время магнитостратиграфический метод оказывается все более востребованным в науках о Земле и все чаще применяется в различных регионах мира. В работе рассмотрены роль и место магнитостратиграфии как подразделения общей стратиграфии. Обсуждены задачи построения магнитостратиграфической шкалы эпохи Брюнес на сравнительно новой основе – с применением палеовариаций направления или напряженности геомагнитного поля. В последнее время эта методология активно развивается, и в статье затронуты некоторые ранее недостаточно проработанные в ней проблемы. Рассмотрен вопрос о размере области применимости локальной магнитостратиграфической шкалы на поверхности Земли. Предложено три способа разной точности для оценки размера области применимости. Проведен анализ возможных причин искажения палеомагнитной записи в лавовых потоках: подвижки носителя записи в процессе записи или позднее, наличие двух видов магнитной анизотропии породы, подмагничивание от разрядов молний, а также искажение локального геомагнитного поля из-за магнетизма неровной поверхности, магнетизма неравномерно остывающей лавы, магнетизма окружающих пород или магнитогидродинамических свойств текущей лавы. Предложена формула для оценки максимально возможного отклонения направления намагниченностей от направления внешнего магнитного поля при наличии текстурной магнитной анизотропии. Обсуждение всех затронутых проблем важно для повышения качества и надежности палеомагнитной информации.

**Ключевые слова:** Камчатка, геомагнитное поле, палеомагнетизм, палеоэволюционные вариации, магнитостратиграфия, лавы, намагниченность

**Введение**

Описанием последовательности формирования геологических объектов занимается стратиграфия, наука о стратах – слоистых породах, в которой применяются два основных подхода. При **первом стратиграфическом подходе** используются сведения о взаимном расположении контактирующих осадочных или вулканогенных слоев. Поскольку на поверхности Земли накопление материала отложений происходит сверху благодаря направленному действию гравитации и легкой проницаемости воздушной или водной среды, то при отсутствии признаков нарушения первичного залегания нижележащий слой всегда

старше вышележащего контактирующего слоя. Эту особенность формирования отложений стратиграфы называют «основным законом Стенона» (XVII век, упоминался как Николай Стенон, Николас Стенсон, Нильс Стенсен) [1]. Каждому слою на изучаемом сайте (пункте отбора) отводится свое место в цепочке слоев или отдельных контактирующих геологических объектов, ранжированных по старшинству. Таким образом устанавливается относительный возраст слоев. Далее нужно проследить простираемые выявленных слоев в данном районе исследования, для чего цепочки, составленные по разным пунктам отбора в районе изучения, сопоставляются и связываются (коррелируются) между собой по однотипным породам. На этом этапе применяются многочисленные средства идентификации пород из слоев по их визуальным, физическим, химическим, гранулометрическим и другим свойствам. Это необходимо для определения сходства и различия слоев, горизонтов, массивов пород из разных сайтов, обнажений, разрезов, раскопов или колонок при построении корреляционных схем. В вулканических районах активно используется разновидность стратиграфии – тефростратиграфия [2], успешно применяющая данный подход в вулканологии, а также в некоторых других науках о Земле.

На рубеже XVIII – XIX вв. благодаря работам В. Смита, Ж. Кювье и А. Броньяра зародилась еще одна основа стратиграфии – биостратиграфия [1]. Содержащаяся в ней идея о привязке стратиграфических горизонтов по найденным останкам древних животных к ранее разработанной шкале этапов эволюции животного мира впоследствии обобщалась и развивалась. В наше время строятся и активно используются другие стратиграфические шкалы, основывающиеся на изучении разнообразных региональных или глобальных процессов, которые ощутимо повлияли на свойства изучаемых горных пород. Внимание исследователей привлекли такие процессы, как изменения климата, эволюция микрофлоры и микрофауны, флуктуации геополей и изотопных соотношений в средах, космическое излучение, распад радиоактивных изотопов и т. д. Этот **второй стратиграфический подход** позволяет привязать геологическое событие к относительной шкале развития изученного процесса или даже к абсолютной шкале течения времени.

Магнитостратиграфия возникла как раздел палеомагнитологии, использующий для стратиграфических реконструкций метод инверсий геомагнитного поля. Такое представление в узком смысле и ныне нередко встречается в литературе (см., например, [3]). В широком смысле шкала называется магнитостратиграфической, если в ее основе заложено такое явление, как магнетизм. С подобным пониманием хорошо согласуется определение магнитостратиграфии «как раздела стратиграфии, выясняющего пространственно-временные соотношения пластующихся пород с помощью их магнитных характеристик», предложенное в монографии Э.А. Молоствовского и А.Н. Храмова [4, с. 76]. Магнитостратиграфия использует оба вышеупомянутых стратиграфических подхода. В первом случае для характеристики стратоноров применяются скалярные свойства магнитных минералов пород: таким образом в схемах задействуются магнитные стратоноры. Изучением этих свойств занимается раздел науки – магнетизм горных пород или иначе петромагнетизм. Во втором случае используется информация о древнем магнитном поле Земли, сохранившаяся в магнитных минералах этих

пород. Проблемами считывания такой информации из горных пород и ее расшифровки занимается другой раздел науки – палеомагнитология. В магнитостратиграфическом анализе при этом фигурируют палеомагнитные стратоны. Кроме шкалы инверсий в настоящее время составляются и применяются шкалы вариаций палеонаправлений и палеонапряженности геомагнитного поля (ГМП), а также шкалы миграции геомагнитных полюсов [5].

### **1. Проблемы построения магнитостратиграфической шкалы неоплейстоцена**

Практически все геологические события происходят в присутствии ГМП, постоянно изменяющегося как глобально, так и в региональном масштабе. Известно, что при формировании геологических тел образуется остаточная намагниченность, зависящая от параметров внешнего ГМП. Если эта намагниченность сохранится до момента отбора породы, то, изучив ее, можно восстановить древнее состояние локального ГМП. Сохранившуюся в породе палеомагнитную информацию принято называть палеомагнитными записями. По извлеченным из породы записям локального ГМП можно составить магнитостратиграфические шкалы разного масштаба и к ним привязывать геологические события. Самая ранняя и до сих пор успешно применяемая разновидность магнитостратиграфической шкалы использует метод инверсий, в котором временными реперами служат глобальные инверсии ГМП [6]. Однако такая шкала не подходит для изучения более интересных вулканологам молодых объектов неоплейстоценового (то есть средне- и верхнеплейстоценового) и тем более голоценового возраста, поскольку она не работает внутри магнитохронов, для которых характерна устойчивая полярность ГМП. Это относится и к последнему магнитохрону Брюнес, продолжающемуся уже 781 тыс. лет.

В монополярных геомагнитных эпохах выход находится в использовании тонкой структуры магнитного поля Земли – палеовековых вариаций (PSV – paleo secular variation), которые делятся на угловые вариации и вариации палеонапряженности (синоним палеонапряженности – палеоинтенсивность). Основные периоды колебаний PSV укладываются в диапазон от десятков единиц до десятков тысяч лет [7]. Менее известны колебания магнитного поля Земли с более длинным периодом [8]. Но PSV, в отличие от инверсий, в одних случаях проявляются глобально, в других только в ограниченных областях. С учетом этого обстоятельства повсеместно создаются региональные шкалы PSV, разрешающая способность которых зависит от точности и детальности этих шкал и на практике ограничивается десятками лет. Чтобы палеомагнитные данные выстраивались в последовательную во времени запись направлений древнего локального ГМП, необходимо предварительно знать стратиграфию выбранных объектов палеомагнитного изучения в данном районе. Указанное требование не всегда удается соблюсти, что нередко приводит к неоднозначным субъективным толкованиям последовательности палеомагнитных результатов. Но иногда анализ палеомагнитных данных помогает логически достроить отсутствующую стратиграфическую последовательность, если в палеомагнитных данных обнаруживаются определенные тенденции или тренды.

Построение локальной магнитостратиграфической шкалы осуществляется путем сбора информации об истории локального ГМП в изучаемом районе, что совпадает с решением прямой задачи палеомагнетизма. Эти сведения сами по себе очень важны для понимания механизма генерации магнитного поля Земли. На уже построенных участках шкалы можно переходить ко второму этапу, к обратной задаче – использованию магнитостратиграфической шкалы для привязки к ней других региональных объектов, то есть к их относительному датированию. Однако при использовании даже детальной шкалы для датирования новых объектов не всегда можно получить однозначный ответ. Поскольку PSV является колебанием, то есть движением с часто повторяющимися положениями, то вновь полученный отрывок записи направлений древнего поля нередко можно формально сопоставить с несколькими разными, но внешне сходными интервалами шкалы PSV. Чем короче запись колебания, тем более многозначны трактовки результата в процессе примерки записи к шкале.

Следует заметить, что для классической магнитостратиграфической шкалы, основанной на методе инверсий, проблема неоднозначности трактовки результатов стоит еще более остро, поскольку единицы шкалы, магнитохроны, отличаются только знаком и не имеют индивидуальных характеристик. Зато при изучении PSV нередко можно встретить уникальные отрезки палеомагнитных записей колебаний элементов локального ГМП. Бывают фазы колебания со сравнительно большой амплитудой либо нестандартного направления, либо с необычной формой записи колебания. Если записи палеовариаций на стереограммах выглядят как хорошо прописанные петли угловых колебаний, то их уникальность нередко отражается в таких характеристиках, как направление обхода петли и при большой амплитуде как направление оси вытянутости. Случай, когда направление или величина древнего ГМП сильно отличаются от стандартных, называют палеомагнитной аномалией. Подобные особенности магнитостратиграфической шкалы могут стать хорошими геофизическими реперами при стратиграфических работах и оказаться полезными для привязки даже единичных объектов, часто проблематичных в рамках традиционной стратиграфии.

Особенными реперами могли бы служить такие широко известные палеомагнитные аномалии как экскурсы магнитного поля Земли. Согласно определению Г.Н. Петровой с соавторами, геомагнитный экскурс – «это кратковременное изменение направления геомагнитного поля, амплитуда которого не менее чем в три раза превышает уровень вековых вариаций, а если достигается обратная полярность, то она либо неустойчива, либо занимает меньшее время, чем два-три собственных периода геомагнитного динамо» (цит. по [9, с. 10]). По мнению Г.А. Поспеловой [10], все экскурсы имеют глобальную природу и делятся на три группы. К первой относятся экскурсы длительностью примерно в 1000 лет. Их особенность состоит в неполном обращении ГМП. По современным критериям при этом геомагнитная ось должна заходить по крайней мере за палеошироту  $40^\circ$  [4, 11]. Для второго типа характерна длительность в несколько тысяч лет с полным обращением ГМП и с предварительным и последующим существенно сниженным фоном общей напряженности. Авторы широко известной монографии [6] причисляют такой тип аномалий к эпизодам обратной полярности. Третий тип

относительно кратковременный – в сотни лет, и происходит он на фоне повышенной напряженности. Приходится признать, что до сих пор на Камчатке не выявлено надежных проявлений известных геомагнитных экскурсов.

В качестве примера применения PSV для датирования лавовых потоков и полей Гавайских островов в диапазоне 3000 лет можно указать пионерную работу Р.Т. Холкомба с соавторами [12]. Во многих районах активного вулканизма этот инструмент исследований является привычным [13, 14]. Полуостров Камчатка, благодаря высокой вулканической активности, закономерно стал главным полигоном для советских, а затем российских вулканологов. Известные советские вулканологи И.И. Гущенко (инициатор создания палеомагнитологической группы в Институте вулканологии на Камчатке), Е.К. Мархинин [15], Ю.П. Масуренков [16], Г.С. Штейнберг [17] внесли свою лепту в практику внедрения магнитостратиграфии для изучения вулканических объектов Камчатки. В настоящий момент по многим регионам собраны свои базы данных PSV либо обобщены так называемые мастер-кривые по элементам PSV [18]. Полученные разными исследователями палеомагнитные данные о Камчатке до сих пор остаются не систематизированными.

## **2. О размерах области применимости локальной магнитостратиграфической шкалы**

Расчеты разброса палеонаправлений принято вести исходя из предположения об однородности локального ГМП. Такое допущение справедливо, когда сайты, где производился отбор образцов, расположены достаточно близко друг от друга. Важным в практике изучения синхронных объектов является вопрос о размерах района изучения, внутри которого при отборе палеомагнитной коллекции ошибка, возникающая из-за неоднородности палеомагнитного поля, пренебрежимо мала в сравнении с естественным разбросом отсчетов палеомагнитного направления. Это и есть область применимости локальной магнитостратиграфической шкалы, которую будем называть рабочей областью.

Исходя из пространственных и временных масштабов ГМП принято считать, что PSV генерируются глубинными источниками, расположенными в жидком ядре. Создаваемую этими источниками часть ГМП называют главным магнитным полем Земли [19]. Главное магнитное поле принято делить на дипольное и недипольное, или иначе на «поле однородного намагничивания» и «поле мировых аномалий» [19]. Каждое из этих полей имеет свои разновидности источников, а последние участвуют в разных механизмах генерации PSV. Размеры географического района, где корректно работает локальная магнитостратиграфическая шкала, зависят от расположения и ориентации причастных к этому источников PSV.

**2.1. Центральный магнитный диполь.** Инструментальные геомагнитные наблюдения показывают, что ощущаемое на поверхности дипольное поле Земли как бы исходит от магнитного диполя, расположенного вблизи центра Земли и близкого по направлению к оси вращения Земли. Ярким проявлением дипольного устройства главного поля является наличие практически диаметрально противоположных геомагнитных полюсов, не совпадающих с географическими полюсами. Многолетние наблюдения выявили, что геомагнитные полюса дрейфуют.

Очевидно, дрейф геополюсов является главным образом следствием колебания направления центрального магнитного диполя (ЦМД) около географической оси. Это колебание проявляется как некая составляющая PSV, которая прослеживается глобально.

Наклонение  $I$  от ЦМД в любой точке земного шара описывается известной формулой [19]

$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \varphi_m, \quad (1)$$

где  $\varphi_m$  – магнитная широта. Заметим, что в случае параллельности ЦМД земной оси магнитная широта совпадает с географической. Это полезно знать для понимания смысла  $\varphi_m$ . Из (1) нетрудно вычислить функциональную погрешность, вызванную неоднородностью поля ЦМД по наклонению. Согласно правилам расчета погрешностей при косвенных измерениях [20], при функциональной зависимости типа  $y = f(x)$  с одним параметром  $\Delta y = \partial f(x) / \partial x \Delta x$ . Тогда

$$\Delta I_{\text{неодн}} = 2 \Delta \varphi_m / (1 + 3 \sin^2 \varphi_m). \quad (2)$$

Разность магнитных широт  $\Delta \varphi_m$  представляет собой отрезок магнитного меридиана – дуги большого круга на поверхности Земли. Дуги большого круга являются инвариантом при поворотах сферической системы координат. Поэтому  $\Delta \varphi_m$  напрямую можно использовать для оценки размеров рабочей области, внутри которой  $\Delta I_{\text{неодн}}$  имеет заданные пределы. Переобозначим  $\Delta \varphi_m$  через  $\gamma_{\text{одн}}$  ( $\gamma$  – традиционное обозначение центрального угла или длины дуги большого круга), теперь эту величину можно рассматривать как размер области почти однородного поля на поверхности Земли, то есть поля с погрешностью наклонения, не превышающей заданную  $\Delta I_{\text{неодн}}$ .

Можно использовать  $\gamma_{\text{одн}}$  в угловых единицах на глобусе, а можно для удобства перевести в более привычные километры на поверхности Земли с учетом  $\gamma = 1^\circ = 111$  км для дуги большого круга земного шара:

$$\Delta I_{\text{неодн}} = 2 \gamma_{\text{одн}} / (1 + 3 \sin^2 \varphi_m). \quad (3)$$

Эта функция имеет минимальное значение вблизи магнитного полюса ЦМД при  $\varphi_m = 90^\circ$  и максимальное на магнитном экваторе, когда  $\varphi_m = 0^\circ$ , что можно представить в виде неравенства

$$0.5 \gamma_{\text{одн}} \leq \Delta I_{\text{неодн}} \leq 2 \gamma_{\text{одн}}. \quad (4)$$

Это означает, что при перемещении по дуге  $\gamma$  на  $1^\circ$  палеонаклонение, согласно рассматриваемой модели (4), изменится как минимум на  $0.5^\circ$ , но в любом случае не более чем на  $2^\circ$ .

Соотношение (4) можно представить и в таком виде

$$0.5 \Delta I_{\text{неодн}} \leq \gamma_{\text{одн}} \leq 2 \Delta I_{\text{неодн}}. \quad (5)$$

В таком представлении становится понятно, что если задать ограничение на ошибку палеонаклонения, например  $\Delta I_{\text{неодн}} \leq 1^\circ$ , то это приведет к ограничению размера рабочей области (5) в худшем случае на  $0.5^\circ$ , но не более чем на  $2^\circ$ . Худшие варианты могут использоваться для грубых априорных оценок.

До начала отбора можно также получить оценку, часто более близкую к истинной, если в формуле (3) вместо неизвестной заранее магнитной широты  $\varphi_m$  ис-

пользовать просто географическую широту места отбора  $\varphi$ . Замена основана на предположении о близости направления ЦМД к земной оси, то есть на предположении о малости амплитуды PSV. Это разумно, поскольку большая амплитуда PSV встречается значительно реже обычной:

$$\Delta I_{\text{неодн}} = 2\gamma_{\text{одн}} / (1 + 3 \sin^2 \varphi). \quad (6)$$

Такая замена широты с магнитной на географическую обычно вынужденно применяется для неориентированных образцов при изучении палеонапряженности. Для любой точки территории Камчатки формула (6) сводится к очень простому соотношению:

$$\Delta I_{\text{неодн}} \approx (0.6 \div 0.7) \gamma_{\text{одн}}.$$

Оценка по формуле (6) имеет вероятностный характер и не всегда выполняется на практике, поскольку в ее основе заложено не всегда выполняющееся предположение.

Если же при изучении группы явно синхронных объектов получено хотя бы одно значение палеонаклонения  $I$ , можно через выражение (1) вычислить магнитную палеошироту, а затем через выражение (3) получить более точное соотношение  $\Delta I_{\text{неодн}}$  и  $\gamma_{\text{одн}}$ :

$$\Delta I_{\text{неодн}} = \gamma_{\text{одн}} (0.5 + 1.5 \cos^2 I). \quad (7)$$

Эти оценки позволяют решать две взаимно дополняющие задачи:

1) если рассматривается группа синхронных объектов, разбросанных на некоторых расстояниях, можно вычислить, какая дополнительная ошибка  $\Delta I_{\text{неодн}}$  появится из-за неоднородности дипольного палеополя;

2) если выдвигается требование о том, чтобы дополнительная ошибка  $\Delta I_{\text{неодн}}$  не превышала некоторой величины, можно вычислить ограничение на размер рабочей области.

Рассмотрим в качестве иллюстрации несколько примеров решения первой задачи. В работе [21] изучались лавовые потоки в районах Ключевского вулкана и вулкана Плоский Толбачик, а также тефры из разреза Кабеку в районе вулкана Шивелуч. Расстояния между всеми объектами не превышают  $1^\circ$  дуги большого круга. Такие объекты, как Булочка в районе Ключевского вулкана и Толбачик-1, относящийся к Толбачинской зоне, дали очень близкие ( $\gamma_J = 0.9^\circ$ ) палеомагнитные направления с попаданием обоих в круги доверия  $\alpha_{95}$ . По результатам тефростратиграфических и тефрохронологических исследований авторы причислили эти объекты к одному стратиграфическому уровню, на основании чего отнесли их к категории синхронных по происхождению и усреднили данные. Возникает вопрос о корректности такого объединения данных, если учесть неоднородность палеополя ЦМД. Результаты анализа погрешностей  $\Delta I_{\text{неодн}}$  можно увидеть в табл. 1, где промахи в оценках выделены серым фоном.

Первая строка таблицы показывает, что даже грубая оценка  $\Delta I_{\text{неодн}}$  для этих двух объектов получилась небольшой. Более точный расчет показывает величину  $\Delta I_{\text{неодн}}$ , которой можно пренебречь. Оценка  $\Delta I_{\text{неодн}}$  по модели аксиального диполя дала заниженное значение из-за низкой величины палеонаклонения.

Табл. 1

| Объекты изучения                        |                   | $\gamma^\circ$<br>между<br>ними | Априорные оценки, $\Delta I_{\text{неодн}}$ |                       | Точный мо-<br>дельный рас-<br>чет (7), $\Delta I_{\text{неодн}}$ |
|-----------------------------------------|-------------------|---------------------------------|---------------------------------------------|-----------------------|------------------------------------------------------------------|
| исходный                                | сравнивае-<br>мый |                                 | грубая (4)                                  | аксиальный<br>ЦМД (6) |                                                                  |
| Булочка                                 | Толбачик-1        | 0.47                            | 0.93                                        | 0.31                  | 0.50                                                             |
| SH <sub>5</sub>                         | Булочка           | 0.52                            | 1.0                                         | 0.34                  | 0.35                                                             |
| Толбачик-1                              | SH <sub>5</sub>   | 0.98                            | 2.0                                         | 0.64                  | 1.0                                                              |
| в. Горелый                              | Булочка           | 3.9                             | 7.9                                         | 2.7                   | 7.7                                                              |
| в. Авачинский,<br>исторический<br>поток | Булочка           | 3.1                             | 6.2                                         | 2.1                   | ≈ 2.7                                                            |
| в. Авачинский,<br>древний поток         |                   |                                 |                                             |                       | ≈ 2.1                                                            |

*Примечание:* Булочка – лавовый поток в. Ключевской [21], Толбачик-1 – лавовый поток в. Плоский Толбачик [21], SH<sub>5</sub> – маркирующий горизонт тефры в. Шивелуч [21], в. Горелый – штуф K17-13 [22] из лавового потока вулкана (N 52°33'33,2", E 158°03'30,2"), в. Авачинский – образцы из двух лавовых потоков в постройке вулкана [23]. Курсивное выделение – неоправдавшаяся вероятностная оценка. В круглых скобках указан номер формулы.

Грубая оценка  $\Delta I_{\text{неодн}}$  для горизонта SH<sub>5</sub> из разреза Кабеку из района вулкана Шивелуч по отношению к объектам в районе Ключевского и Толбачика дает величину, сопоставимую с погрешностью разброса данных по образцам тефры ( $\alpha_{95} \approx 6^\circ$ ). Однако более точный расчет показывает, что неоднородностью поля ЦМД все же можно пренебречь. Априорный расчет по модели аксиального ЦМД оказался близким к точному расчету.

Рассмотрим другой пример, когда объект исследований находится существенно дальше от Ключевского вулкана. В работе [22] изучен штуф из лавового потока вулкана Горелый. Возникает вопрос, корректно ли применить полученный палеомагнитный результат к магнитостратиграфической шкале района Ключевского вулкана? Из табл. 1 видно, что согласно грубой оценке погрешность на неоднородность палеополя может оказаться недопустимо великой. Более оптимистична оценка по модели аксиального ЦМД. Но если учесть палеонаклонение, которое приведено в [22], то точный подсчет дает погрешность, близкую грубой оценке, то есть слишком высокую. Причина кроется в экстремально низком палеонаклонении, из-за которого расчет по вероятностной модели аксиального ЦМД не оправдался. Таким образом, на вопрос о применимости полученных гореловских данных к магнитостратиграфической шкале района Ключевского вулкана расчет дает отрицательный ответ.

Поставим такой же вопрос относительно применимости палеомагнитных данных из [23], полученных по двум лавовым потокам Авачинского вулкана, к магнитостратиграфической шкале района Ключевского вулкана. Ответ: по грубой оценке, скорее всего, нет. Оценка по модели аксиального ЦМД дает заметную погрешность. Точный модельный расчет дает близкие к аксиальной модели максимальные величины погрешности. Следовательно, в некоторых случаях при отсутствии других более качественных данных полученные в [23] палеомагнитные данные все же могут быть использованы в магнитостратиграфической шкале Ключевского вулкана.

Существует и активно используется способ описания PSV, полностью устраняющий проблемы ограниченности областей применимости локальной шкалы PSV. Этот способ позволяет от описания различающихся направлений локальных ГМП



перейти к описанию единого для всех точек поверхности Земли (то есть инвариантного) направления центрального диполя. Однако он идеально подходит только для описания PSV, вызванных колебаниями ЦМД. Это направление принято называть [6, 19] виртуальным геомагнитным полюсом (VGP – virtual geomagnetic pole).

**2.2. Недипольное поле.** Инструментальные наблюдения показывают, что картина недипольного поля меняется со временем, неоднородности поля дрейфуют [19]. Это говорит о том, что недипольное поле тоже вносит свой вклад в PSV [24]. В настоящее время считается, что источники мировых аномалий располагаются в районе границы ядро – мантия, то есть в 2 раза ближе к поверхности, чем центральный диполь, что согласно дипольной модели может увеличить локальное воздействие на приповерхностное ГМП в 8 раз, то есть практически на порядок. Если учесть, что вклад этих источников в PSV сопоставим с вкладом ЦМД, можно сделать вывод о том, что они на порядок слабее ЦМД – это важно для моделирования главного ГМП.

Недипольные источники тоже нередко моделируются набором диполей [25 26], но их свойства все еще остаются малоизученными. Из-за большей, чем у ЦМД, близости влияющего недипольного источника к району исследования в момент вариации можно ожидать большие ограничения области применимости локальной магнитостратиграфической шкалы. К сожалению, аппарат VGP для описания вариаций, вызванных динамикой поля мировых аномалий, не пригоден.

Задача определения типа источника (ЦМД либо недипольное поле) через анализ особенностей PSV на отдельных участках региональных палеомагнитных записей пока не решена. Мы лишь знаем, что вариации ЦМД дают глобальный эффект, а вариации от недипольного поля – региональный, что дает возможность решать поставленную задачу сравнением магнитостратиграфических шкал из разных регионов. Сложность заключается в том, что сигналы от разных типов источников могут перекрываться. Поскольку качественные достаточно детальные региональные магнитостратиграфические шкалы требуют немало времени и усилий для построения, не стоит ожидать в ближайшее время ответов по проблеме активности разных типов источников в разные эпохи.

### **3. Риски утраты палеомагнитной информации под воздействием внешних факторов**

Естественная остаточная намагниченность ( $J_n$  или NRM – natural remanent magnetization), то есть остаточная намагниченность, обнаруживаемая при измерении вскоре после отбора образца, обычно является суперпозицией нескольких других компонент. Носителями палеомагнитной информации в подавляющем большинстве случаев являются термоостаточная намагниченность (TRM), образующаяся при остывании горячих геологических тел, и ориентационная (DRM), характерная для осадочных образований. Среди вулканитов кроме традиционных лав приемлемой для изучения TRM могут обладать игнимбриты, пирокластические отложения, туфы, агглютинаты, приконусные шлаки и даже вулканические бомбы. Пригодна также для анализа TRM, возникшая в любых породах, контактировавших с горячими изверженными породами. TRM – довольно сильная и устойчивая намагниченность.

Любая NRM всегда содержит компоненту вязкой остаточной намагниченности (VRM), близкую по направлению современному локальному ГМП. Эта слабая, постоянно растущая во времени помехообразующая компонента в современных палеомагнитных лабораториях практически без остатка устраняется стандартными магнитными чистками. Но чистки требуют определенных затрат усилий и времени. Нередко при анализе пилотных образцов термонамагнитных пород обнаруживается, что доля вязкой компоненты по сравнению с интересующей нас единственной первичной компонентой ничтожна. Тогда исходя из предположения о магнитоминералогической однородности разреза можно применять магнитную чистку не тотально, а избирательно, лишь для планового контроля и для отличающихся по результатам образцов. Такой подход снижает временные затраты при изучении коллекции. Поэтому полезно заранее прогнозировать долю магнитовязкого вклада в NRM.

Способность магнетика приобретать VRM зависит от высоты его внутренних энергетических барьеров [6], в результате преодоления которых посредством термических флуктуаций переориентируются его отдельные магнитные моменты. В свойствах магнетика высота барьеров проявляется в степени его магнитной жесткости. Следовательно, способность приобретения VRM падает с повышением магнитной жесткости.

На заре развития палеомагнитного метода, когда еще не были разработаны способы магнитной чистки образцов и разделения компонент, искали способы определения надежности палеомагнитного результата по магнитным свойствам образцов. Было понятно, что чем выше магнитная жесткость магнетика, тем устойчивей и сохранней должна быть его намагниченность. При этом использовался термин «магнитная стабильность» образцов, который связывался с коэрцитивностью магнетика. В качестве одного из критериев магнитной стабильности О.М. Альпова [27] обоснованно предлагала использовать фактор  $Q = J_n / J_i = J_n / \kappa H$ , где  $J_n$  – величина NRM,  $J_i$  – индуктивная намагниченность,  $\kappa$  – магнитная восприимчивость,  $H$  – величина ГМП. При  $Q > 8$  образец учитывался как стабильный, при  $Q < 2$  – нестабильный. Остальные попадали в группу метастабильных. Нестабильность образца связывалась с существенной ролью в NRM вязкой компоненты. Этот критерий сортировки образцов при планировании лабораторных исследований может оказаться полезным и в настоящее время.

Палеомагнитная информация в геологических объектах нередко теряется из-за метаморфизма, то есть из-за минералогической неустойчивости слагающих пород, попавших в неравновесные для исходного состава условия. Это относится и к объектам, расположенным вблизи поверхности, из-за сопутствующих процессов выветривания, при которых часто случается распад или окисление первичных магнетиков. Без диагностики состояния магнетиков в изучаемых коллекциях образцов нынче не обходится ни одно исследование. С азами магнитной минералогии можно познакомиться в [28, 29].

В вулканических районах можно встретиться с последствиями локального метаморфизма – постмагматических процессов, в результате которых существенно изменен исходный минеральный состав пород от длительного воздействия жидких и газообразных флюидов. В связи с этим возникают опасения, что, как нередко бывает при метаморфизме, с новыми минералами может

образоваться химическая намагниченность, несущая в себе информацию о другом геологическом времени и искажающая первичную палеомагнитную запись. Признаки постмагматического воздействия на изверженные породы часто визуально выявляются на месте залегания, что позволяет отказаться от отбора ненадежных образцов. Но нельзя гарантировать, что эти признаки всегда смогут быть выявлены невооруженным глазом. С другой стороны, нередко бывают ситуации ограниченного выбора и малодоступности точек отбора.

А.Ю. Казанский с соавторами [30] специально изучали влияние последствий постмагматических процессов на сохранность палеомагнитной и петромагнитной информации, воспользовавшись коллекцией изверженных пород о-ва Итуруп (Курильские о-ва). Выяснилось, что на первой стадии изменений разрушаются парамагнитные минералы и образуются диамагнитные. При этом образования магнито жестких минералов не происходит, несмотря на явный окрас образцов железными окислами (ожелезнение). На этом этапе информация о направлениях древнего ГМП преимущественно сохраняется без искажений и может быть выделена по характеристической компоненте. Определено, что вторичная компонента составляет менее 5%.

На следующей стадии разрушаются уже ферромагнитные минералы и палеомагнитная информация теряется. Индикатором этой стадии, по мнению авторов, может служить низкая величина парамагнитной компоненты намагниченности или обнаружение преобладающей диамагнитной компоненты. Величина ферромагнитной компоненты при изучении намагниченности насыщения тоже мала:  $J_{s\_fer} < 10^{-2}$  Ам<sup>2</sup>/кг.

Необходимо подчеркнуть, что в данном случае изучались последствия открытых постмагматических процессов, прошедших в атмосферных условиях. Отсутствие при этом регенерации магнито жестких минералов, а значит, и образования химической намагниченности можно объяснить уходом из породы промежуточных растворов и вымыванием их атмосферной влагой. Результат исследований расширяет возможности палеомагнитного отбора, но требует подкрепления исследованиями в других вулканических районах.

При нахождении закристаллизовавшихся магматических пород на больших глубинах последние подвергаются длительному воздействию высоких давлений, флюидов и температур, что может приводить к появлению компонент остаточной пьезонамагниченности, химической остаточной намагниченности, новой парциальной TRM и термовязкой остаточной намагниченности. В [31] показано, что немало толщ древних пород Камчатки существенно перемагничены и основной компонентой NRM в них является термовязкая, возникающая при длительном воздействии температур порядка 200–250 °С в течение миллионов лет. Поскольку наше исследование ограничивается эпохой Брюнес, в течение которой породы еще не успели побывать на больших глубинах, эти проблемы древних пород выходят за рамки нашего обсуждения.

#### **4. Непетрологические искажения палеомагнитных записей в термально намагничивающихся горных породах**

Согласно гипотезе фиксации, то есть первой гипотезе палеомагнетизма из числа основных его гипотез, предполагается, что «горные породы при своем обра-

зовании намагничиваются по направлению геомагнитного поля времени и места их образования» [6, с. 5]. Однако существует немало причин, когда такое соответствие нарушается. Чтобы предотвратить или снизить связанные с этим ошибки, необходимо знать источники их появления. Это особенно важно при изучении тонкой структуры ГМП, когда точность результатов играет существенную роль и находится под постоянным вниманием. Зная источники ошибок, можно предпринять контрмеры, особенно на стадии подготовки отбора образцов. Это поможет также выявлению таких ошибок в процессе изучения магнетизма образцов, правильному выбору режимов магнитных чисток и более корректному анализу результатов.

#### **4.1. Динамические искажения палеомагнитных записей в лавах.**

**4.1.1. Запись на подвижном носителе.** В конце 60-х годов прошлого века появились работы [27, 32], в которых шла речь об аномальных направлениях NRM в некоторых четвертичных лавах Камчатки. Автор пытался объяснить эти аномалии их происхождением в переходном периоде после последней инверсии ГМП, поскольку сама эпоха Брюнес в то время считалась эпохой спокойного поля прямого направления. Такие представления о проявлениях палеомагнитных аномалий противоречили оценкам возраста данных лавовых комплексов вулканологами. В настоящее время наличие палеомагнитных аномалий в монополярные эпохи считается нормой, и они являются предметом пристального изучения.

Интерес к проявлениям палеомагнитных аномалий на Камчатке побудил нас заняться ревизией работ О.М. Алыповой. Из приведенных в них данных следует, что самая большая аномалия (рис. 1, *a*) обнаружилась по образцам (их всего три), отобраным из мегаплагиофирового лавового покрова, вскрытого р. Камчаткой вблизи пос. Козыревск. Выяснилось, что это обнажение является легкодоступным, что позволило быстро отобрать из разных его частей 20 ориентированных образцов. Результаты проведенных измерений [33] не оправдали наших ожиданий. Отобранные образцы дали чрезвычайно большой разброс направлений NRM (рис. 1, *b*) с очень низкой кучностью  $K = 4$ . По техническим причинам магнитной чистки при этом исследовании не проводилось, но довольно высокое отношение Кенигсбергера у всех образцов ( $Q_{cp} = 20 \pm 10$ ) позволяет предполагать, что NRM представлена во всех образцах преимущественно термоостаточной намагниченностью. Наиболее правдоподобным объяснением столь сильного разброса может быть нижеследующая версия.

По мнению Б.И. Пийпа, мегаплагиофировые лавы «изливались не из современных крупных вулканических гор, а из похороненных под последними каких-то древних выводящих каналов» [34, с. 40]. А.Н. Сириин относит эти мегаплагиофировые лавы к фундаменту вулкана Плоский [35], который является древнейшим представителем Ключевской группы вулканов. Северной границей Ключевской группы вулканов считается правый берег р. Камчатки, где на значительном протяжении встречаются вскрытые рекой обнажения мегаплагиофировых лав. Однако А.Н. Сириин упоминает о находках выходов таких же лав и на левом берегу реки на участке п. Козыревск – д. Красный Яр [35], а Б.И. Пийп об аналогичных находках на левом берегу в районе п. Ключи [34]. Это говорит о том, что участки поверхности, где располагается нынешнее русло реки, во время извержения местами пересекались этими лавовыми потоками.

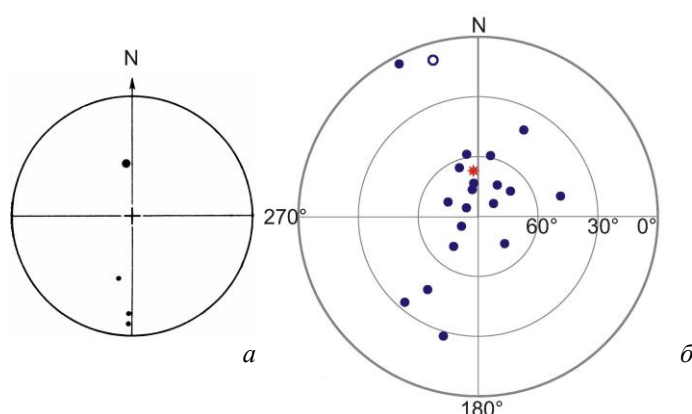


Рис. 1. Результаты палеомагнитного изучения покрова мегаплагиофировых лав в районе пос. Козыревск: *a* – фрагмент рисунка из [27]. Крупный кружок – направление современного локального ГМП, откуда следует, что необозначенный внешний контур этой стереограммы –  $30^\circ$ ; *б* – палеомагнитные результаты из [33] в том же масштабе. Незалитый кружок – направление NRM на верхней полусфере стереограммы; звездочка – направление современного локального ГМП, взятое из [27]

Мы не можем исключить, что русло р. Камчатки во время извержения мегаплагиофировых потоков проходило севернее нынешнего положения и нынешние левобережные лавовые отложения вначале были правобережными. Однако все же велика вероятность того, что водные и лавовые потоки активно контактировали при том извержении. Известно, что жидкие лавы могут распространяться под водой, а также образовывать запруды, поднимая уровень реки. Результатом такого контакта станет быстрое поверхностное охлаждение лавового потока, сопровождаемое мощными внутренними температурными градиентами. Остуженные водой и термонамагниченные поверхностные части лавы могут продолжать скользить по нижележащим жидким частям, нарушая исходную ориентацию NRM. Такое динамичное остывание потока под водой наверняка приведет к нарушению палеомагнитной записи, что в первую очередь должно проявиться в сильном разбросе данных. Логично предположить, что вероятно так и произошло в нашем случае. Дополнительным аргументом в пользу этой гипотезы является также наличие у козыревской коллекции мегаплагиофировых лав довольно высокого фактора  $Q$  (см. выше), свидетельствующего о том, что козыревская лава скорее всего подверглась закалке в результате стремительного охлаждения водой. Аналогичные лавы ключевской коллекции, имеющие совсем другой характер разброса палеомагнитных данных (о них речь пойдет ниже), имеют  $Q_{\text{ср}} = 12 \pm 3$  [33].

На основании перечисленного можно предположить, что козыревские мегаплагиофировые лавовые потоки местами перегораживали реку, поднимали ее уровень выше современного и остужались речной водой. Впоследствии лавовый поток в русле был размыт, оставив и справа и слева вскрытые лавовые отложения.

При течении лавовых потоков на суше происходит воздушное охлаждение, которое гораздо слабее водного, а значит, меньше температурные градиенты.

Соответственно, при остывании на суше слабее и разброс направлений NRM, вызванный подвижками носителей записи.

В палеомагнитных свойствах остывающих отложений подвижки их частей могут проявляться так же, как у многокомпонентных NRM: пониженная кучность и вытянутое по линии течения распределение направлений (рис. 1), нелинейность хода кривых размагничивания на диаграммах Зийдервельда. По сути, это действительно многокомпонентная намагниченность, состоящая из разнонаправленных парциальных намагниченностей, хотя природа всех компонент одинакова. Понятно, что наименьшие искажения записей должны проявляться в низкотемпературных частях кривых терморазмагничивания, когда поток останавливается. Поэтому, чтобы исключить из результатов искажения такого рода, при расчетах направлений палеополя стоит использовать именно низкотемпературные прямолинейные отрезки кривых на диаграмме Зийдервельда. Для снижения риска получения искаженных палеомагнитных записей из-за подвижек при остывании обычно рекомендуется отбирать образцы ближе к центру потоков. Данный фактор искажения записей может быть минимизирован как можно большим количеством образцов с разных точек отбора.

**4.1.2. Гипотеза о магнитогидродинамическом механизме искажения ГМП.** В дипломной работе студентки Университета Западного Вашингтона (Western Washington University) К. Райли<sup>1</sup>, посвященной изучению причин внутрипластового разброса направлений NRM в кернах лавовых потоков, была высказана оригинальная гипотеза. Как известно, такие расплавы, как жидкая лава, обладают слабой ионной проводимостью, то есть лавовые потоки представляют собой гигантские проводники, движущиеся в ГМП. Из электродинамики известно, что в движущихся в магнитном поле проводниках возникает электрическое поле, которое при благоприятных условиях может приводить к появлению электрических токов. Если это случается, вокруг них образуется новое дополнительное магнитное поле. Следовательно, теоретически внутри и вблизи текущих лавовых потоков может существовать искаженное локальное ГМП. Геометрия такого дополнительного магнитного поля рассмотрена в работе [36]. Однако ни экспериментальных, ни теоретических данных о степени искажения локального ГМП этим эффектом пока не имеется.

**4.1.3. Мегахронные дислокации.** Искажения палеомагнитных записей возможны также после остывания лавы из-за дислокаций вследствие тектонических или эрозионных процессов. В качестве примера можно привести эпизод при изучении мегаплагиофировых лав в пос. Ключи [33] с целью поиска палеомагнитной аномалии по следам работ О.М. Альповой (см. разд. 4.1.1). При обследовании берега был обнаружен останец с выходами на склонах искомым лав. Был произведен отбор ориентированных образцов приблизительно с южной, восточной и северной сторон останца. Склоны останца были сильно задернованы, но с северной стороны лавы обнажались в виде плитчатых отделеностей, параллельных склону. Это наблюдение впоследствии помогло объяснить полученный результат.

---

<sup>1</sup> Riley C. Origin of scatter in paleomagnetic directions of samples from Gorely Volcano, Kamchatka, Russia: The Senior Thesis. Western Washington Univ., Department of Geology, 1994. 70 p.

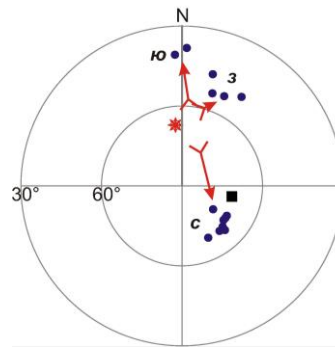


Рис. 2. Результаты палеомагнитного изучения остатков потока мегаплагиофировых лав в районе пос. Ключи [33]. Отбор из разных сторон останца: ю, з, с – южная, западная и северная стороны соответственно. Стрелки на стереограмме показывают направление перемещения точек палеонаправлений в результате предполагаемых деформаций лавового потока. Квадрат – аномальное (по О.М. Альповой) среднее направление NRM [32] серии лавовых потоков базальтового состава фундамента Ключевских вулканов

Хотя внутрипластовая кучность NRM в каждом сайте вокруг останца оказалась неплохой, а это свидетельство того, что остывание каждой лавовой толщи, принадлежащей данному сайту, проходило без движения его частей, однако разные сайты вокруг останца дали разные средние направления NRM (рис. 2). Это можно объяснить тем, что образовавшийся когда-то на реке островок с давно застывшим большим фрагментом мегаплагиофирового лавового покрова в верхней части постепенно подмывался рекой со всех сторон. Подмытая лава обламывалась и пластами сползала по склону вниз. Ориентация плоскости склона в каждой части останца обеспечивала близкую к ней новую ориентацию лавовых пластин. Такая деформация стереометрически описывается поворотом вокруг горизонтальных осей, касательным к склонам останца. Произшедшие дислокации пространственно исказили запечатленные в лаве изначально правильные палеомагнитные направления. Однако если на стереограмме для среднего направления NRM каждого сайта сдвигать направления намагниченности лав к ожидаемому исходному положению путем обратного поворота вокруг предполагаемой оси деформации этого сайта, то траектории движения этих точек для всех сайтов теоретически должны пересечься в одной точке, которая и должна указать восстановленное направление древнего поля. Ориентация склонов останца приборами не проводилась, но сделать грубую оценку по сторонам света несложно, как и показано на рис. 2. Благодаря этой оценке были определены приблизительные траектории передвижения направлений NRM в результате дислокации. В итоге было восстановлено предполагаемое исходное палеонаправление, которое, согласно этой грубой оценке, оказалось расположенным недалеко и от направления современного ГМП, и от направления «палеомагнитной аномалии Альповой» по этому лавовому комплексу.

Заметим, что упомянутая палеомагнитная аномалия проявилась только в необычном склонении, хотя амплитуда углового отклонения вариации на самом деле невелика. Тем не менее такое особенное направление палеополя могло бы стать хорошим геофизическим репером. На данный момент наши исследования по ряду неудачных для работы, но полезных для опыта обстоятельств не смогли ни подтвердить, ни опровергнуть результаты работ О.М. Альповой.

Примером удачного использования метасинхронно смещенного объекта может послужить работа [17]. Авторы отобрали палеомагнитную коллекцию из обнажения общей мощности 600–800 м довольно крупного блока, сползшего из вулканической постройки Авачинского вулкана. Сравнением синхронных палеонаправлений из нарушенных и дополнительно из ненарушенных частей вулкана удалось определить параметры поворота частей блока в результате сползания: 35–40° вокруг горизонтальной оси определенного азимута простирания. С учетом этого удалось получить неплохие результаты верхнеплейстоценовых палеомагнитных вариаций на Камчатке. Хотя величина угла поворота в результате дислокации разреза повышает ошибку определения палеонаправлений, но из-за постоянства угла поворота характер вариаций выявляется четко.

**4.1.4. Влияние молний.** Еще одним фактором метасинхронного искажения палеомагнитной информации является молния. Физически молния представляет собой разновидность искрового разряда [37]. Основным источником молний являются грозовые или пепловые тучи. Последние возникают при вулканических извержениях. Замечались молнии также при торнадо или во время пыльных бурь. В главной стадии разряда амплитуда тока в основном канале составляет 1–200 кА [38], хотя можно встретить и другие оценки. Этот ток растекается в земле в разных направлениях, преимущественно по линиям наименьшего сопротивления. Такое растекание тока трудно промоделировать, поэтому для упрощения рассмотрим вертикальный уход тока вглубь. Возникающее при этом магнитное поле вблизи поверхности Земли на удалении  $r$  от эпицентра удара можно промоделировать полем  $H$  от вертикального бесконечного прямолинейного проводника с током  $I$ :  $H = I/2\pi r$ . Силовые линии такого поля представляют собой концентрические окружности вокруг молниевых каналов. Это значит, что возникающее магнитное поле вблизи источника довольно неоднородно.

Если учесть, что поле насыщения для изверженных пород наступает при достижении величин 3–4 кЭ [39], или 240–320 кА/м, по приведенной формуле нетрудно определить радиус круга в эпицентре, внутри которого все породы намагнитятся до насыщения. Расчет показывает, что он пренебрежимо мал – 13 см при самых мощных разрядах. Получить от молнии существенную нормальную намагниченность от воздействия поля в 30 Э горная порода может в 13 м от эпицентра удара. Подобные расчеты приводятся в [40]. В [41] утверждается, что формирование канала разряда молнии обуславливается космическим излучением. Трассировка последнего имеет случайный характер, из чего следует, что и места ударов молнии по однородной по проводимости поверхности должны иметь случайное распределение. В таком случае если какой-то участок местности является «привлекательным» для молний, то за длительное время площадь заполнения его подмагниченными молнией породами может оказаться большой.

Как отмечено в [42], «отличительным свойством намагниченности пород, созданной молнией, является кажущаяся хаотичность ее распределения по модулю и направлению в пределах сравнительно небольших площадей». Это происходит из-за наличия сильной неоднородности магнитного поля молнии, которая усиливается при приближении к эпицентру удара. В большинстве случаев канал вхождения молнии в грунт ортогональный, и если проводимость грунта изотропна, то плоскости с круговыми силовыми линиями магнитного поля молнии



будут параллельны земной поверхности. В таком случае молниевая компонента NRM должна иметь очень низкое наклонение. Нередко простая круговая структура магнитного поля нарушается из-за растекания токов по естественным боковым каналам повышенной проводимости в районе удара [42]. В совокупности на такие признаки, как хаотичность по величине и азимуту NRM, нередко необычайно высокие величины NRM, а также удивительно низкое наклонение NRM, можно опираться при диагностике молниегенной природы компоненты намагниченности. Такую намагниченность во многих случаях нетрудно устранить магнитной чисткой переменным магнитным полем. Термочистка для удаления молниевой подмагниченности оказывается в большинстве случаев неэффективной [43].

## **4.2. Влияние самих геологических тел.**

**4.2.1. Магнитная анизотропия породы.** Обычно, когда применяется термин **магнитная анизотропия**, имеется в виду наиболее вредоносная для палеомагнитных исследований разновидность анизотропии породы, связанная с ее текстурными особенностями. Когда какие-либо магнитные свойства массива породы зависят от направления измерения или направления воздействия внешнего магнитного поля, говорят о наличии магнитной текстуры (*magnetic fabric*) или просто о магнитной анизотропии породы [44]. На практике речь идет о свойствах изометрических образцов породы получать разную намагниченность (и остаточную, и индуктивную, и по величине, и по направлению) в зависимости от направления приложенного одинакового внешнего магнитного поля, что важно для палеомагнетизма. Эта тема довольно подробно раскрыта в монографиях [28, 45, 46], курсах [29] (раздел про тензоры), целом ряде статей в энциклопедии [47] и в обзорах [48–52], поэтому остановимся только на некоторых аспектах.

В большинстве случаев анизотропные свойства горной породы образуются во время ее формирования, когда весь материал нового отложения или часть его перемещаются к месту отложения (динамический вариант), либо уже в покое при кристаллизации магнетиков в градиентных термодинамических условиях (стационарный вариант). Поскольку передвижение – это направленное, то есть анизотропное, действие, оно может стать причиной анизотропного структурирования пород. Передвигающаяся порода в этой стадии состоит из взвеси мелких частичек в жидкой или газообразной среде. Это кристаллизующаяся магма, пирокластические или грязевые потоки, пылевые и вулканические пепловоздушные взвеси, выпадающий осадок в придонных слоях. Исключим из рассмотрения потоки из крупных обломков типа морен, каменных обвалов. Твердые мелкие составляющие потоков обычно называются частицами или зернами. После остановки потоков жидкая или газообразная среда уходит или меняют свое фазовое состояние на твердое. Динамическая структура и текстура потоков при этом фиксируются. Если в результате генезиса породы проявляются анизотропные свойства, эта анизотропия является первичной. Вторичная анизотропия может проявиться в породе в результате метаморфизма или воздействия деформаций.

Минералы, входящие в состав горных пород, из-за особенностей своей кристаллической структуры в большинстве случаев обладают анизотропными свойствами, в том числе и магнитными [48, 52]. Второй причиной анизотропии

магнитных свойств зерен породы является их форма. В большинстве случаев зерна в изотропных условиях формирования породы ориентируются хаотично, из-за чего макросвойства становятся изотропными. Однако в процессе формирования или преобразования породы нередко участвуют факторы с направленным воздействием (течения, давление, гравитация и структура границ). В первую очередь реагируют на направленные воздействия частицы с неизотропной формой. В результате таких воздействий при потере связей сплюснутые или вытянутые частицы получают преимущественную ориентацию по определенным направлениям, что приводит к появлению анизотропии макросвойств породы.

Кристаллографическую анизотропию породы можно непосредственно изучать с помощью рентгеновской дифракции, дифракции нейтронов, а также дифракции обратного рассеяния электронов [52–55]. Анизотропия, связанная с формой частиц, может быть оценена методами микроскопии по соотношению размеров магнитных зерен в определенных направлениях [56].

В общем виде изучаемую магнитную анизотропию можно выразить следующим образом [29, 57]:

$$\mathbf{J} = \mathbf{K} \mathbf{H}. \quad (8)$$

Здесь  $\mathbf{J}$  – получаемая при испытаниях намагниченность,  $\mathbf{H}$  – действующее или действовавшее при намагничивании внешнее магнитное поле,  $\mathbf{K}$  – тензор, характеризующий магнитную анизотропию. В случае если  $\mathbf{J}$  – индуктивная намагниченность, то  $\mathbf{K}$  – классический тензор обратимой магнитной восприимчивости, получаемый при измерениях анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) в слабых полях (по умолчанию будем иметь в виду именно такую AMS). Стоит отметить, что методика исследований AMS на современной аппаратуре – самая производительная, точная и хорошо воспроизводимая, удобная для статистического подхода.  $\mathbf{J}$  также может представлять любую лабораторную остаточную намагниченность [46, 58]: нормальную (IRM), идеальную (ARM), термомагнитную (TRM), гиромангнитную (GRM), ротационную (RRM). Химическая, ориентационная и вязкая для этих целей неудобны из-за сложностей воспроизводства. Для остаточных намагниченностей  $\mathbf{K}$  – тензор необратимой магнитной восприимчивости. В одной и той же породе каждый вид намагниченности, как правило, имеет свои магнитные носители, поэтому  $\mathbf{K}$  для разных намагниченностей в образце обычно различаются. Тензор  $\mathbf{K}$  в общем случае является нелинейным по отношению к  $\mathbf{H}$ , и это в некоторых случаях надо учитывать, например, при использовании в анализе магнитной анизотропии IRM [55].

Главная особенность GRM состоит в том, что она образуется только в магнитоанизотропных материалах при воздействии переменного магнитного поля [59]. По мнению авторов [58], эта особенность позволяет причислить метод GRM к наиболее чувствительным способам определения магнитной анизотропии. Необходимо также обратить внимание на то, что при анализе магнитной анизотропии методами ARM и RRM или любыми другими методами с использованием размагничивающего переменного поля следует учитывать влияние возникающих компонент GRM. Правда, есть основание полагать, что гиромангнитные эффекты (GRM и RRM) не характерны для многодоменных магнетиков [60], а значит, они не всегда проявляются. Примеры учета и исключения паразитных

GRM можно найти в работе [58]. Заметим, что в грейгите выявлен особо сильный эффект образования GRM [55, 61].

Способы измерения и расчета компонентов тензора  $\mathbf{K}$  известны [29, 45]. При использовании петромагнитных свойств пород для стратиграфических исследований активно применяются многочисленные параметры магнитной анизотропии, вычисляемые из компонент  $\mathbf{K}$  [29, 45, 46, 48].

В свете палеомагнитной тематики важно подчеркнуть, что образующиеся в анизотропных средах намагниченности не обязаны быть коллинеарными окружающему синхронному ГМП. В таком случае даже при высокой кучности результата полученное из анизотропной породы среднее направление намагниченности с большой вероятностью не будет соответствовать древнему локальному ГМП. Это означает, что при представлении палеомагнитных данных необходимо практически доказывать или теоретически обосновывать приемлемость качества магнитной изотропности изученной породы.

Казалось бы, если мы в результате изучения палеомагнитных образцов на анизотропию получим полные данные о тензоре  $\mathbf{K}$ , нам ничто не мешает вычислить обратную матрицу от  $\mathbf{K}$  и узнать истинное направление палеополя  $\mathbf{H} = \mathbf{K}^{-1} \mathbf{J}$  [54]. Уже отмечалось, что  $\mathbf{K}$  определяется носителями изучаемой намагниченности. Чтобы задействовать те же носители, при изучении  $\mathbf{K}$  должна использоваться намагниченность той же природы, что фигурировала при палеомагнитном исследовании. Многие исследователи подвергают сомнению возможность лабораторного моделирования ориентационной остаточной намагниченности из-за трудностей воспроизведения важных параметров переосаждения (соленость, кислотность, температура, скорость осаждения, диагенез). Анализ анизотропии по самой активно изучаемой TRM в принципе возможен, но затрудняют исследования возможная минералогическая неустойчивость при нагреве и значительная длительность процедур. В попытках обойти эти проблемы с ориентационной и термоостаточной намагниченностями нередко обращаются к лабораторным остаточным прокси-намагниченностям [29], чаще всего к идеальной остаточной намагниченности. Однако остается недостаточно изученной степень адекватности замещения вида намагниченности, а также затрудняет исследования загрязнение вышеупомянутой GRM при использовании переменных полей.

Проще всего изучать магнитную анизотропию породы измерением AMS в слабых полях. Но даже при одних и тех же носителях параметры магнитной анизотропии, полученные методом AMS и методом анизотропии остаточных намагниченностей, могут кардинально различаться из-за особенностей доменного состава носителя [58]. Оказывается, только у многодоменных частиц сохраняется подобие эллипсоидов анизотропии индуктивной и остаточной намагниченностей. А у однодоменных частиц максимальное остаточное намагничивание осуществляется вдоль легкой оси намагничивания, а максимальная магнитная восприимчивость – перпендикулярно этой оси. В таких случаях AMS-исследования не могут характеризовать текстуру выравнивания частиц в породе. Это вносит затруднения при интерпретации результатов AMS-исследований и может приводить к ошибочным заключениям о характере других текстур в породе.

При низкой концентрации магнетиков в породе роль вклада диа- и особенно парамагнетиков в полную индуктивную намагниченность становится существен-

ной. И это отражается на результатах измерений AMS, что затрудняет интерпретацию данных. Существует немало опробованных, хотя и трудоемких, способов разделить магнитные анизотропии диа- пара- и ферромагнетиков (в широком смысле). К ним относятся низко- и высокотемпературные методы, использование остаточных намагниченностей, измерения в сильных полях, учет частотной зависимости начальной магнитной восприимчивости и некоторые математико-статистические подходы [55]. Информация о выделенной пара- и диамагнитной анизотропии, как и о магнитных анизотропиях присутствующих ферромагнитных носителей, может быть весьма полезной при петромагнитном анализе, а также при изучении минеральных текстур породы.

Оценим, при каких условиях магнитную анизотропность породы можно называть слабой, несущественно влияющей на палеомагнитные результаты. Для этого рассмотрим магнитное поле  $\mathbf{H}$  из выражения (8) в собственной системе координат тензора  $\mathbf{K}$ , в которой матрица тензора диагональна:  $\mathbf{H} = (H_1, H_2, H_3) = (h_1, h_2, h_3)H$ . Здесь  $h_i = H_i/H$  – нормированные компоненты магнитного поля. Это значит  $h_1^2 + h_2^2 + h_3^2 = 1$ . В этой системе координат проекции намагниченности  $\mathbf{J}$  будут выглядеть просто:  $J_1 = K_1 H_1$ ,  $J_2 = K_2 H_2$ ,  $J_3 = K_3 H_3$ . Как принято,  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ . Найдем угол между векторами  $\mathbf{H}$  и  $\mathbf{J}$ , воспользовавшись выражением для скалярного произведения  $(\mathbf{J}, \mathbf{H}) = JH \cos \Delta\alpha$ , по формуле

$$\begin{aligned} \cos \Delta\alpha &= (K_1 H_1^2 + K_2 H_2^2 + K_3 H_3^2) / H (K_1^2 H_1^2 + K_2^2 H_2^2 + K_3^2 H_3^2)^{1/2} = \\ &= (K_1 h_1^2 + K_2 h_2^2 + K_3 h_3^2) / (K_1^2 h_1^2 + K_2^2 h_2^2 + K_3^2 h_3^2)^{1/2}. \end{aligned}$$

Отсюда видно, что направления  $\mathbf{H}$  и  $\mathbf{J}$  в изотропной породе совпадают, поскольку при  $K_1 = K_2 = K_3$  имеем  $\cos \Delta\alpha = 1$  и, соответственно,  $\Delta\alpha = 0$ .

Подставим  $h_2^2 = 1 - h_1^2 - h_3^2$  для сокращения количества неизвестных переменных:

$$\cos \Delta\alpha = ((K_1 - K_2)h_1^2 + K_2 + (K_3 - K_2)h_3^2) / ((K_1^2 - K_2^2)h_1^2 + K_2^2 + (K_3^2 - K_2^2)h_3^2)^{1/2}.$$

Произведем замены:  $x = h_1^2$ ,  $y = h_3^2$ ,  $a = K_1 - K_2$ ,  $b = K_2 - K_3$ ,  $c = K_1 + K_2$ ,  $d = K_2 + K_3$ . Теперь

$$\cos \Delta\alpha = (ax - by + K_2) / (acx - bdy + K_2^2)^{1/2}.$$

Далее будем оперировать функцией двух переменных  $f(x, y) = \cos^2 \Delta\alpha$ .

При  $\Delta\alpha = 0$  имеем  $f(x, y) = 1$ , и это ее максимум. Эта функция непрерывна и должна иметь минимум, который должен соответствовать максимуму отклонения  $\Delta\alpha$ . Найдем минимум  $f(x, y)$  для упрощенного варианта одноосной анизотропии, когда тензору  $\mathbf{K}$  соответствует эллипсоид вращения. Ограничимся анализом двух случаев.

1. Вытянутый эллипсоид вращения. Это означает  $K_1 = K_2$  и  $a = 0$ . Тогда

$$f(x, y) = (K_2 - by)^2 / (K_2^2 - bdy) = f(0, y).$$

Экстремум ищется стандартно:  $f' = 0$ . Находим аргумент экстремума  $y_{\text{ex}} = K_1(2K_1 - d)bd$  и значение экстремума  $f_{\text{ex}} = 4(d - K_1)/d^2$ . Для работы с малыми углами удобно перейти к синусу:

$$\sin^2 \Delta\alpha_{\max} = 1 - f = (K_1 - K_3)^2 / (K_1 + K_3)^2.$$

Окончательно имеем

$$\sin \Delta\alpha_{\max} = (K_1 - K_3) / (K_1 + K_3) = (P - 1) / (1 + P),$$

где  $P = K_1/K_3$  принято называть степенью анизотропии [46, 48]. Заметим, что максимальная и минимальная намагниченности образуются вдоль одноименных осей анизотропии:  $J_{\max}(H) = K_1H$  и  $J_{\min}(H) = K_3H$ . Это придает простой практический смысл термину «степень анизотропии»:  $P = J_{\max}(H_0)/J_{\min}(H_0)$ , где  $H_0$  – одинаковое по амплитуде, но разное по направлению относительно образца магнитное поле, в котором образуется испытываемая намагниченность.

2. Сплюснутый эллипсоид вращения. Это означает  $K_2 = K_3$  и  $b = 0$ . Тогда

$$f(x, y) = (K_2 + ax)^2 / (K_2^2 + acx)^2 = f(x, 0).$$

Произведем действия, аналогичные вышеизложенным, и получим точно такое же выражение

$$\sin \Delta\alpha_{\max} = (P - 1) / (P + 1). \tag{9}$$

Это означает, что при наличии магнитной анизотропии угол максимального отклонения направления остаточной намагниченности от направления магнитного поля, в котором она образуется, определяется выражением (9). Правда, здесь это строго доказано в рамках модели одноосной анизотропии. При малых углах выражение (9) можно упростить с учетом  $\sin x \approx x$  в радианах и затем переведем  $\Delta\alpha$  в градусы:

$$\Delta\alpha_{\max}^{\circ} \leq 57(P - 1) / (P + 1) \approx 28(P - 1). \tag{10}$$

Отсюда, например, при  $P = 1.05$  максимальная погрешность от анизотропии  $\Delta\alpha_{\max}^{\circ} = 1.4^{\circ}$ , то есть для большинства практических исследований довольно мала.

Для расчетов допустимой степени анизотропии при требуемой точности результата с ошибкой  $\Delta\alpha_{\max}$  из (9) получаем

$$P \leq (1 + \sin \Delta\alpha_{\max}) / (1 - \sin \Delta\alpha_{\max}). \tag{11}$$

Или при малых углах:

$$P \leq (1 + 0.0174\Delta\alpha_{\max}) / (1 - 0.0174\Delta\alpha_{\max}) = (57.6 + \Delta\alpha_{\max}^{\circ}) / (57.6 - \Delta\alpha_{\max}^{\circ}). \tag{12}$$

В (12) коэффициенты эмпирически подогнаны для приближения к точным значениям выражения (11). На практике в коэффициентах вполне достаточно ограничиться двумя значащими цифрами. Значит, если ограничить ошибку от магнитной анизотропии  $\Delta\alpha \leq 1^{\circ}$ , то допустимая степень анизотропии, согласно (12), будет  $P \leq 1.036$ . Но если задать  $\Delta\alpha \leq 4^{\circ}$ , то можно допустить значительно большую степень анизотропии  $P \leq 1.15$ . Вместо счета по формулам (9)–(12) можно воспользоваться расчетной диаграммой (рис. 3).

Важно правильно понимать смысл полученных выражений (9)–(12). Выполнение соотношений (9), (10) дает 100%-ную гарантию, что возникшее в анизотропной породе угловое отклонение направления намагниченности от направления ГМП не превысит определенной величины, зависящей только от степени анизотропии, при любой ориентации главных осей магнитной анизотропии. И наоборот, соотношения (11), (12) показывают, что если требуется гарантированно

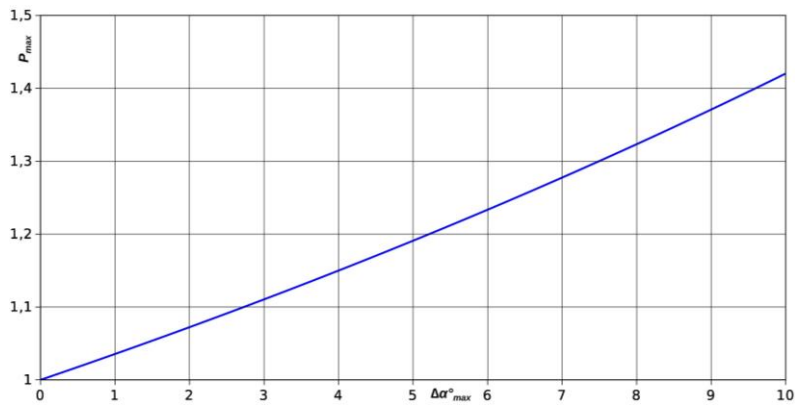


Рис. 3. Расчетная диаграмма для вычисления граничных значений  $P_{\max}$  и  $\Delta\alpha_{\max}^{\circ}$  согласно формулам (9)–(12)

ограничить угловую ошибку, обусловленную анизотропией породы, то степень магнитной анизотропии этой породы не должна превысить указанную величину. Такой анализ важен для определения надежности палеомагнитных результатов, полученных по слабо анизотропным породам. Но из этих выражений не следует, что при высокой степени магнитной анизотропии высоко и реальное угловое отклонение из-за анизотропии. Оно зависит от ориентации главных осей анизотропии. Из выражения (8) с очевидностью следует, что при совпадении направления любой главной оси магнитной анизотропии с направлением ГМП (что, конечно, маловероятно, но возможно) в матрице **K** остается только один ненулевой член, поскольку проекции вектора ГМП на другие главные оси анизотропии при этом окажутся нулевыми из-за их взаимной ортогональности. Тогда никакого отклонения направления намагниченности не будет при любой степени анизотропии. **J** и **H** таким образом окажутся соосными, несмотря на наличие анизотропии в изучаемой породе.

Магнитная анизотропия очень мешает палеомагнитным исследованиям, но зато благодаря ее изучению в геологии и смежных науках появились новые возможности: определение направлений палеотечений [28, 46, 48, 50, 62] и диагностика палеодеформаций [48, 52, 63, 64].

В магматических, вулканических и осадочных породах нередко встречаются текстуры палеотечений, которые четко проявляются в распределении и ориентации зерен и, как следствие, в магнитной текстуре. Почему же течения внутри формирующегося отложения приводят к текстурной анизотропии зерен? Вязкое трение на границе перемещаемого тела с контактирующей породой приводит к появлению градиентов скорости внутри тела. В результате внутри жидковязкого потока появляются движущиеся с разной скоростью слои, примерно параллельные стенкам потока или его дну. Слои трутся друг о друга, но внутри слоя зерна находятся в относительном покое. Зерна внутри слоя испытывают вязкое воздействие силы трения от соседних слоев: с одной стороны воздействие ускоряющее, с другой – тормозящее. Это воздействие может приводить к двум видам движения зерен: волочению или кручению.

Сила трения в ламинарных потоках жидкости или газа прогрессивно зависит от скорости. При малых скоростях сила закручивания зерна мала, и в этом

случае ожидается внутрислойный дрейф зерен в положении хорошей обтекаемости. Плоские по форме зерна при этом располагаются своей плоскостью параллельно слою. Вытянутые зерна испытывают меньшее сопротивление при расположении своей длинной оси по скорости потока. Выход из такого равновесного, но неустойчивого состояния резко увеличивает силу закручивания, приводящую к перевороту зерна и переходу в такое же равновесное состояние. При увеличении скорости потока нелинейно возрастают силы междуслойного трения, что способствует переходу удлинённых частиц в режим кручения вокруг своей длинной оси, ориентированной перпендикулярно скорости потока [28, 46, 61]. Кручение снижает сопротивление подобно роликам в подшипниках.

Попробуем обобщить. Образование слоев с разными скоростями при ламинарном течении разжиженной породы приводит к ориентации частиц своими наибольшими размерами внутри слоя. В результате минимальные размеры частиц естественным образом будут сориентированы перпендикулярно слоям, что снижает сопротивление движению потока. Это и образует текстуру палеотечения, которую математически можно оценить как анизотропное распределение форм частиц с минимальной осью, ортогональной ближайшему слою. Эта текстурная анизотропия зерен обычно порождает подобную магнитную текстуру. Такую ориентировку минимальной оси магнитной анизотропии принято называть нормальной (N-тип) [49, 50]. Считается, что только при нормальной ориентировке можно заниматься определением направления палеопотока по максимальной оси магнитной анизотропии (обычно вдоль этой оси, в некоторых случаях ортогонально).

Практика AMS-исследований показала, что обычно минимальная ось магнитной анизотропии располагается под небольшим углом относительно ортогонали к плоскости ближайшей стенки потока. Это отклонение, возникающее при сильном загущении в слое перед полной остановкой потока, объясняется выстраиванием уплощенных и удлинённых зерен внахлест, как укладывается черепица на крыше [28, 44].

Однако нередки случаи ориентировки максимальной оси ортогонально контактной плоскости. Эта ориентировка называется обратной или инверсной (R-тип). В большинстве таких случаев определение направления палеопотока теряет смысл. Причин появления такого типа магнитной анизотропии немало [50]. Но при AMS-исследованиях одну из причин следует выделить особо. Ею является упомянутый выше случай преобладания в породе однодоменных носителей магнетизма, при котором данные AMS закономерно не согласуются с текстурой выравнивания частиц. В этом случае при анализе магнитной анизотропии другими методами вероятно обнаружение нормального типа анизотропии, согласующегося с текстурой течения.

Для медленно накапливающихся осадков наиболее существенным фактором появления магнитной анизотропии является действие гравитации. В первую очередь это донный эффект выполаживания уплощенных и удлинённых частиц. Вносят свой вклад подводные течения, наклоны дна и процессы гравитационного уплотнения осадков при диагенезе [46].

Информация о направлении потока, которую можно получить при изучении макроминеральной анизотропии, бывает очень полезной при поиске источников поступления материала потоков [46, 50, 62].

Магнитная анизотропия, как и остаточная намагниченность, из-за связи с определенными носителями может в разное время формироваться в разных группах носителей, то есть она может быть первичной, вторичной и т. д. Вторичная магнитная анизотропия может появляться при метаморфизме, а также при одноосном давлении, особенно в условиях повышенной температуры.

**4.2.2. Магнитная анизотропия формы тел.** Известно, что любое способное к намагничиванию тело из-за своей формы может существенно исказить внешнее магнитное поле и вокруг, и внутри себя. Последнее означает, что в процессе намагничивания в однородном поле это тело, даже будучи однородным по составу магнетиков и при отсутствии их текстуры, в разных точках внутри себя может приобретать намагниченность, нередко не совпадающую по направлению с внешним полем и разную по величине. Будет искажена также и информация о палеонапряженности. Этот вид искажений относится к другой разновидности магнитной анизотропии – к анизотропии формы [6, 19, 65].

Причина ее в том, что внутри любого незамкнутого магнитного тела кроме внешнего поля действует так называемое размагничивающее поле, обусловленное наличием у тела магнитных полюсов. Это поле порождается намагниченностью тела и связано с ней тензорным коэффициентом  $\mathbf{N}$ , называемым размагничивающим фактором, или тензором размагничивания, который определяется только формой тела [66–68]:

$$\mathbf{H}_d = -\mathbf{N}\mathbf{J}.$$

Это выражение внешне выглядит одинаково в разных системах единиц. Однако безразмерный фактор  $\mathbf{N}$  в них различен [19, 68, 69]:  $N_{\text{СГС}} = 4\pi N_{\text{СИ}}$ . В дальнейшем будем использовать систему СИ, где все компоненты матрицы  $\mathbf{N}$  не превышают 1.

Задача вычисления  $\mathbf{N}$  теоретически полностью решена только для эллипсоида. Доказано [19], что эллипсоиды с однородным магнетиком намагничиваются во внешнем однородном поле тоже однородно. Это значит, что внутри эллипсоидов фактор  $\mathbf{N}$  является постоянной величиной. Но при этом надо иметь в виду, что размагничивающее поле, как и образуемая в этом случае однородная намагниченность, не обязательно совпадает по направлению с внешним магнитным полем. Исключением является частный случай эллипсоида – шар, у которого размагничивающее поле по направлению всегда совпадает с намагниченностью. Не нарушаются направления намагниченностей также при намагничивании в полях, параллельных основным осям эллипсоидов, что в природе бывает редко.

Форму реальных геологических тел во многих случаях можно моделировать эллипсоидами. Про них мы знаем, что размагничивающее поле максимально вдоль короткой оси эллипсоида и наоборот. Это означает, что внутри моделируемого тела компоненты его намагниченности подавляются по величине вдоль укороченного размера, что приводит к развороту полной намагниченности в сторону удлиненной части. Особенно важны крайние случаи. Глубокое лавовое озеро в кратере вулкана можно представить как тело, по форме близкое к шару. Лавовые потоки со склонов вулканов чаще всего имеют вытянутую форму. Эллипсоид с одной бесконечно вытянутой осью имеет нулевое размагничивающее поле вдоль этой оси, но компоненты размагничивающего фактора в собственной системе координат тензора в поперечном направлении  $N_1 = N_2 = 0.5$ . Соответственно намагниченность, образуемая в таком вытянутом теле, будет отклоняться



от локального ГМП в сторону оси потока. Разлившись на плоской поверхности лавовые потоки образуют лавовые озера или лавовые поля, которые можно моделировать как тонкие бесконечные пластины. Той же моделью можно представить дайки. Такой предельный случай дает нулевое размагничивающее поле в продольном направлении и  $N_1 = 1$  в поперечном, то есть в слоеных породах может происходить занижение наклона остаточной намагниченности по отношению к намагничивающему ГМП.

Рассмотренные проблемы могут показаться неразрешимыми в палеомагнитной практике, поскольку очень трудно учесть форму и ориентацию изучаемого геологического тела в локальной системе координат, вычислить размагничивающий фактор в точке отбора. Более того, сдвиг среднего палеомагнитного направления из-за анизотропии формы нельзя диагностировать по результатам первичных палеомагнитных измерений.

Однако эти трудности не имеют принципиального значения. Поскольку размагничивающее поле  $H_d$  линейно зависит от величины намагниченности породы, можно ожидать, что существует такая критическая величина намагниченности, ниже которой  $H_d$  настолько мало, что его искажающий вклад в суммарное поле с ГМП будет несущественен в пределах точности измерений для палеомагнитных задач.

Следовательно, в процессе выбора объектов палеомагнитного отбора было бы рационально отбраковать сильномагнитные объекты, потенциально несущие искаженную палеомагнитную информацию. Однако в полевых условиях технически затруднительно получение информации об остаточной намагниченности. Но о высокой магнитности пород можно узнать и по магнитной восприимчивости, которую несложно измерить прямо на объекте. Существуют рекомендации по отсортировке сильномагнитных пород по величине магнитной восприимчивости. В литературе можно встретить пограничную величину для палеонаправлений  $\chi \sim 0.01$  в единицах СГС [19, 65, 70]. Ее обоснование, полученное из анализа формулы кажущейся восприимчивости, можно найти в монографии Б.М. Яновского [19].

**4.2.3. Влияние древних локальных неоднородностей ГМП.** Формирование геологического объекта может происходить в локальном ГМП, которое уже искажено другими более древними (старыми) объектами. Воздействие таких локальных нарушений на результаты палеомагнитных исследований зависит от размеров искажающих ГМП объектов. Если внешний сильный источник искажения ГМП имеет небольшие размеры (десятки метров), то локальное поле рядом с ним ожидается в значительной степени неоднородным по направлению, и искажение палеомагнитных записей будет заметно по систематическим различиям результатов из разных точек отбора по молодому объекту. Трудность состоит в том, что при этом сам искажающий ГМП объект может и не наблюдаться в рельефе, будучи погребенным осадками или находясь под самим изучаемым потоком.

Степень воздействия на качество палеомагнитных записей зависит от взаимного расположения молодого и искажающего поле старого объектов. В высоких широтах влияние максимально, если молодой объект формируется поверх обратно намагниченного старого объекта либо находится в зоне действия рассеивающего

поля соседнего прямо намагниченного старого объекта. В этих случаях на формирующийся объект воздействует поле обратного направления. Размер области искаженного локального ГМП зависит от формы и объема искажающего геологического тела, величины и направления его намагниченности.

Перейдем к другому масштабу, когда объект искажения ГМП довольно крупный и основные его размеры составляют от нескольких сотен метров до десятков километров. Он может наблюдаться в рельефе в виде экструзии или мощных лавовых комплексов. А может и не появляться в ландшафте, образовав крупную интрузию на глубине. В этом случае искаженное локальное поле проявится на некоторой площади поверхности почти как однородное, что может ввести в заблуждение исследователей. Чтобы избежать ошибки, следует обращать внимание на указания о магнитных аномалиях на картах и собирать информацию о магнитных съемках в данном районе. Перечисленные магнитные аномалии упомянутого масштаба принято причислять к местным аномалиям.

Если район магнитной аномалии очень большой и в поперечнике протягивается на сотни или тысячи километров, то она считается региональной магнитной аномалией. Она может быть обусловлена неоднородностями главного недипольного поля, дрейф которых в масштабе сотен лет вносит свой вклад в PSV. Информация об эволюции таких аномалий в далеком прошлом как раз и интересует палеомагнитологов. И они добывают эту информацию своими методами.

**4.2.4. Влияние неоднородностей локального ГМП, создаваемых самим геологическим телом.** Если к верхней или боковой поверхности изучаемого геологического объекта прижать длинную немагнитную рейку и измерить ее магнитный азимут в разных ее частях, то может обнаружиться существенная разность показаний. Это говорит о нарушении однородности локального ГМП из-за особенностей формы поверхности сильномагнитной породы, что встречается у глыбовых (обломочных) и волнистых лав. В таких условиях стандартное использование магнитного компаса приведет к неверной ориентировке образцов, даже если они безупречно отобраны (например, выбурены из глубины потока). С учетом этого при палеомагнитном отборе образцов применяют вспомогательные устройства: когда-то ими были длинные рейки для замера азимута на расстоянии [71], позднее солнечные компасы, в последние годы добавились современные средства геодезии [28, 72].

Обнаружение нарушенного локального ГМП на поверхности должно настораживать, поскольку это индикатор сильной намагниченности, которая привносит специфические проблемы в палеомагнитные исследования. Когда растекающиеся лавовые потоки образуют горячие немагнитные, остывающие намагничивающиеся и уже остывшие намагниченные участки, конфигурация искаженного магнетизмом лавы локального ГМП будет постоянно меняться. В таких условиях тоже могут формироваться парциальные TRM разного направления. Очевидно, эффект нелинейного намагничивания при неравномерном остывании сильнее всего проявляется на медленно накапливающихся лавовых отложениях и захватывает не только поверхностные части. Нелинейное намагничивание проявится в нелинейности кривых на низкотемпературных участках диаграмм Зийдервельда. В целях избежания будущих ошибок на стадии отбора образцов необходим контроль неоднородности локального ГМП (в простейшем случае с помощью

рейки и компаса) или контроль повышенной магнитности пород путем отслеживания магнитной восприимчивости.

### 5. Роль термоостаточной намагниченности в палеомагнетизме

Термоостаточная и ориентационная остаточные намагниченности – самые используемые источники палеомагнитной информации. TRM – наиболее сильная и устойчивая намагниченность. Благодаря большим NRM при правильном отборе образцов и тщательной магнитной чистке можно получить довольно кучные направления первичной термоостаточной намагниченности, которые ассоциируются с направлениями древнего ГМП. Используя многие виды носителей термоостаточной намагниченности (интрузии, экструзии, лавы, обожженные контакты, шлаки, агглютинаты, туфы, пирокластика), можно получить информацию не только о направлении древнего ГМП, но нередко и о его абсолютной величине. Поскольку свежие горячие породы на поверхности Земли в геологических масштабах времени остывают быстро, они сохраняют в себе мгновенный отпечаток локального ГМП в этих временных масштабах. Это используется в исследовании тонкой структуры ГМП или для проведения магнитостратиграфических корреляций при изучении сложно перекрывающихся лавовых потоков.

Недостатком лав как объекта палеомагнетизма является сложность стратиграфических реконструкций потоков из-за часто хаотичного расположения лавовых полей, их нередкой закрытости более поздними отложениями и большой неопределенности в длительности пауз между извержениями. То есть, в отличие от осадочных отложений для эффузивных пород характерна сильная неравномерность проявлений в пространстве и во времени. Этот недостаток можно минимизировать путем изучения крупных лавовых разрезов вблизи длительно действовавших мощных источников извержений. В этом случае исчезает стратиграфическая неопределенность и можно рассчитывать на снижение временной неравномерности точек отсчета в записях.

Очень серьезной проблемой при палеомагнитных исследованиях лавовых потоков является влияние магнитной анизотропии. Как указывалось выше, лавы могут приобретать анизотропные свойства, вызванные градиентами скоростей внутри изначально жидкого потока. Сложность состоит в том, что по результатам классического палеомагнитного исследования лав невозможно заметить искажения данных, вызванных наличием магнитной анизотропии. Лавовые потоки двигаются по уклону, выраженному ландшафтом, нередко меняя направление движения, а значит, и направление главной оси анизотропии. В качестве полевого теста можно предложить способ выявления присутствия магнитной анизотропии путем сравнения палеомагнитных данных одного потока, полученных по нескольким сайтам с разным направлением движения этого потока.

Для надежного выявления магнитной анизотропии нужны целенаправленные лабораторные исследования. По их результатам следует либо доказать незначительность влияния магнитной анизотропии, либо попытаться внести поправки в вычисленные ранее палеонаправления, либо забраковать результаты. С целью снижения проявления эффекта анизотропии при палеомагнитных исследованиях можно порекомендовать не проводить палеомагнитный отбор рядом с контактами потока, в частности вблизи дна лавового потока.

### Заключение

На основе результатов исследования были сделаны следующие выводы.

1. Палеомагнетизм и петромагнетизм – инструменты создания и использования магнитостратиграфической шкалы.

2. Магнитостратиграфическая шкала Брюнеса, основывающаяся на палеогеомагнитных вариациях ГМП, имеет региональное значение.

3. Размер рабочей области региональной магнитостратиграфической шкалы согласно модели ЦМД можно оценить тремя способами:

- 1) априорный минимальный,
- 2) априорный вероятностный,
- 3) точный при наличии данных по палеонаклонению.

4. Если PSV вызваны колебанием только ЦМД, представление PSV в системе VGP инвариантно, то есть в этом случае рабочая область распространяется на весь земной шар.

5. Учесть влияние источников недипольного поля при расчете рабочей области затруднительно. Можно предполагать, что ограничения на размер рабочей области в этом случае могут быть более жесткими, чем по модели ЦМД.

6. Есть основания полагать, что поверхностные постмагматические процессы не приводят к нарушению характеристической намагниченности. Однако это положение требует подкрепления более широкими исследованиями.

7. Непетромагнитные искажения записи палеомагнитной информации в носителе возможны:

- из-за подвижек частей остывающего потока во время записи;
- из-за неровностей на границе сильномагнитного геологического объекта;
- из-за неравномерности остывания сильномагнитного геологического объекта;
- из-за искажения локального ГМП соседними сильномагнитными объектами;
- из-за магнитной текстурной анизотропии;
- из-за магнитной анизотропии формы изучаемого сильномагнитного объекта;
- из-за магнитных полей молниевых разрядов.

8. Избежать искажений палеомагнитных результатов из-за анизотропии формы можно отбраковкой пород с повышенной магнитной восприимчивостью  $\chi > 0.01$  ед. СГС.

9. При представлении палеомагнитных данных по тонкой структуре ГМП важно доказывать отсутствие влияния магнитной анизотропии изучаемой породы или как-то учитывать это влияние.

10. Угловое отклонение направления намагниченности, сформировавшейся в условиях магнитной анизотропии породы, от направления ГМП не превысит определенной вычисляемой величины, зависящей только от степени анизотропии, при любой ориентации главных осей магнитной анизотропии.

11. При изучении магнитной анизотропии породы с помощью идеальной остаточной намагниченности или ротационной остаточной намагниченности, а также во всех случаях использования размагничивания переменным магнитным полем необходимо учитывать подмагничивание от остаточной гиронамагниченности.

12. При изучении магнитной анизотропии породы методикой AMS в слабых полях необходимо учитывать зависимость результата от доменной структуры магнетика.

13. Данные о магнитной анизотропии породы позволяют определять направления палеотечений и проводить диагностику палеодеформаций.

### Литература

1. *Прозоровский В.А.* Общая стратиграфия. – М.: Академия, 2010. – 208 с.
2. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В.* Почвенно-пирокластический чехол – новый перспективный объект для палеомагнитных исследований на Камчатке // Проблемы изучения палеомагнитных вариаций магнитного поля Земли. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. – С. 27–35.
3. *Печерский Д.М.* Магнитостратиграфия // Большая российская энциклопедия. Т. 18. – М.: Бол. рос. энцикл., 2011. – С. 399.
4. *Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Магнитостратиграфия и ее значение в геологии – Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1997. – 180 с.
5. *Stoner J.S., St-Onge G.* Magnetic stratigraphy in paleoceanography: Reversals, excursions, paleointensity, and secular variation // *Dev. Mar. Geol.* – 2007. – V. 1. – P. 99–138. – doi: 10.1016/S1572-5480(07)01008-1.
6. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П.* Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
7. *Бахмутов В.Г.* Палеомагнитные вариации. – Киев: Наукова думка, 2006. – 296 с.
8. *Yamazaki T.* Long-term secular variation in geomagnetic field inclination during Brunhes Chron recorded in sediment cores from Ontong-Java Plateau // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 2002. – V. 133, No 1–4. – P. 57–72. – doi: 10.1016/S0031-9201(02)00087-0.
9. *Бурлацкая С.П., Диденко А.Н.* Краткая история лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма литосферы // Краткая история и современное состояние геомагнитных исследований в Институте физики Земли Российской академии наук: Сб. ст. / Под ред. С.П. Бурлацкой, А.Н. Диденко, З.В. Шароновой. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 7–12.
10. *Поспелова Г.А.* О геомагнитных экскурсах // *Физика Земли.* – 2002. – № 5. – С. 30–41.
11. *Merrill R.T., McElhinny M.W., McFadden P.L.* The Magnetic Field of the Earth. Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. – San Diego: Acad. Press, 1996. – 531 p.
12. *Holcomb R.T., Champion D., McWilliams M.* Dating recent Hawaiian lava flows using paleomagnetic secular variation // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1986. – V. 97, No 7. – P. 829–839. – doi: 10.1130/0016-7606(1986)97<829:DRHLFU>2.0.CO;2.
13. *Speranza F., Branca S., Coltelli M., Caracciolo F., Vigliotti L.* How accurate is “paleomagnetic dating”? New evidence from historical lavas from Mount Etna // *J. Geophys. Res.* – 2006. – V. 111, No B12. – Art. B12S33, P. 1–17. – doi: 10.1029/2006JB004496.
14. *Tanguy J.-C., Le Goff M., Principe C., Arrighi S., Chillemi V., Paiotti A., La Delfa S., Patanè G.* Archeomagnetic dating of Mediterranean volcanics of the last 2100 years: Validity and limits // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 211, No 1–2. – P. 111–124. – doi: 10.1016/S0012-821X(03)00186-9.
15. *Мархинин Е.К., Пугач В.Б., Мархинина С.Н.* Об естественной намагниченности пепловых слоев района Ключевской группы вулканов // Бюл. вулканол. станций. – 1962. – № 33. – С. 47–56.

16. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) / Отв. ред. Ю.П. Масуренков. – М.: Наука, 1980. – 300 с.
17. *Аверьянов В.С., Штейнберг Г.С.* Использование вариаций магнитного поля Земли для оценки возраста Авачинского вулкана // Проблемы изучения палеогеомагнитных вариаций магнитного поля Земли. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. – С. 61–67.
18. *Chaparro M.A.E., Böhnel H.N., Byrne R., Nowaczyk N.R., Molina-Garza R.S., Park J., Negendank J.F.W.* Palaeomagnetic secular variation and rock-magnetic studies of Holocene sediments from a maar lake (Hoya de San Nicolas) in Central Mexico // *Geophys. J. Int.* – 2008. – V. 175, No 2. – P. 462–476. – doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03893.x.
19. *Яновский Б.М.* Земной магнетизм. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. – 592 с.
20. *Яворский Б.М., Детлаф А.А.* Справочник по физике. – М.: Наука. 1985. – 512 с.
21. *Латышев А.В., Кушлевич Д.О., Пономарева В.В., Певзнер М.М., Федюкин И.В.* Вековые вариации геомагнитного поля последних 4000 лет, записанные в лавах и пирокластике Северной группы вулканов Камчатки: новые данные // *Физика Земли.* – 2017. – № 5. – С. 139–148. – doi: 10.7868/S0002333717050088.
22. *Максимочкин В.И., Слепцова Ю.В., Некрасов А.Н.* Палеонапряженность геомагнитного поля по изверженным породам вулканов Камчатки // Проблемы геокосмоса: Материалы 12-й междунар. шк.-конф. – СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. – С. 159–166.
23. *Слепцова Ю.В.* Возраст лавовых потоков Авачинского вулкана (Камчатка) по палеомагнитным данным // *Учен. зап. физ. фак-та Моск. ун-та* – 2020. – № 3. – С. 2030901-1–2030901-7.
24. *Яновский Б.М., Кругляков А.А.* Влияние недипольной части магнитного поля Земли на положение виртуальных полюсов // *Геомагнетизм и аэрономия.* – 1968. – Т. 8, № 4. – С. 731–736.
25. *Пудовкин И.М., Колесова В.И., Валуева Г.Е.* Представление геомагнитного поля на поверхности Земли и во внешнем пространстве с помощью дипольных моделей // *Геомагнетизм и аэрономия.* – 1968. – Т. 8, № 5. – С. 911–914.
26. *Демина И.М., Фарафонова Ю.Г., Сас-Ухрыновский А., Велкер Е.* Мировые аномалии главного магнитного поля Земли и динамическая модель их источников // *Геомагнетизм и аэрономия.* – 2006. – Т. 46, № 1. – С. 135–144.
27. *Алыпина О.М.* Палеомагнетизм лав Ключевской группы вулканов и ее фундамента // *Бюл. вулканол. станций.* – 1967. – № 43. – С. 27–43.
28. *Tauxe L.* *Paleomagnetic Principles and Practice.* – Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1998. – 312 p.
29. *Tauxe L., Banerjee S.K., Butler R.F. van der Voo R.* *Essentials of Paleomagnetism*, 5th Web Edition. – 2018. – URL: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>, свободный.
30. *Казанский А.Ю., Кунгурцев Л.В., Брагин В.Ю., Шевко А.Я.* Изменения магнитных минералов в изверженных породах активных вулканических областей (на примере Курильских островов) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы междунар. шк.-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. – Казань: Казан. фед. ун-т, 2014. – С. 104–110.
31. *Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Алексютин М.В.* Петромагнетизм перемагниченных толщ складчатого обрамления Охотского моря // *Физика Земли.* – 2005. – № 1. – С. 51–65.
32. *Алыпина О.М.* Аномальное направление вектора  $I_n$  в некоторых четвертичных лавах Камчатки // *Магнетизм горных пород и палеомагнетизм*, 1968 г.: Сб. реферат. ст. – М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1969. – С. 140–141.
33. *Зубов А.Г.* Предварительные результаты палеомагнитного изучения мегаплагиофировых лав щитового вулкана Плоских сопок (Ключевская группа вулканов, Кам-

- чатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы конф., посвящ. Дню вулканолога. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. – С. 90–99.
34. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. – М.: Изд-во АН СССР, 1956. – 304 с. (Тр. лаборатории вулканологии. Вып. 11)
35. *Сирин А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. – М.: Наука, 1968. – 196 с.
36. *Зубов А.Г.* Внешнее проявление магнитогидродинамического эффекта в движущихся расплавах как возможная разновидность вулканомангнитного сигнала // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XXV ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. – С. 42–45.
37. *Яворский Б.М., Детлаф А.А.* Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. – М.: Наука, 1974. – 944 с.
38. Молния // Физический энциклопедический словарь: в 5 т. / Гл. ред. Б.А. Введенский. – М.: Сов. энцикл., 1963. – Т. 3. – С. 307–309.
39. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. – М.: Мир, 1965. – 348 с.
40. *Jackson M.J.* Magnetization, isothermal remanent // Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism / Ed. by D. Gubbins, E. Herrero-Bervera. – Dordrecht: Springer, 2007. – P. 589–594. – doi: 10.1007/978-1-4020-4423-6\_192.
41. *Ермаков В.И., Стожков Ю.И.* Роль космических лучей в образовании молний // Физика грозových облаков: Препринт. – М.: ФИАН, 2004. – С. 32–39.
42. *Шолпо Л.Е., Щекин М.Н., Русинов Б.Ш., Лузянина Э.Н.* Метод коэрцитивных спектров // Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Под ред. Л.Е. Шолпо. – Л.: Недра, 1986. – С. 99–123.
43. *Tauxe L., Constable C., Johnson C.L., Koppers A.A.P., Miller W.R., Staudigel H.* Paleomagnetism of the southwestern USA recorded by 0–5 Ma igneous rocks // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2003. – V. 4, No 4. – Art. 8802, P. 1–29. – doi: 10.1029/2002GC000343.
44. *Sagnotti L.* Magnetic anisotropy // Gupta Н.К. (Ed.) Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. – Dordrecht: Springer, 2011. – P. 717–729. – doi: 10.1007/978-90-481-8702-7\_113.
45. *Игошин Л.А.* Магнитная анизотропия горных пород // Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Под ред. Л.Е. Шолпо. – Л.: Недра, 1986. – С. 133–153.
46. *Tarling D.H., Hrouda F.* The Magnetic Anisotropy of Rock. – London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: Chapman & Hall, 1993. – xi, 217 p.
47. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism / Ed. by D. Gubbins, E. Herrero-Bervera. – Dordrecht: Springer, 2007. – XXVI, 1054 p. – doi: 10.1007/978-1-4020-4423-6.
48. *Hrouda F.* Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // Geophys. Surv. – 1982. – V. 5. – P. 37–82. – doi: 10.1007/BF01450244.
49. *Rochette P., Jackson M.J., Aubourg C.* Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility // Rev. Geophys. – 1992. – V. 30, No 3. – P. 209–226. – doi: 10.1029/92RG00733.
50. *Латышев А.В., Ульяхина П.С., Веселовский Р.В.* Реконструкция движения магмы в пермотриасовых интрузиях Ангаро-Тасеевской синеклизы (Сибирская платформа) по данным анизотропии магнитной восприимчивости // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60, № 4. – С. 472–488. – doi: 10.15372/GiG2019029.
51. *Jackson M.J., Tauxe L.* Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: Developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric // Rev. Geophys. – 1991. – V. 29, No S1. – P. 371–376. – doi: 10.1002/rog.1991.29.s1.371.

52. *Biedermann A.R.* Magnetic anisotropy in single crystals: A review // *Geosciences*. – 2018. – V. 8, No 8. – Art. 302, P. 1–16. – doi: 10.3390/geosciences8080302.
53. *Biedermann A.R., Heidelberg F., Jackson M., Bilardello D., McEnroe S.A.* Magnetic fabrics in the Bjerkreim Sokndal Layered Intrusion, Rogaland, southern Norway: Mineral sources and geological significance // *Tectonophysics*. – 2016. – V. 688. – P. 101–118. – doi: 10.1016/j.tecto.2016.09.019.
54. *Biedermann A.R., Jackson M., Bilardello D., McEnroe S.A.* Effect of magnetic anisotropy on the natural remanent magnetization in the MCU IVE' layer of the Bjerkreim Sokndal Layered Intrusion, Rogaland, Southern Norway // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2017. – V. 122, No 2. – P. 790–807. – doi: 10.1002/2016JB013506.
55. *Martín-Hernández F., Ferré E.C.* Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review // *J. Geophys. Res.* – 2007. – V. 112, No B3. – Art. B03105, P. 1–16. – doi: 10.1029/2006JB004340.
56. *Beck M.E. Jr., Lindsley N.C.* Paleomagnetism of the Beaver Bay complex, Minnesota // *J. Geophys. Res.* – 1969. – V. 74, No 8. – P. 2002–2013. – doi: 10.1029/JB074i008p02002.
57. *Hirt A.M.* Magnetic remanence, anisotropy // *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* / Ed. by D. Gubbins, E. Herrero-Bervera. – Dordrecht: Springer, 2007. – P. 535–540. – doi: 10.1007/978-1-4020-4423-6\_182.
58. *Potter D.K., Stephenson A.* Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis // *Geophys. Res. Lett.* – 1988. – V. 15, No 10. – P. 1097–1100. – doi: 10.1029/GL015i010p01097.
59. *Stephenson A.* A gyroremanent magnetisation in anisotropic magnetic material // *Nature*. – 1980. – V. 284. – P. 49–51. – doi: 10.1038/284049a0.
60. *Stephenson A.* Gyromagnetic remanence and anisotropy in single-domain particles, rocks, and magnetic recording tape // *Philos. Mag. B*. – 1981. – V. 44, No 6. – P. 635–664. – doi: 10.1080/01418638108223770.
61. *Snowball I.F.* The detection of single-domain greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) using rotational remanent magnetization (RRM) and the effective gyro field ( $B_g$ ): Mineral magnetic and palaeomagnetic applications // *Geophys. J. Int.* – 1997. – V. 130, No 3. – P. 704–716. – doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb01865.x.
62. *Попов В.В., Журавлев А.В.* Использование анизотропии различных магнитных параметров для определения направления сноса материала при изучении турбидитных потоков // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. – 2012. – Т. 7, № 1. – С. 1–21.
63. *Borradaile G.J., Henry B.* Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy // *Earth Sci. Rev.* – 1997. – V. 42, No 1–2. – P. 49–93. – doi: 10.1016/S0012-8252(96)00044-X.
64. *Кapička A.* Magnetic susceptibility anisotropy of deformed rocks // *Stud. Geophys. Geod.* – 1984. – V. 28, No 1. – P. 90–100. – doi: 10.1007/BF01587113.
65. *Clark D.A., Emerson D.W.* Self-demagnetization // *Preview*. – 1999. – No 79. – P. 22–25.
66. *Кицфер И.И.* Испытания ферромагнитных материалов. – М.: Энергия, 1969. – 360 с.
67. *Чечерников В.И.* Магнитные измерения. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. – 388 с.
68. *Coey J.M.D.* *Magnetism and Magnetic Materials*. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2010. – 628 p. – doi: 10.1017/CBO9780511845000.
69. *Говорков В.А.* Электрические и магнитные поля. – М.: Энергия, 1968. – 488 с.
70. *Clark D.A.* Methods for determining remanent and total magnetisations of magnetic sources – a review // *Exploration Geophys.* – 2014. – V. 45, No 4. – P. 271–304. – doi: 10.1071/EG14013.



71. Храмов А.Н., Петрова Г.Н., Комаров А.Г., Кочегура В.В. Методика палеомагнитных исследований. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 132 с.
72. Collinson D.W. Methods in Rockmagnetism and Palaeomagnetism: Techniques and instrumentation. – Dordrecht: Springer, 1983. – XIV, 503 p. – doi: 10.1007/978-94-015-3979-1.

Поступила в редакцию  
11.03.2022

**Зубов Александр Георгиевич**, младший научный сотрудник

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
бульвар Пийпа, д. 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683023, Россия  
E-mail: [zubov@kscnet.ru](mailto:zubov@kscnet.ru)

ISSN 2542-064X (Print)  
ISSN 2500-218X (Online)

**UCHENYE ZAPISKI KAZANSKOGO UNIVERSITETA. SERIYA ESTESTVENNYE NAUKI**

(Proceedings of Kazan University. Natural Sciences Series)

**2022, vol. 164, no. 4, pp. 633–669**

ORIGINAL ARTICLE

doi: 10.26907/2542-064X.2022.4.633-669

**Current Status and Problems of Magnetostratigraphic Scale Development  
for Kamchatka in the Brunhes Epoch. Part 1. Theoretical Aspect**

*A. G. Zubov*

*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,  
Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia  
E-mail: [zubov@kscnet.ru](mailto:zubov@kscnet.ru)*

Received March 11, 2022

**Abstract**

Magnetostratigraphy has become increasingly popular among geologists worldwide, as evidenced by recent scientific publications. This article reviews the role and place of magnetostratigraphy in general stratigraphic studies. The problem of developing a magnetostratigraphic scale of the Brunhes epoch based on paleosecular variation in the direction or intensity of the geomagnetic field was discussed. Nowadays, the above method has been actively pursued by researchers. Some hitherto little explored problems related to it were considered. Special attention was paid to the applicability range of the local magnetostratigraphic scale on the Earth's surface. Three methods for estimating this parameter were proposed. Possible causes for the bias of paleomagnetic records in lava flows were analyzed: displacement of a recording medium during the recording process or later, magnetic anisotropy of two types, as well as the distortion of the geomagnetic field due to uneven surface magnetism, unevenly cooling lava magnetism, magnetism of surrounding rocks, or magnetohydrodynamic properties of flowing lava. The issues addressed here are important for improving the quality and reliability of paleomagnetic data.

**Keywords:** Kamchatka, geomagnetic field, paleomagnetism, paleosecular variation, magnetostratigraphy, lava, magnetization

**Figure Captions**

Fig. 1. Results of the paleomagnetic study of the layer of megaplagiophytic lavas in the vicinity of the village of Kozyrevsk: *a* – a fragment of the figure from [27]. The large circle shows the direction of the modern local geomagnetic field, from which it follows that the unmarked outer contour of the stereogram is 30°; *b* – paleomagnetic results from [33] with the same scale. The unfilled circle marks the NRM direction

in the upper hemisphere of the stereogram; asterisk is the direction of the modern local geomagnetic field according to [27].

Fig. 2. Results of the paleomagnetic study of the residues of the flow of megaplagiophyric lavas in the vicinity of the village of Klyuchi [33]. Samples were taken from different sides of the residual outcrop: *yu*, *z*, *s* are the southern, western, and northern sides, respectively. Arrows in the stereogram indicate the displacement of the points of paleodirections as a result of the inferred deformations of the lava flow. The square is the anomalous (by O.M. Alypova) average NRM direction [32] of a series of basalt lava flows at the bottom of the Klyuchevskaya group of volcanoes.

Fig. 3. Graph for calculating the threshold values of  $P_{\max}$  and  $\Delta\alpha$  using formulas (9)–(12).

### References

1. Prozorovskii V.A. *Obshchaya stratigrafiya* [General Stratigraphy]. Moscow, Akademiya, 2010. 208 p. (In Russian)
2. Braitseva O.A., Melekestsev I.V. Soil-pyroclastic sequence as a new perspective object for palaeomagnetic investigation in Kamchatka. In: *Problemy izucheniya paleovekovykh variatsii magnitnogo polya Zemli* [Research Problems of Paleosecular Variations of the Earth's Magnetic Field]. Vladivostok, DVNTs Akad. Nauk SSSR, 1979, pp. 27–35. (In Russian)
3. Pecherskii D.M. Magnetostratigraphy. In: *Bol'shaya rossiiskaya entsiklopediya* [Great Russian Encyclopedia]. Vol. 18. Moscow, Bol'shaya Ross. Entsikl., 2011, p. 399. (In Russian)
4. Molostovskii E.A., Khramov A.N. *Magnitostratigrafiya i ee znachenie v geologii* [Magnetostratigraphy and Its Role in Geology]. Saratov, Izd. Sarat. Univ., 1997. 180 p. (In Russian)
5. Stoner J.S., St-Onge G. Magnetic stratigraphy in paleoceanography: Reversals, excursions, paleointensity, and secular variation. *Dev. Mar. Geol.*, 2007, vol. 1, pp. 99–138. doi: 10.1016/S1572-5480(07)01008-1.
6. Khramov A.N., Goncharov G.I., Komissarova R.A., Pisarevskii S.A., Pogarskaya I.A., Rzhnevskii Yu.S., Rodionov V.P., Slautsitaits I.P. *Paleomagnitologiya* [Paleomagnetology] Khramov A.N. (Ed.). Leningrad, Nedra, 1982. 312 p. (In Russian)
7. Bakhmutov V.G. *Paleovekovye geomagnitnye variatsii* [Paleosecular Geomagnetic Variations]. Kyiv, Naukova Dumka, 2006. 296 p. (In Russian)
8. Yamazaki T. Long-term secular variation in geomagnetic field inclination during Brunhes Chron recorded in sediment cores from Ontong-Java Plateau, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2002, vol. 133, nos. 1–4, pp. 57–72. doi: 10.1016/S0031-9201(02)00087-0.
9. Burlatskaya S.P., Didenko A.N. A brief history of the Laboratory of the Main Geomagnetic Field and Petromagnetism. In: Burlatskaya S.P., Didenko A.N., Sharonova Z.V. (Eds.) *Kratkaya istoriya i sovremennoe sostoyanie geomagnitnykh issledovaniy v Institute fiziki Zemli Rossiiskoi akademii nauk: Sb. st.* [A Brief History and Current Status of Geomagnetic Research at the Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences: A Collection of Articles]. Moscow, IFZ Ross. Akad. Nauk, 2004, pp. 7–12. (In Russian)
10. Pospelova G.A. On the geomagnetic excursions. *Fiz. Zemli*, 2002, no. 5, pp. 30–41. (In Russian)
11. Merrill R.T., McElhinny M.W., McFadden P.L. *The Magnetic Field of the Earth. Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. San Diego, Acad. Press, 1996. 531 p.
12. Holcomb R.T., Champion D., McWilliams M. Dating recent Hawaiian lava flows using paleomagnetic secular variation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1986, vol. 97, no. 7, pp. 829–839. doi: 10.1130/0016-7606(1986)97<829:DRHLFU>2.0.CO;2.
13. Speranza F., Branca S., Coltelli M., Caracciolo F., Vigliotti L. How accurate is “paleomagnetic dating”? New evidence from historical lavas from Mount Etna. *J. Geophys. Res.*, 2006, vol. 111, no. B12, art. B12S33, pp. 1–17. doi: 10.1029/2006JB004496.
14. Tanguy J.-C., Le Goff M., Principe C., Arrighi S., Chillemi V., Paiotti A., La Delfa S., Patanè G. Archeomagnetic dating of Mediterranean volcanics of the last 2100 years: Validity and limits. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, vol. 211, nos. 1–2, pp. 111–124. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00186-9.
15. Markhinin E.K., Pugach V.B., Markhinina S.N. About the natural remanent magnetization of ash layers in the Klyuchevskaya group of volcanoes. *Byull. Vulkanol. Stn., Akad. Nauk SSSR*, 1962, no. 33, pp. 47–56. (In Russian)

16. Masurenkov Yu.P. (Ed.) *Vulkanicheskii tsentr: stroenie, dinamika, veshchestvo (Karymskaya struktura)* [Volcanic Centre: Structure, Dynamics, and Matter (Karym Structure)]. Moscow, Nauka, 1980. 300 p. (In Russian)
17. Aver'yanov V.S., Steinberg G.S. Using variations of the Earth's magnetic field to estimate the age of the Avachinsky volcano. In: *Problemy izucheniya paleovekovykh variatsii magnitnogo polya Zemli* [Research Problems of Paleosecular Variations of the Earth's Magnetic Field]. Vladivostok, DVNTs Akad. Nauk SSSR, 1979, pp. 61–67. (In Russian)
18. Chaparro M.A.E., Böhnell H.N., Byrne R., Nowaczyk N.R., Molina-Garza R.S., Park J., Negendank J.F.W. Palaeomagnetic secular variation and rock-magnetic studies of Holocene sediments from a maar lake (Hoya de San Nicolas) in Central Mexico. *Geophys. J. Int.*, 2008, vol. 175, no. 2, pp. 462–476. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03893.x.
19. Yanovskii B.M. *Zemnoi magnetizm* [Earth's Magnetism]. Leningrad, Izd. Leningr. Univ., 1978. 592 p. (In Russian)
20. Yavorskii B.M., Detlaf A.A. *Spravochnik po fizike* [A Handbook of Physics]. Moscow, Nauka, 1985. 512 p. (In Russian)
21. Latyshev A.V., Kushlevich D.O., Ponomareva V.V., Pevzner M.M., Feduykin I.V. Secular variation of the geomagnetic field over the past 4000 years recorded in the lavas and pyroclastics of the Northern Group of Kamchatka volcanoes: New data. *Phys. Solid Earth*, 2017, vol. 53, no. 5, pp. 750–759. doi: 10.1134/S1069351317050081.
22. Maksimochkin V.I., Sleptsova Yu.V., Nekrasov A.N. Geomagnetic field paleointensity by eruptive rocks of Kamchatka volcanoes. *Problemy geokosmosa: Materialy 12-i mezhdunar. shk.-konf.* [Problems of Geocosmos: Proc. 12th Int. Sch.-Conf.]. St. Petersburg, Izd. VVM, 2018, pp. 159–166. (In Russian)
23. Sleptsova I.V. The age of the lava flows of Avachinsky volcano (Kamchatka) according to paleomagnetic data. *Uch. Zap. Fiz. Fak. Mosk. Univ.*, 2020, no. 3, pp. 2030901-1–2030901-7. (In Russian)
24. Yanovskii B.M., Kruglyakov A.A. Influence of the nondipole part of the Earth's magnetic field on the location of virtual poles. *Geomagn. Aeron.*, 1968, vol. 8, no. 4, pp. 731–736. (In Russian)
25. Pudovkin I.M., Kolesova V.I., Valueva G.E. A view of the geomagnetic field on the Earth's surface and in the outer space by dipole models. *Geomagn. Aeron.*, 1968, vol. 8, no. 5, pp. 911–914. (In Russian)
26. Demina I.M., Farafonova Yu.G., Sas-Uhrynowski A., Welker E. Global anomalies of the main geomagnetic field and the dynamic model of their sources. *Geomagn. Aeron.*, 2006, vol. 46, no. 1, pp. 129–138. doi: 10.1134/S0016793206010142.
27. Alypova O.M. Paleomagnetism of lavas from the Klyuchevskaya group of volcanoes and from its basement. *Byull. Vulkanol. Sm., Akad. Nauk SSSR*, 1967, no. 43, pp. 27–43. (In Russian)
28. Tauxe L. *Paleomagnetic Principles and Practice*. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 1998. 312 p.
29. Tauxe L., Banerjee S.K., Butler R.F. van der Voo R. *Essentials of Paleomagnetism*, 5th Web Edition, 2018. Available at: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>.
30. Kazanskii A.Yu., Kungurtsev L.V., Bragin V.Yu., Shevko A.Ya. Changes in the magnetic minerals of eruptive rocks from active volcanic regions (based on the Kuril Islands). *Paleomagnetizm i magnetizm gornykh porod: teoriya, praktika, eksperiment: Materialy mezhdunar. shk.-seminara po problemam paleomagnetizma i magnetizma gornykh porod* [Paleomagnetism and Rock Magnetism: Theory, Practice, and Experiment: Proc. Int. Sch.-Semin. on Problems of Paleomagnetism and Rock Magnetism]. Kazan, Kazan. Fed. Univ., 2014, pp. 104–110. (In Russian)
31. Kovalenko D.V., Chernov E.E., Alekseyutin M.V. Petromagnetism of remagnetized folded sequences surrounding the Sea of Okhotsk. *Phys. Solid Earth*, 2005, vol. 41, no. 1, pp. 49–62.
32. Alypova O.M. Anomalous direction of the In vector in some Quaternary lavas of Kamchatka. In: *Magnetizm gornykh porod i paleomagnetizm, 1968 g.: Sb. referat. St.* [Rock Magnetism and Paleomagnetism, 1968: A Collection of Abstracts]. Moscow, Inst. Fiz. Zemli Akad. Nauk SSSR, 1969, pp. 140–141. (In Russian)
33. Zubov A.G. Preliminary results of paleomagnetic research of megaplagiophyre lavas from Plosky Sopki shield volcano (Klyuchevskaya group of volcanoes, Kamchatka). *Vulkanizm i svyazannye s nim protsessy: Materialy konf., posvyashch. Dnyu vulkanologa* [Volcanism and Related Processes: Proc. Conf. Dedicated to the Volcanologist Day]. Petropavlovsk-Kamchatsky, IViS DVO Ross. Akad. Nauk, 2008, pp. 90–99. (In Russian)

34. Piip B.I. *Klyuchevskaya sopka i ee izverzheniya v 1944–1945 gg. i v proshlom* [Klyuchevskaya Sopka and Its Eruptions in 1944–1945 and during the Past]. Moscow, Izd. Akad. Nauk SSSR, 1956. 304 p. Tr. Lab. Vulkanol., Akad. Nauk SSSR, no. 11. (In Russian)
35. Sirin A.N. *O sootnoshenii tsentral'nogo i areal'nogo vulkanizma* [On the Relation of Central and Areal Volcanism]. Moscow, Nauka, 1968. 196 p. (In Russian)
36. Zubov A.G. External signs of the magnetohydrodynamic effect in moving melts as a possible volcanomagnetic signal. *Vulkanizm i svyazannye s nim protsessy: Materialy XXV ezhгод. nauch. konf., posvyashch. Dnyu vulkanologa* [Volcanism and Related Processes: Proc. XXV Annu. Sci. Conf. Dedicated to the Volcanologist Day]. Petropavlovsk-Kamchatsky, IViS DVO Ross. Akad. Nauk, 2022, pp. 42–45. (In Russian)
37. Yavorskii B.M., Detlaf A.A. *Spravochnik po fizike dlya inzhenerov i studentov vuzov* [A Handbook of Physics for Engineers and University Students]. Moscow, Nauka, 1974. 944 p. (In Russian)
38. Lightning. In: Vvedenskii B.A. (Ed.) *Fizicheskii entsiklopedicheskii slovar'* [Encyclopedic Dictionary of Physics]. Vol. 3. Moscow, Sov. Entsikl., 1963, pp. 307–309. (In Russian)
39. Nagata T. *Magnetizm gornykh porod* [Rock Magnetism]. Moscow, Mir, 1965. 348 p. (In Russian)
40. Jackson M.J. Magnetization, isothermal remanent. In: Gubbins D., Herrero-Bervera E. (Eds.) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Dordrecht, Springer, 2007, pp. 589–594. doi: 10.1007/978-1-4020-4423-6\_192.
41. Ermakov V.I., Stozhkov Yu.I. The role of cosmic rays in the formation of lightning. *Preprint: Physics of Thunderclouds*. Moscow, FIAN, 2004, pp. 32–39. (In Russian)
42. Sholpo L.E., Shchekin M.N., Rusinov B.S., Luzyanina E.N. The method of coercive spectra. In: Sholpo L.E. (Ed.) *Ispol'zovanie magnetizma gornykh porod pri geologicheskoi s'emke* [Using Rock Magnetism for Geological Survey]. Leningrad, Nedra, 1986, pp. 99–123. (In Russian)
43. Tauxe L., Constable C., Johnson C.L., Koppers A.A.P., Miller W.R., Staudigel H. Paleomagnetism of the southwestern USA recorded by 0–5 Ma igneous rocks. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, vol. 4, no. 4, art. 8802, pp. 1–29. doi: 10.1029/2002GC000343.
44. Sagnotti L. Magnetic anisotropy. In: Gupta H.K. (Ed.) *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Dordrecht, Springer, 2011, pp. 717–729. doi: 10.1007/978-90-481-8702-7\_113.
45. Igoshin L.A. Magnetic anisotropy of rocks. In: Sholpo L.E. (Ed.) *Ispol'zovanie magnetizma gornykh porod pri geologicheskoi s'emke* [Using Rock Magnetism for Geological Survey]. Leningrad, Nedra, 1986, pp. 133–153. (In Russian)
46. Tarling D.H., Hrouda F. *The Magnetic Anisotropy of Rock*. London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras, Chapman & Hall, 1993. xi, 217 p.
47. *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Gubbins D., Herrero-Bervera E. (Eds.). Dordrecht, Springer, 2007. XXVI, 1054 p. doi: 10.1007/978-1-4020-4423-6.
48. Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 1982, vol. 5, pp. 37–82. doi: 10.1007/BF01450244.
49. Rochette P., Jackson M.J., Aubourg C. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 1992, vol. 30, no. 3, pp. 209–226. doi: 10.1029/92RG00733.
50. Latyshev A.V., Ul'yakhina P.S., Veselovskii R.V. Reconstruction of magma flow in Permo–Triassic intrusions of the Angara–Taseeva syncline (Siberian Platform) based on magnetic susceptibility anisotropy data. *Russ. Geol. Geophys.*, 2019, vol. 60, no. 4, pp. 400–413. doi: 10.15372/RGG2019029.
51. Jackson M.J., Tauxe L. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: Developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric. *Rev. Geophys.*, 1991, vol. 29, no. S1, pp. 371–376. doi: 10.1002/rog.1991.29.s1.371.
52. Biedermann A.R. Magnetic anisotropy in single crystals: A review. *Geosciences*, 2018, vol. 8, no. 8, art. 302, pp. 1–16. doi: 10.3390/geosciences8080302.
53. Biedermann A.R., Heidelberg F., Jackson M., Bilardello D., McEnroe S.A. Magnetic fabrics in the Bjerkreim Sokndal Layered Intrusion, Rogaland, southern Norway: Mineral sources and geological significance. *Tectonophysics*, 2016, vol. 688, pp. 101–118. doi: 10.1016/j.tecto.2016.09.019.
54. Biedermann A.R., Jackson M., Bilardello D., McEnroe S.A. Effect of magnetic anisotropy on the natural remanent magnetization in the MCU IVe' layer of the Bjerkreim Sokndal Layered Intrusion,

- Rogaland, Southern Norway. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017, vol. 122, no. 2, pp. 790–807. doi: 10.1002/2016JB013506.
55. Martín-Hernández F., Ferré E.C. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review. *J. Geophys. Res.*, 2007, vol. 112, no. B3, art. B03105, pp. 1–16. doi: 10.1029/2006JB004340.
56. Beck M.E. Jr., Lindsley N.C. Paleomagnetism of the Beaver Bay complex, Minnesota. *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, no. 8, pp. 2002–2013. doi: 10.1029/JB074i008p02002.
57. Hirt A.M. Magnetic remanence, anisotropy. In: Gubbins D., Herrero-Bervera E. (Eds.) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Dordrecht, Springer, 2007, pp. 535–540. doi: 10.1007/978-1-4020-4423-6\_182.
58. Potter D.K., Stephenson A. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophys. Res. Lett.*, 1988, vol. 15, no. 10, pp. 1097–1100. doi: 10.1029/GL015i010p01097.
59. Stephenson A. A gyroremanent magnetisation in anisotropic magnetic material. *Nature*, 1980, vol. 284, pp. 49–51. doi: 10.1038/284049a0.
60. Stephenson A. Gyromagnetic remanence and anisotropy in single-domain particles, rocks, and magnetic recording tape. *Philos. Mag. B*, 1981, vol. 44, no. 6, pp. 635–664. doi: 10.1080/01418638108223770.
61. Snowball I.F. The detection of single-domain greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) using rotational remanent magnetization (RRM) and the effective gyro field (*B<sub>g</sub>*): Mineral magnetic and palaeomagnetic applications. *Geophys. J. Int.*, 1997, vol. 130, no. 3, pp. 704–716. doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb01865.x.
62. Popov V.V., Zhuravlev A.V. The use of anisotropy of various magnetic parameters to determine the direction of material demolition in the study of turbidite flows. *Neftegazov. Geol. Teor. Prakt.*, 2012, vol. 7, no. 1, pp. 1–21. (In Russian)
63. Borradaile G.J., Henry B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 1997, vol. 42, nos. 1–2, pp. 49–93. doi: 10.1016/S0012-8252(96)00044-X.
64. Капиčka A. Magnetic susceptibility anisotropy of deformed rocks. *Stud. Geophys. Geod.*, 1984, vol. 28, no. 1, pp. 90–100. doi: 10.1007/BF01587113.
65. Clark D.A., Emerson D.W. Self-demagnetization. *Preview*, 1999, no. 79, pp. 22–25.
66. Kifer I.I. *Ispytaniya ferromagnitnykh materialov* [Ferromagnetic Materials Testing]. Moscow, Energiya, 1969, 360 p. (In Russian)
67. Chechernikov V.I. *Magnitnye izmereniya* [Magnetic Measurements]. Moscow, Izd. Mosk. Univ., 1969. 388 p. (In Russian)
68. Coey J.M.D. *Magnetism and Magnetic Materials*. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2010, 628 p. doi: 10.1017/CBO9780511845000.
69. Govorkov V.A. *Elektricheskie i magnitnye polya* [Electric and Magnetic Fields]. Moscow, Energiya, 1968. 488 p. (In Russian)
70. Clark D.A. Methods for determining remanent and total magnetisations of magnetic sources – a review. *Explor. Geophys.*, 2014, vol. 45, no. 4, pp. 271–304. doi: 10.1071/EG14013.
71. Khramov A.N., Petrova G.N., Komarov A.G., Kochegura V.V. *Metodika paleomagnitnykh issledovaniy* [Paleomagnetic Research Methods]. Leningrad, Gostoptekhizdat, 1961. 132 p. (In Russian)
72. Collinson D.W. *Methods in Rockmagnetism and Palaeomagnetism: Techniques and Instrumentation*. Dordrecht, Springer, 1983. XIV, 503 p. doi: 10.1007/978-94-015-3979-1.

**Для цитирования:** Zubov A.G. Современное состояние и проблемы построения магнитостратиграфической шкалы Камчатки эпохи Брунес. Часть 1. Теоретический аспект // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2022. – Т. 164, кн. 4. – С. 633–669. – doi: 10.26907/2542-064X.2022.4.633-669.

**For citation:** Zubov A.G. Current status and problems of magnetostratigraphic scale development for Kamchatka in the Brunhes epoch. Part 1. Theoretical aspect. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennyye Nauki*, 2022, vol. 164, no. 4, pp. 633–669. doi: 10.26907/2542-064X.2022.4.633-669. (In Russian)