

УДК 550. 384

ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ И ПАЛЕОНАПРАВЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД МЕЛОВОГО СУПЕРХРОНА И В ПАЛЕОЦЕНЕ ПО ПОРОДАМ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКИ

Щербакова В. В.¹, Бахмутов В. Г.², Щербаков В. П.¹, Жидков Г. В.¹, Шпира В. В.²,
Смирнова З. И.³, Сергиенко Е. С.³

¹ Геофизическая обсерватория «Борок», филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, valia@borok.yar.ru

² Институт геофизики НАН Украины, bakht@igph.kiev.ua,

³ Геологический факультет Санкт-Петербургского Государственного Университета

Реферат. Проведено комплексное исследование представительной коллекции горных пород Андийского интрузивного комплекса из западной части Антарктического полуострова (район УАС Академик Вернадский). Коллекция разнообразна по химическому составу пород: габброиды, породы среднего состава (диориты и кварцевые диориты), кислые разновидности пород (тоналиты, граниты, гранодиориты, гранит-порфиры и аплиты). Возраст пород от 58 до 106 млн. лет. Изучены магнитные и петромагнитные свойства образцов, проведена их температурная чистка, определены координаты палеомагнитных полюсов.

На значительной части коллекции выполнены эксперименты по определению палеонапряжённости $H_{др}$ методом Телье-Коз с выполнением процедуры “check-points”. Для шести точек получены достоверные определения $H_{др}$. Семь из восьми соответствующих значений виртуального дипольного момента (VDM) по величине в два и более раз ниже его современного значения. Среднее значение VDM по мелу = 5.7×10^{22} Ам², при высоком размахе вековых вариаций VDM от 1.1×10^{22} Ам² до 14×10^{22} Ам². При сопоставлении средних значений VDM по меловому суперхрону и в миоцене видно: они близки по величине, что говорит в пользу гипотезы об отсутствии корреляции между величиной VDM и частотой инверсий.

Ключевые слова: Антарктида, Меловой суперхрон, палеонапряжённость, палеонаправления, метод Телье.

Abstract. The complex palaeomagnetic research of a representative collection of Andean Intrusive Suite from the western part of Antarctic Peninsula (near Ukrainian Antarctic base Akademik Vernadsky) were carried out. The collection of samples is various on a chemical compound and includes gabbrous, diorites and quartz diorites, tonalities, granodiorites and granites. The age of igneous complex varies from 58 to 106 Ma, most of the rocks to date from Upper Cretaceous (Cretaceous magnetic polarity subchron). The magnetic and petromagnetic parameters of samples have been studied in two laboratories. The palaeomagnetic directions have been calculated after whole temperature demagnetization.

For palaeointensity determination the significant part of a collection using Thellier-Coe method with “check-points” procedure have been studied. For six points authentic definitions of palaeointensity are received. Seven from 8 VDM values are twice or more times below its present day value. Average value VDM in Cretaceous is = 5.7×10^{22} Ам², at high scope of secular variations VDM changes from 1.1×10^{22} Ам² to 14×10^{22} Ам². By comparison of average values VDM in Cretaceous subchron and Paleocene show the close values which confirm the hypothesis about absence of correlation between VDM values and inversions frequency.

Key words: Antarctica, Cretaceous superchron, paleointensity, paleodirections, Thellier-method

1. Введение

К настоящему времени на шкале геомагнитной полярности фанерозоя надёжно установлено существование двух суперхронов – Меловой прямой полярности (125–83.5 Ма) и

Каменноугольно-Пермского суперхрона (Киамы) обратной полярности (312–262 Ма). На их протяжении направление геомагнитного поля десятки миллионов лет фиксировалось в одном из двух возможных стационарных состояний. Поскольку на любом другом отрезке геологической истории наблюдается процесс более или менее частой смены полярности геомагнитного поля (инверсии), возникает естественное предположение, что установление суперхронов связано с какими-то фундаментальными изменениями в работе земного динамо. Эти процессы, через сложную причинно-следственную связь, должны отражаться в поведении основных характеристик геомагнитного поля – его величины, в амплитуде вековых вариаций, частоте инверсий и т.п. Для понимания происхождения суперхронов и их роли в планетарной геодинамической системе необходимо иметь достоверную картину поведения этих характеристик, и прежде всего – палеонапряжённости, как во время суперхронов, так и в процессе их становления и исчезновения.

Анализ мировой базы данных по палеонапряжённости (МБД) показывает, что определения $H_{др}$ и соответствующих им значений виртуального дипольного момента (VDM) распределены по регионам Земного шара крайне неравномерно. Большая часть из более чем трёх тысяч определений сделана для Северного полушария. В Южном полушарии аналогичные определения получены в основном для низких и средних широт. На долю Антарктического региона приходится менее 1% всех данных.

В настоящей работе представлены результаты комплексного исследования мезозойских и палеоценовых пород, отобранных в Западной Антарктике. Породы относятся к Андийскому интрузивному комплексу и сильно разнятся по своему химическому составу: разнообразные габброиды, породы среднего состава (диориты и кварцевые диориты), кислые разновидности пород (тоналиты, граниты, гранодиориты, гранит-порфиры и аплиты).

В свете вышесказанного исследование этой коллекции представляет исключительный интерес, поскольку по возрасту породы в основном относятся к меловому суперхрону, а по месту отбора – к районам с высокими палеонаклонениями. Целью наших исследований были определение палеомагнитных полюсов и определение палеонапряжённости для указанного временного интервала.

2. Геология и возраст пород

Если большая часть Восточной Антарктиды представляет собой древнюю платформу с докембрийским фундаментом, то Западная Антарктида является сложным комплексным сооружением, что, собственно, подразумевает другую геологическую историю. Западная Антарктида, которая геологически и физико-географически отделена от Восточной условной линией, проходящей по продолжению береговой черты моря Росса – моря Уэдделла вдоль Трансатлантических гор, представляет собой ансамбль террейнов (или микроплит), которые относительно недавно – в среднем и позднем мезозое – были спаяны друг с другом (рис. 1а). Из этих пяти микроплит четыре (Антарктический полуостров – AP, горы Элсуэрта-Уитмора – EWM, остров Терстон – TI, земля Мэри Берд – MBL) характеризуются отчетливо выраженной фанерозойской историей. Антарктический полуостров вместе с островом Терстон и землей Мэри Берд составляют часть Мезозойской тихоокеанской краевой зоны Гондваны.

Расположение блоков западно-антарктического сектора суперконтинента Гондвана перед её расколом до настоящего времени не совсем ясно. Большинство исследователей считают, что на протяжении мезозоя при распаде Гондваны происходили значительные перемещения блоков как относительно друг друга, так и относительно восточно-антарктического кратона. При этом во многих реконструкциях микроплиты в основном сохраняют свои современные позиции, а Антарктический полуостров примыкает к южной оконечности Южной Америки. Следует отметить, что Антарктический полуостров является наиболее крупным террейном Западной Антарктики, который, совместно с архипелагами

Щербакова В. В.: ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ И ПАЛЕОНАПРАВЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ...

Южно-Шетландских и Южно-Оркнейских островов и о-вом Южная Георгия, представляет собой продолжение Южно-Американских Кордильер, и именно ему отводится ключевая роль в процессе становления геологической структуры Западной Антарктики, начиная с момента распада суперконтинента Гондвана.

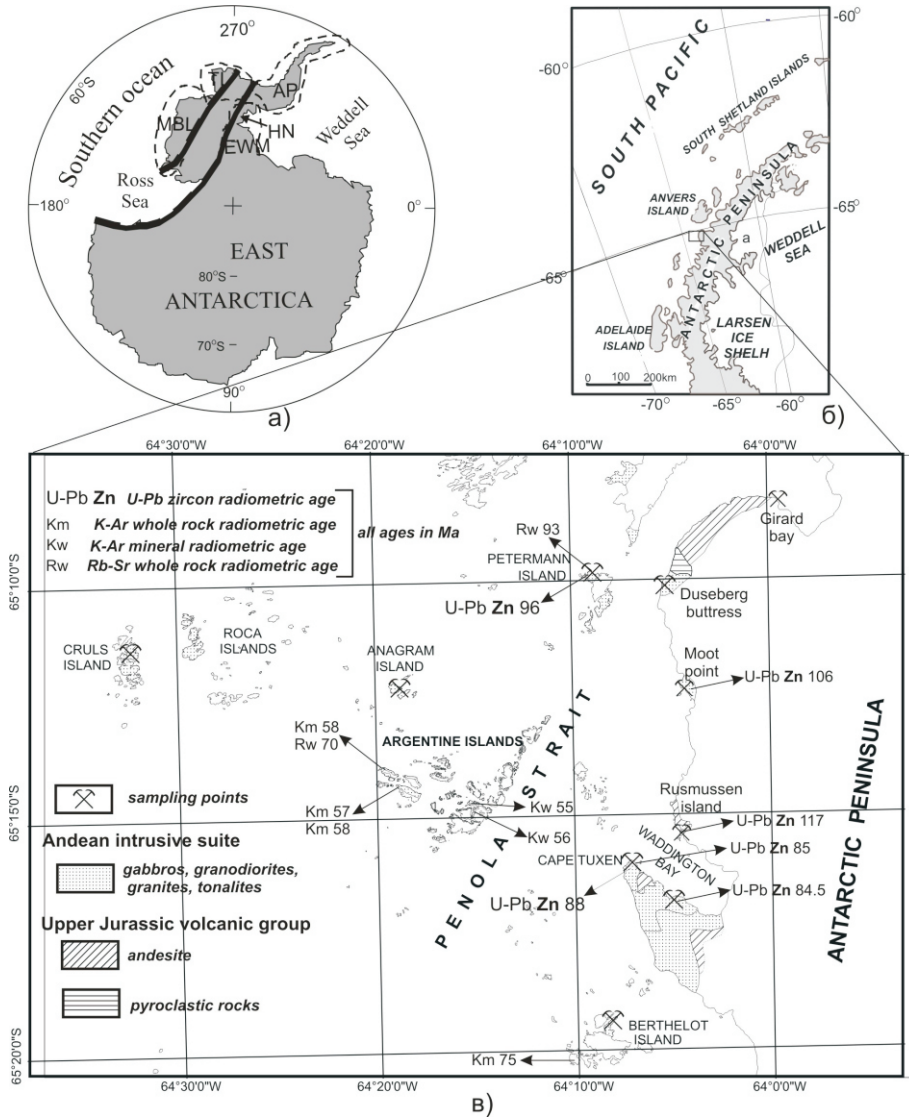


Рис. 1. а) Микроплиты Западной Антарктики: AP – Антарктический полуостров; EWM – горы Элсэрта-Уитмора; MBL – Земля Мэри Берд; TI – остров Терстон; HN – Хаг нунатак; граница западно-антарктической рифтовой зоны (WARS) выделена отдельно; б) Антарктический полуостров и местоположение района исследований; в) карта-схема района работ с обозначением точек отбора образцов и геохронологическими определениями возраста пород.

Район наших исследований (рис.1б, в) территориально расположен в западной части Антарктического полуострова и относится к западной части Берега Грея (Graham Coast), (рис. 1в). Горные породы здесь представлены преимущественно изверженными разностями мезозойского вулканогенного комплекса и мезо-раннекайнозойского интрузивного комплекса. В меньшей мере здесь представлены вулканиты кайнозойского комплекса, а также осадочные и метаморфические породы.

В связи с целью данной работы нас в первую очередь интересовали породы мезо-раннекайнозойского интрузивного комплекса, которые по площадному распространению занимают ведущее место среди других пород Антарктического полуострова. По структурно-минералогическим особенностям среди пород этого комплекса выделяются три главных разновидности. Наиболее распространены кварцевые диориты и близкие к ним породы диоритовой группы. Габброиды распространены ограниченно и, как правило, прорваны породами диоритового состава. Третья группа представлена гранитоидами, куда входят единичные небольшие тела гранодиоритов и разнообразные граниты. В распределении этих трёх главных петрографических разновидностей по возрастным группам, выделяемым по изотопным датировкам, намечаются определенные закономерности. Так, для интрузий юрской фазы характерны преимущественно гранитоиды; массивы наиболее широко развитой меловой фазы отличаются гетерогенностью состава габбро-гранитового диапазона; палеогеновые тела сложены породами габбро-диоритового состава. Общий диапазон значений изотопных возрастов мезозойско-раннекайнозойских интрузий составляет 120 млн. лет – от 170 до 50 млн. лет (максимум приходится на рубеж 115–85 млн. лет) (Грикуров, 1973).

В исследуемом районе (рис. 1в) породы мезозойско-раннекайнозойского интрузивного комплекса, известного также как Андийский интрузивный комплекс, представлены породами, чрезвычайно различающимися по своему химическому составу. Они повсеместно распространены в западной части района, а отдельные тела обнажаются вдоль побережья Антарктического полуострова. К базитовым разностям относятся разнообразные габброиды, слагающие как значительные по масштабам изолированные массивы, так и послонные тела среди тоналитов. Породы среднего состава представлены диоритами и кварцевыми диоритами. Кислые разновидности пород, относимые к Андийскому комплексу, представлены тоналитами, гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и аплитами (Гладкочуб и др., 2009).

Вопрос о возрасте пород Андийского комплекса до настоящего времени остаётся предметом дискуссий, поскольку в составе комплекса фигурируют разнообразные по своему составу образования от более ранних габброидов до наиболее молодых аплитов. Rb-Sr валовые и K-Ar минеральные (биотит) датировки, в соответствии с Геологической картой южной части Земли Грея масштаба 1:500 000 (Geological map..., 1979), отвечают интервалу 57–93 млн. лет. Более поздние данные по U-Pb датировкам интрузивных комплексов прилегающей к станции территории Антарктического полуострова дают возраст от 85 млн. (мыс Туксен) до 117 млн. лет (о. Расмуссен) (Grunow, 1993). Новые изотопно-геохронологические данные позволяют очертить возраст образований, относимых к Андийскому комплексу, временным интервалом 88–61 млн. лет (Гладкочуб и др., 2009). Данные по возрастным определениям исследованных пород сведены в табл. 1.

Данные по возрасту пород Андийского комплекса в районе ст. Академик Вернадский

№	Объект (район)	Породы, по которым выполнено датирование	Возраст (млн. лет)	Метод датирования (предполагаемый возраст)
1	Anagram island (о. Анаграм)	Габбро	58	К-Аг датировка по минералам (Geological map..., 1979)
2	Rasmussen island (о. Расмуссен)	Гранит	117±1	Датировка по циркону (Grunow, 1993)
3	Piterman island (о. Питерман)	Гранодиорит	96±1	Датировка по циркону (Д.П. Гладкочуб, персональное сообщение)
	Piterman island (о. Питерман)	Гранодиорит	93	Rb-Sr валовая датировка (Geological map..., 1979)
4	Duseberg battress (контрфорс Дусеберг)	Лейкогаббро		Предполагаемый возраст – такой же, как и габбро на мысе Tuxen
5	Girard Bay (залив Джерард)	Меланократовое габбро, пироксенит		Предполагаемый возраст – такой же, как и габбро на мысе Tuxen
6	Cape Tuxen (мыс Туксен)	Габбро	85±1	U-Pb датировка по циркону (Grunow, 1993)
	Cape Tuxen (мыс Туксен)	Гранодиорит	84.5±1	U-Pb датировка по циркону (Grunow, 1993)
	Cape Tuxen (мыс Туксен)	Габбро	88.1±1.1	Датировка по циркону (Гладкочуб и др., 2009)
7	Cape Moot (мыс Муут)	Диорит	106±1	U-Pb датировка по циркону (U-Pb dating of zircons) (Grunow, 1993)
8	Berthelot island (о. Берселот)	Габбро	75	К-Аг датировка (Geological map..., 1979)

3. Экспериментальные данные

Коллекция образцов в количестве более 400 штучков охватывает все разновидности пород Андийского интрузивного комплекса, которые были доступны в районе исследований. В первую очередь для решения поставленной задачи необходимо было выделить наиболее информативные для определения палеонапряжённости разности пород, имеющих возрастные определения. В результате описанных ниже лабораторных исследований к таковым были отнесены габброиды, выходы которых (и места отбора образцов) указаны на рис. 1в.

3.1. Магнитная минералогия

Определение минералов железа, с которыми связаны магнитные свойства породы, является необходимой составляющей любых палеомагнитных исследований.

Термомагнитный анализ (ТМА) пород и определение $H_{др}$ проводились в палеомагнитной лаборатории Геофизической обсерватории «Борок» филиала Института физики Земли РАН. Для оценки точек Кюри T_c и стабильности магнитных свойств пород к нагревам изучалось температурное поведение намагниченности насыщения I_s и остаточных намагниченностей – насыщения I_{rs} , природной NRM и лабораторной термоостаточной, созданной в лабораторном поле $H_{лаб}$ (TRM, метод Вилсона-Буракова). Термомагнитные кривые $I_{si}(T)$ записывались при нагревах до последовательно возрастающих температур $T_i - \{200, 300, 400, 500, 600, 700\}^\circ\text{C}$. Нагревы выполнялись во внешнем магнитном поле 450 мТл на магнитных весах конструкции Ю.К. Виноградова. В методе Вилсона-Буракова (Wilson, 1968; Бураков, 1973) оценивается подобие двух термокривых – NRM(T) и TRM(T). Сам факт их подобия служит существенным доводом в пользу того, что NRM является термоостаточной по своей природе. Кроме того, если выделяется температурный интервал (T_1^*, T_2^*) , $(T_1^* > T_2^*)$, где обе кривые совпадают, по нему делается экспресс-оценка величины поля: $H_{др}^* = \kappa^* \cdot H_{лаб}^*$. Близость значения $H_{др}$, полученного для этого образца по методу Телье, и $H_{др}^*$ повышает достоверность определений величины палеонапряжённости. Образцы, у которых подобие кривых отсутствовало, исключались нами из дальнейшего анализа.

При комнатной температуре T_0 снимались петли гистерезиса индуктивной намагниченности $I_i(H)$ и остаточной намагниченности насыщения $I_{rs}(H)$, создававшихся во внешнем магнитном поле $H=0.45$ Тл. По ним определялись магнитные параметры образцов – I_s , I_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} . Для оценки доменной структуры зёрен – носителей остаточной намагниченности – рассчитывались характеристические параметры I_{rs}/I_s , H_{cr}/H_c .

Судя по результатам ТМА, у всех образцов, вошедших в окончательную статистику для оценки $H_{др}$, прослеживаются сходные магнитные свойства. Температуры Кюри T_c лежат в интервале $(570 \pm 590)^\circ\text{C}$, то есть магнитный минерал в них представлен практически чистым магнетитом (в редких случаях с небольшой степенью однофазного окисления). Кривые $I_{si}(T)$ мало меняются при последовательных нагревах до температур 600°C , что говорит о высокой стабильности магнетитовых зёрен (рис. 2, а1-а6).

Вывод о том, что исследованные образцы содержат практически чистый магнетит, подтверждается и поведением температурных кривых NRM(T) (рис. 2, б1-б6) – температура спада NRM(T) до нулевого уровня не превышает 580°C , то есть T_c магнетита. В отдельных случаях температура такого спада несколько ниже, спускаясь до 560°C , но это естественным образом объясняется известной разницей между блокирующими температурами T_b и T_c , поскольку T_b всегда меньше либо равна T_c . Всё это говорит в пользу того, что интересующая нас NRM хранится в чисто магнетитовой (неокисленной) составляющей ферримангнитной фракции пород. Обращает на себя внимание хорошее подобие кривых NRM(T) и TRM*(T) (рис. 2, б1-б6), которое прослеживается в широком температурном интервале у всех без исключения образцов, использованных для оценки палеонапряжённости.

Оценки доменной структуры по параметрам петли гистерезиса I_{rs}/I_s , H_{cr}/H_c для магнетита существенно различаются для однодоменных ОД ($J_r/J_s \geq 0,5$ и $H_{cr}/H_c \geq 1$) и многодоменных МД ($J_r/J_s \geq 0,05$ и $H_{cr}/H_c \geq 4$) зёрен. Параметры, которые являются промежуточными между этими значениями, характеризуют псевдооднодоменные ПОД зерна. Измеренные величины параметров I_{rs}/I_s , H_{cr}/H_c для большей части образцов находятся в ПОД-МД области: $2 < H_{cr}/H_c < 9$, $0,02 < I_{rs}/I_s < 0,21$, что говорит о значительном размере магнетитовых зёрен. Этот вывод подтверждается и прямыми электронно-микроскопическими наблюдениями (рис. 3). Но существенно следующее. На снимке видно, что ферримангнитное зерно разбито на ламели гемойльменита и магнетитовую матрицу (элементный анализ, сделанный по точкам, отмеченным крестиками, полностью согласуется с этим заключением). Как известно, при таком разбиении в каждом зерне могут существовать как достаточно крупные магнетитовые области, так и мелкие субмикронные ячейки. Это означает, что в таком

случае носителями NRM являются преимущественно мелкие субмикронные зёрна, в то время как за гистерезисные свойства отвечают крупные области. Это обстоятельство, видимо, и обуславливает тот факт, что несмотря на видимую крупность ферромагнитных зёрен, свойства NRM определяются ПОД фракцией. Терромагнитный критерий также указывает на ПОД и даже ОД размер зёрен – носителей NRM (нет «хвостов» у rTRM).

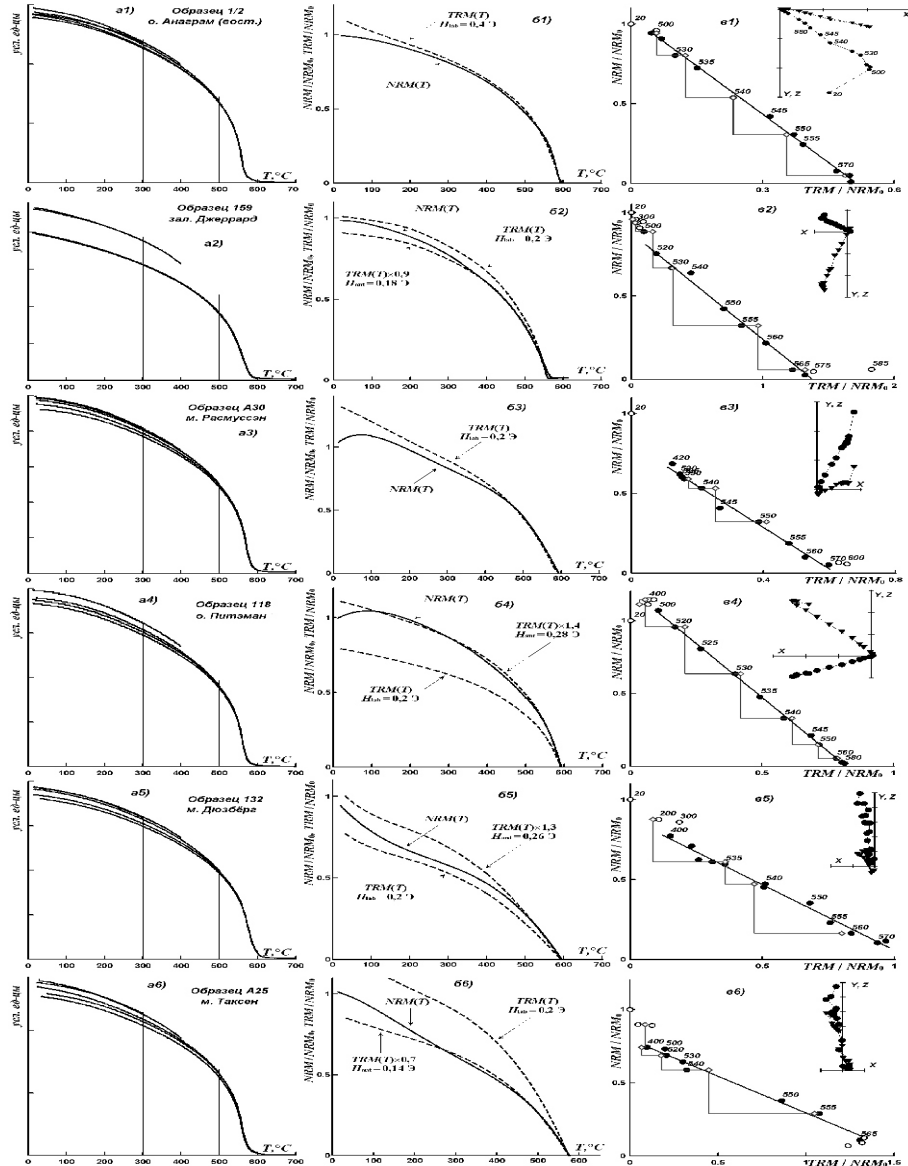


Рис. 2. Иллюстрация магнитных свойств пород и определения H_{dp} : (a1-a6) – Температурные кривые $I_{si}(T)$, (б1-б6) – NRM(T) и TRM(T) (метод Вилсона-Буракова), (в1-в6) – диаграммы Арай-Нагата, (г1-г6) – диаграммы Зийдервельда (в координатах образца).

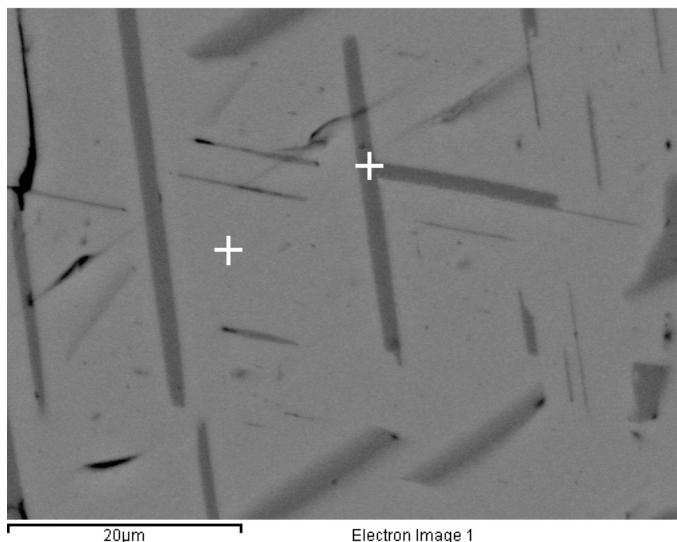


Рис. 3. Электронномикроскопический снимок типичного ферромагнитного зерна в образце 149 (м. Туксен).

Высказанные выше соображения говорят в пользу того, что выделяемая в экспериментах характеристическая компонента (ChRM) природной намагниченности является первичной и термоостаточной по своей природе.

3.2. Определение палеомагнитных направлений

С целью палеомагнитных определений из точек, отстоявших друг от друга на расстояние от нескольких метров до нескольких сотен метров, отбиралось от 3 до 25 ориентированных штуфов. Отбор штуфов выполнялся по стандартной методике, вручную, ориентировка – по горному компасу. Из каждого штуфа изготовлялось по 3-4 кубических образца с ребром 20 мм. Лабораторные палеомагнитные исследования и первичная обработка результатов выполнялась в палеомагнитной лаборатории Института геофизики НАН Украины. Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6, установленном в немагнитной комнате MMLFC. Детальная температурная чистка с контролем изменения магнитной восприимчивости в процессе нагревов выполнялась с интервалом 50°C до температуры 500°C и интервалом 10°C вплоть до температуры 610°C, т.е. до полного разрушения NRM образцов. В экспериментах использовалась немагнитная печь MMTD-80 с трёхслойным экраном пермаллоя, установленная в немагнитной комнате, величина нескомпенсированного поля не более 5 нТл. Обработка и анализ палеомагнитных данных проводились стандартными методами компонентного анализа с использованием пакетов прикладных программ PDA (Lewandowski et al., 1997) и Remasoft 3.0 (Chadima and Hroudá, 2006).

Результаты палеомагнитных определений сведены в таблице 2. Температурная чистка образцов серии габбро показала, что для разных объектов диаграммы Зийдервельда (Zijderveld, 1967) несколько отличаются. Для о. Анаграм, м. Туксен, о. Расмуссен, з. Джерерд диаграммы, как правило, характеризуются прямолинейностью и идут в начало координат (рис. 4 а,б,в). Характеристическая компонента (ChRM) надёжно выделяется в широком диапазоне температур, который у отдельных образцов начинается практически от комнатной

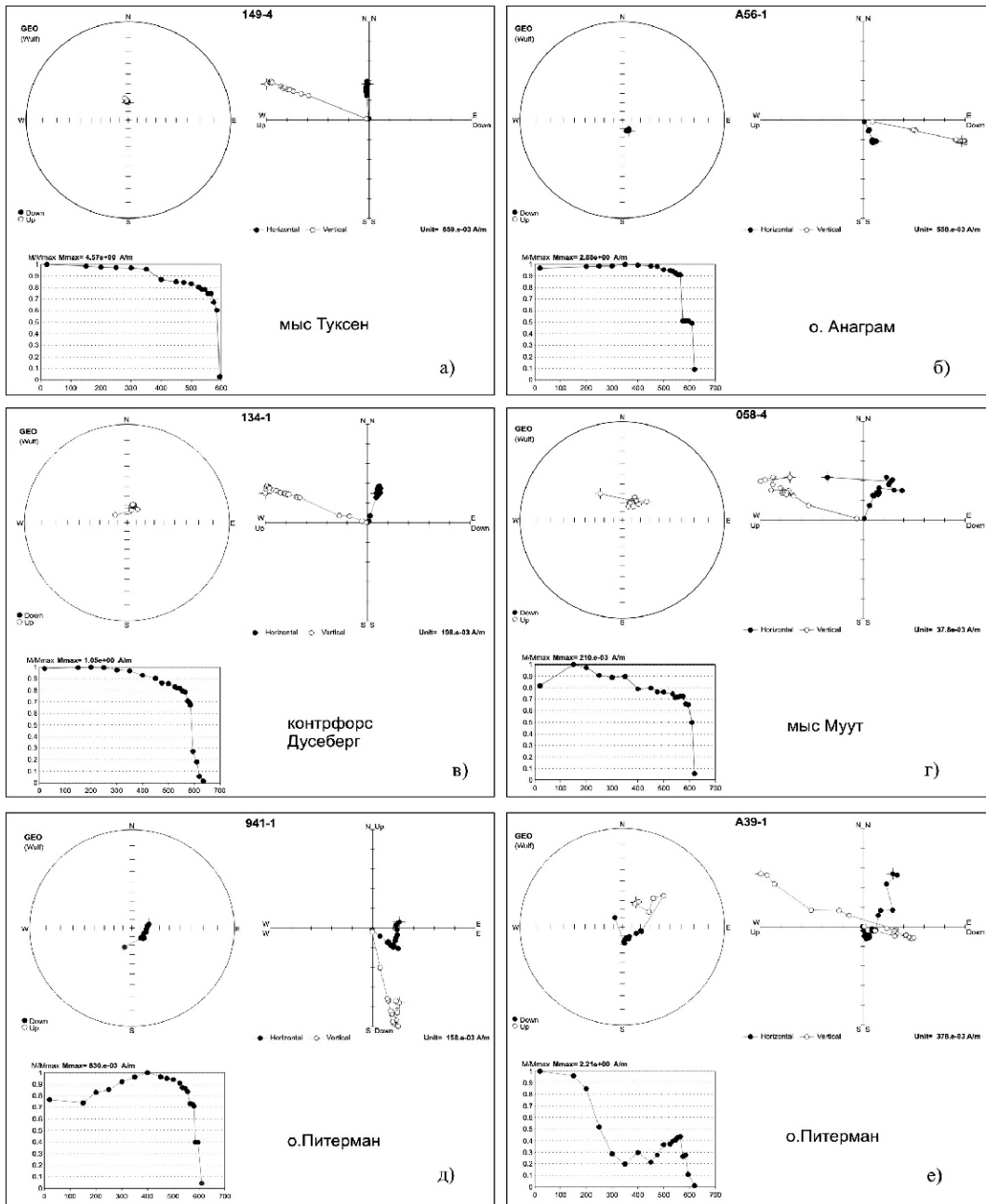


Рис. 4. Пример результатов ступенчатого терморазмагничивания типичных образцов горных пород: стереограммы, нормированные кривые $I_n = f(T)$, диаграммы Зийдервельда (географическая система координат); залитые и полые кружки – проекции на горизонтальную и вертикальную плоскость соответственно. Кресты указывают начальные положения векторов $I_n(T)$.

температуры. При этом выделяется как прямая (рис. 4 а,в), так и обратная полярность (рис. 4 б). У части образцов (м. Муут, о. Берселот и др., рис. 4 г) на диаграммах прослеживается малая по величине низкотемпературная компонента вязкого происхождения, которая легко разрушается нагревами до 100–150°C. В других образцах (о. Питерман) низкотемпературная компонента полностью разрушается при температурах около 350°C (рис. 4 д). У некоторых образцов гранодиоритов и микрогаббро из о. Питерман и о. Круз (см. табл. 2) выделяются две компоненты – прямой и обратной полярности, притом – последняя в интервале более высоких блокирующих температур (рис. 4 е).

Таблица 2

Палеомагнитные направления и полюса, рассчитанные по породам Андийского интрузивного комплекса, Западная Антарктика, район станции Академик Вернадский

№	Объект (район)	Образцы	Породы	N/n	T-range, C	D°	I°	K		VGP Lat.-S	VGP Long.-E	A95	PLAT-S	Component polarity
1	Anagram (64.3°W, 65.2°S)	A51-A57	Габбро среднезернистые	6/6	250-580	176	78	572	2.8	88	336	5.1	67	R
2	Rasmussen (64.07°W, 65.25°S)	A28-A37	Микрогаббро (диабаз)	10/10	250-580	337	-82	141	4.4	78	327	7.9	74	N
3	Piterman (64.13°W, 65.15°S)	107-120 A38-A45, 941,942	Габбро	24/23	150-350	13	-69	31	5.5	76	150	8.6	53	N
				24/24	350-580	148	76	164	2.3	76	18	4.1	64	R
		933-937	Гранодиориты	5/5	350-580	353	-78	23	16.3					N
		938-940	Тоналиты	3/3	150-350	140	-85		61.9					N
				3/3	300-580	176	77	480	5.6					
4	Duseberg battrass (64.1°W, 65.16°S)	131-137	Лейкогаббро	7/6	450-580	30	-67	346	3.6	68	174	5.4	50	N
5	Girard Bay (64.0°W, 65.13°S)	158-165	Меланократовое габбро, пироксенит	8/8	400-580	52	-65	314	3.1	57	198	4.5	47	N
6	Tuxen (64.11°W, 65.27°S)	140-153 A23-A27	Габбро	18/17	200-450-580	358	-79	40	5.7	87	308	10.5	69	N
7	Moot (64.07°W, 65.2°S)	53-60	Габбро, лейкогаббро	8/8	450-580	10	-66	153	4.5	72	138	6.7	48	N
8	Berthelot (64.13°W, 65.33°S)	16-20 A58-A64	Габбро	19/18	450-580	5	-77	193	3.1	88	205	5.6	65	N
9	Cruls (64.53°W, 65.18°S)	A46-A50	Микрогаббро (диабаз) дайка	5/5	150-350	341	-73	17	19.2					N
				5/5	450-580	24	59	6	33.9					R

Примечание: N/n - число ориентированных штучков/образцов, по которым выделена характеристическая компонента; T-range – интервалы температур (преимущественно), по которым выделена компонента намагниченности; D° и I° – склонение и наклонение средних направлений компонент J_n; K – кучность векторов; ≥ °₉₅ – радиус круга доверия при 95%-й вероятности для среднего направления; VGPLat.°S, VGPLong.°E, A95 – широта и долгота (радиус круга доверия) для среднего полюса; Component polarity – полярность.

В целом по результатам палеомагнитных определений можно сделать следующие выводы. Образцы в основном полностью размагничиваются нагревами до температуры 580°C, некоторые – до температуры 610°C. Без учета вязкой компоненты (100÷150°C,) четко выделяется однокомпонентная намагниченность как прямой, так и обратной (о. Питерман, о. Анаграм) полярности. На некоторых образцах выделяются низкотемпературная компонента (100÷350°C) (о. Круз, о. Питерман) прямой полярности и высокотемпературная компонента (350÷350°C) обратной полярности. На рис. 5, в соответствии с табл. 2, представлены палеомагнитные направления по образцам из каждого объекта. На рис. 6 представлены средние направления с погрешностью определения отдельно для островов Анаграмм и Питерман, где выделена как прямая, так и обратная полярность (рис. 6а), так и для других объектов, характеризующихся исключительно прямой полярностью (рис. 6б). Если их сравнить с результатами ранее проведенных в этом районе палеомагнитных определений, то направление прямой полярности в трех точках – мыс Муут, мыс Туксен и мыс Рассмуссен – хорошо согласуется с (Grunow, 1993). Но в этой работе обратная полярность на объектах нашего района выделена не была. Прямая и обратная полярности соответственно для низко- и высокотемпературной компонент по образцам из даек и из вмещающих пород, отобранных как из Андийской интрузивной серии, так и секущих ее разновозрастных даек, выделены в работе (Бахмутов, 2002). Определение направлений в двух точках (м. Туксен, м. Рассмуссен), в соответствии с (Водовозов и др., 2006), также указывают на прямую полярность, хотя палеомагнитные направления несколько отличаются. Ниже интерпретацию мы проводим в соответствии с новыми данными, поскольку они более репрезентативны, статистически обоснованы и имеют возрастные привязки.

3.3. Определение палеонапряжённости

Описание эксперимента. Для определения палеонапряжённости из общей массы образцов была подобрана коллекция из 25 объектов, всего 186 штуфов. Разные геологические объекты представлены в ней разным количеством штуфов (от пяти до 31). Выполнено комплексное исследование всех образцов. Далее излагаются результаты, связанные с шестью точками отбора, по которым получены достоверные значения $H_{др}$. Штуфы распиливались на сантиметровые кубики (их получалось 6–8 штук), и с ними велась последующая работа. Основным методом определения палеонапряжённости был метод Телье-Коэ (Thellier and Thellier, 1959) с выполнением процедуры проверочных нагревов (“check-points”). Для улучшения статистики эксперименты, как правило, проводили на нескольких кубиках-дублях из одного штуфа, при анализе результаты по ним рассматривались как независимые. В дополнение к процедуре Телье для экспресс-оценки величины $H_{др}$ использовался также метод Вилсона-Буракова, описанный выше.

За краткостью изложения мы опускаем подробное описание всех деталей экспериментов, критериев оценки достоверности данных при их селекции, параметров расчёта качества данных G, Q и F (Таблица 3), – всё это детально описано в (Щербакова и др., 2007, 2008; Sherbakova et al., 2009).

Результаты. Удовлетворительные по качеству и статистике определения $H_{др}$ получены на породах шести объектов: о. Анаграмм, залив Джерард, о. Рассмуссен, о. Питерман, контрфорс Дусеберг, мыс Туксен. На рисунке 2 показаны примеры диаграмм Араи-Нагата (в1-в6) и Зийдервельда (в координатах образца, г1-г6) для образцов из перечисленных выше районов. На диаграммах Зийдервельда залитые и полые кружки демонстрируют проекции вектора NRM на плоскости (X, Z) и (X, Y) соответственно. На диаграммах Араи-Нагата залитые и полые кружки представляют положение репрезентативных точек и “*pTRM-check*” соответственно. Fit-линия отмечает интервал, по которому оценивалась величина $H_{др}$. Видно, что при нагревах по крайней мере до 600°C в образцах не происходит заметных химических изменений – положение “*pTRM-check*” очень близко к точкам первичных *pTRM*.

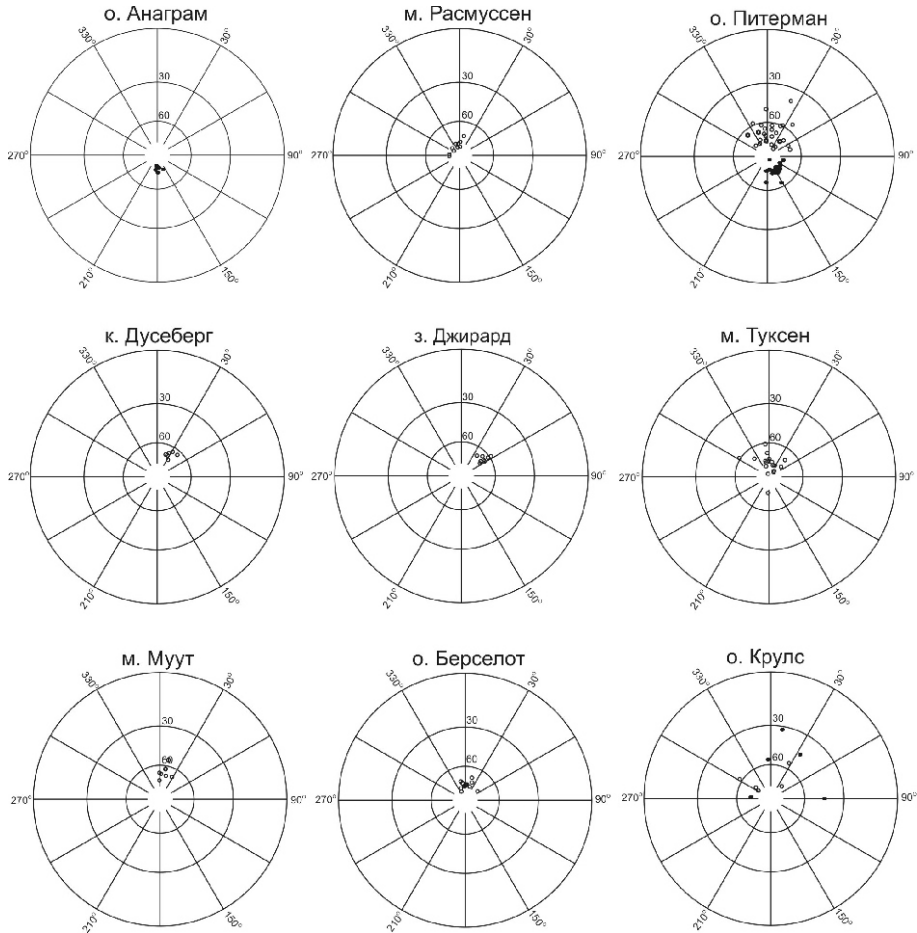


Рис.5. Распределение направлений характеристических компонент ChRM намагниченности для штуфов (в соответствии с табл. 2); залитые (полюе) кружки – проекции на нижнюю (верхнюю) полусферу. Стереографическая проекция, географическая система координат.

Полная сводка определений $H_{др}$, которые использовались для вычисления средних по объекту значений $H_{др}$ и последующего расчета VDM, представлена в табл. 3. В ней (T_1, T_2) означают температурный интервал диаграммы Араи-Нагата, по которому проводилась аппроксимация для оценки $H_{др}$, N – число репрезентативных точек в этом интервале. Параметры G , Q и F рассчитаны согласно Коэ (Coe et al., 1978) и характеризуют качество полученных результатов. Фактор $Q = \geq FG / \geq$ отражает интегральную оценку качества данного результата – заслуживающими доверия признаются те определения $H_{др}$, для которых $Q \geq 5$. Поскольку этому критерию удовлетворяют почти все образцы из табл. 3, полученные данные имеют достаточно высокую степень надёжности. Здесь же для сравнения приведены значения $H_{др}^*$, полученные на дублях образцов по методу Вилсона-Буракова. Видно, что, как правило, значения $H_{др}$, определённые двумя разными методами – Телье-Коэ и Вилсона-Буракова, близки друг другу.



Рис. 6. Распределение средних направлений характеристических компонент ChRM намагниченности для разных объектов (см. Табл. 2): а) низко- и высокотемпературные компоненты для пород из о-вов Анаграмм и Питерман; б) другие объекты. Обозначения на рис. 5, пунктирные круги, построены в соответствии с σ_{95} радиусом круга доверия при 95%-й вероятности для среднего направления.

Таблица 3

Сводка полученных результатов определения палеонапряжённости.
Пояснения – в тексте.

Образец	(T_1, T_2), С	$N_2(Pt)$	Gap	Q	F	K ($Thel$)	(K)	H_{tel} , мкТл	(H), мкТл	$H_{др}^*$, мкТл
о. Анаграм (вост.)										
1 1(1t)	300-570	13	0.88	41	0.84	2.0	0.04	39.8	1.4	44.8
1 1(1a)	400-575	11	0.70	6	0.91	1.8	0.20	36.6	7.2	
1 2(1t)	500-580	11	0.86	37	0.91	2.0	0.04	40.4	1.8	39.2
1 2(1a)	400-575	11	0.85	15	0.97	2.1	0.11	41.3	4.5	
1 3(1t)	20-600	14	0.89	27	0.98	2.2	0.07	43.5	3.0	47.6
1 3(1a)	300-575	12	0.82	18	0.90	1.7	0.07	33.5	2.3	
1 4(1t)	520-560	8	0.79	7	0.78	2.3	0.20	46.5	9.1	50.0
1-4(1a)	300-575	12	0.83	22	0.90	1.6	0.06	32.1	1.8	
1 4(2a)	520-565	8	0.72	16	0.91	1.5	0.06	30.1	1.9	
1 5(1t)	500-600	13	0.90	40	0.96	2.3	0.05	46.3	2.3	48.4
1 5(1a)	300-585	13	0.84	14	0.91	2.0	0.11	39.8	4.4	
A51(1t)	400-555	6	0.47	13	0.97	1.9	0.07	37.7	2.5	40.0
A51(2t)	530-580	9	0.68	10	0.80	2.1	0.11	41.1	4.5	
A51(1a)	500-595	9	0.83	9	0.97	2.1	0.18	42.5	7.7	
A52(1t)	500-580	11	0.79	23	0.97	1.8	0.06	35.9	2.1	27.8
A52(2a)	520-575	9	0.83	27	0.99	1.3	0.04	25.6	1.0	
A56(1a)	400-610	10	0.77	9	0.94	1.4	0.11	28.1	3.1	30.0
A57(1t)	400-580	13	0.91	25	0.93	1.6	0.06	32.6	1.8	35.4

о. Анаграм (центр)										
2 1(1t)	500-570	11	0.86	47	0.99	1.4	0.03	27.7	0.7	32.8
2 1(2a)	520-575	9	0.81	25	0.91	1.1	0.03	22.8	0.8	
2 2(1t)	500-540	5	0.59	6	0.72	1.1	0.08	22.9	1.9	20.8
2 2(1a)	500-560	8	0.83	14	0.72	0.8	0.03	15.4	0.5	
2 3(1t)	520-580	11	0.88	24	0.69	0.9	0.02	18.7	0.4	20.2
2 4(1t)	500-580	12	0.89	31	1.18	1.3	0.04	25.6	1.1	29.0
2 4(1a)	530-560	6	0.76	9	0.81	1.1	0.08	21.4	1.6	
2 5(1t)	500-570	11	0.80	19	0.58	2.1	0.05	42.5	2.2	30.4
2 5(2t)	400-580	13	0.88	23	1.09	1.8	0.07	35.2	2.6	
2 5(1a)	400-590	12	0.82	17	1.02	1.5	0.07	29.6	2.1	
о. Анаграм (зап.)										
3 2(1t)	500-580	11	0.87	23	1.16	1.3	0.06	25.3	1.4	
3 2(2t)	500-580	11	0.83	62	1.38	1.4	0.03	27.2	0.7	
3 2(1a)	520-570	9	0.84	21	0.98	1.1	0.04	21.7	0.9	
3 3(1t)	500-570	11	0.86	37	0.98	1.2	0.03	24.9	0.7	28.2
3 3(1a)	530-575	8	0.81	14	0.97	1.2	0.06	23.1	1.5	
3 4(1t)	300-580	15	0.88	48	0.96	1.6	0.03	31.0	0.8	37.0
3 4(1a)	520-570	9	0.81	50	0.89	1.5	0.02	30.0	0.7	
3 5(1t)	500-570	11	0.81	20	0.99	2.0	0.08	40.7	3.3	40.2
3 5(1a)	530-570	8	0.80	12	0.85	1.5	0.09	30.8	2.8	
3 6(1t)	420-600	11	0.82	20	1.02	1.4	0.06	27.1	1.5	
3 6(2t)	300-560	13	0.87	98	1.00	2.0	0.02	40.0	0.7	
3 6(2a)	530-575	8	0.83	9	0.88	1.5	0.11	29.2	3.3	
о. Расмуссен										
021(1t)	500-575	11	0.77	6	0.52	0.9	0.06	17.8	1.1	20.0
022(1t)	300-570	12	0.84	5	0.68	1.1	0.13	22.9	3.0	
023(1t)	485-575	7	0.78	9	0.48	1.2	0.05	24.2	1.3	
023(1a)	300-565	10	0.76	3	0.61	1.5	0.22	29.8	6.5	
023(2a)	300-595	12	0.85	8	0.68	1.1	0.08	21.4	1.8	
A30(1t)	500-570	11	0.85	14	0.59	1.3	0.05	25.9	1.2	20.0
A35(1t)	420-555	10	0.85	3	0.35	1.0	0.10	20.1	2.0	
о. Питерман										
107(1a)	300-570	10	0.80	16	1.06	1.2	0.06	23.4	1.5	22.6
107(1t)	530-600	10	0.87	28	0.87	1.4	0.04	27.5	1.0	
108(1t)	520-600	11	0.89	51	1.08	1.4	0.03	27.4	0.7	27.2
109(1a)	400-600	12	0.85	19	0.75	1.2	0.04	23.2	0.9	26.0
109(1t)	450-560	6	0.63	24	0.91	1.2	0.03	24.2	0.7	
109(2a)	480-595	10	0.74	15	0.85	1.0	0.04	19.8	0.8	
110(1t)	400-640	15	0.91	43	1.20	1.7	0.04	33.5	1.4	21.8
111(1a)	500-560	6	0.69	13	0.96	1.0	0.05	20.7	1.1	32.2
112(1a)	200-580	7	0.59	4	1.11	1.3	0.20	26.8	5.3	
112(2a)	510-575	9	0.80	13	0.94	1.4	0.08	27.1	2.1	

Щербакова В. В.: ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ И ПАЛЕОНАПРАВЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ...

<i>113(1a)</i>	450-580	4	0.55	3	1.03	1.3	0.23	26.1	5.9	
<i>113(2a)</i>	530-565	5	0.68	8	0.84	1.3	0.09	25.4	2.2	
<i>114(1a)</i>	500-560	6	0.71	14	0.77	1.3	0.05	26.1	1.3	29.2
<i>116(1a)</i>	300-550	7	0.70	16	0.96	1.1	0.05	21.1	0.9	32.0
<i>118(1t)</i>	400-580	12	0.89	91	1.12	1.5	0.02	29.8	0.5	27.6
<i>119(1t)</i>	400-555	10	0.87	22	0.84	1.2	0.04	24.9	1.0	31.2
<i>120(1a)</i>	300-580	11	0.76	17	1.09	1.0	0.05	20.1	1.0	
<i>120(1t)</i>	400-570	12	0.85	9	1.13	1.6	0.18	32.9	5.9	
<i>942(1a)</i>	500-575	10	0.83	5	0.77	1.0	0.13	19.0	2.4	
<i>A39(2t)</i>	530-580	9	0.84	29	1.46	0.9	0.04	18.3	0.7	
<i>A41(1t)</i>	300-580	13	0.85	41	1.23	1.2	0.03	23.2	0.7	
<i>A41(2a)</i>	530-600	10	0.79	14	1.01	0.9	0.05	18.7	1.0	
<i>A42(1a)</i>	200-600	14	0.85	35	0.91	1.1	0.02	21.5	0.5	
<i>A42(1t)</i>	400-600	15	0.91	39	1.01	1.9	0.05	38.1	1.7	31.6
<i>A42(2a)</i>	400-565	10	0.72	5	0.87	1.5	0.19	29.3	5.5	
<i>A42(2t)</i>	500-600	13	0.89	23	0.88	1.7	0.06	33.0	1.9	
<i>A43(1t)</i>	400-600	15	0.89	53	1.19	1.2	0.03	24.6	0.6	20.8
к. Дусеберг										
<i>132(1t)</i>	200-570	14	0.87	11	0.77	0.9	0.06	18.2	1.0	23.8
<i>133(1t)</i>	440-600	9	0.71	18	0.85	1.0	0.03	20.5	0.7	26.2
<i>133(2t)</i>	500-570	10	0.88	13	0.93	1.3	0.08	26.0	2.1	
<i>134(1t)</i>	420-580	12	0.88	15	0.97	2.0	0.11	39.9	4.5	35.4
<i>136(1t)</i>	420-570	12	0.85	16	0.68	1.0	0.04	19.2	0.7	31.2
м. Туксен										
<i>140(1t)</i>	20-450	5	0.57	4	0.97	0.7	0.09	13.6	1.2	7.0
<i>141(1t)</i>	400-555	8	0.85	7	0.62	0.5	0.04	10.6	0.4	14.1
<i>148(1a)</i>	100-580	7	0.77	6	0.90	0.9	0.10	17.5	1.8	14.8
<i>148(2a)</i>	300-565	9	0.70	6	0.92	0.8	0.09	15.5	1.4	
<i>149(1t)</i>	450-590	9	0.82	22	0.78	1.2	0.03	24.1	0.8	
<i>150(1a)</i>	300-580	6	0.46	6	0.87	1.0	0.06	19.2	1.2	
<i>150(2a)</i>	400-565	8	0.71	10	0.87	0.8	0.05	16.0	0.8	19.6
<i>151(1t)</i>	200-600	15	0.91	3	0.14	1.1	0.05	22.0	1.1	19.6
<i>151(1a)</i>	200-570	13	0.88	6	0.66	0.9	0.08	18.0	1.5	
<i>151(2a)</i>	200-560	11	0.83	5	0.72	1.1	0.12	21.6	2.6	
<i>152(1a)</i>	300-565	9	0.79	6	0.64	0.5	0.04	9.1	0.3	15.0
<i>A24(1a)</i>	300-580	12	0.86	4	0.61	0.7	0.09	13.6	1.2	9.0
<i>A25(1a)</i>	400-600	11	0.78	11	0.65	0.5	0.02	10.7	0.3	13.8
<i>A26(1a)</i>	300-570	10	0.84	7	0.72	0.6	0.05	11.5	0.5	15.8
<i>A27(1a)</i>	400-555	11	0.87	12	0.73	0.4	0.02	7.3	0.1	10.6
зал. Джерард										
<i>158(1t)</i>	520-555	8	0.85	6	0.48	1.1	0.07	22.8	1.7	
<i>158(1a)</i>	300-580	6	0.53	7	1.02	1.2	0.10	24.4	2.5	19.6
<i>158(2a)</i>	500-575	10	0.80	8	0.89	1.0	0.09	20.5	1.9	
<i>159(1t)</i>	460-570	9	0.70	8	0.91	1.2	0.10	24.5	2.4	
<i>159(2t)</i>	300-560	7	0.68	37	0.98	0.8	0.02	16.9	0.3	
<i>159(1a)</i>	400-565	9	0.84	20	0.85	0.7	0.03	14.2	0.4	

Щербакова В. В.: ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ И ПАЛЕОНАПРАВЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ...

Далее по результатам процедуры Телье рассчитывались средние значения $H_{др}$ для каждой точки отбора. После чего, используя средние величины $H_{др}$ и полученные для этих точек палеонаклонения, рассчитывались значения VDM. Соответствующие данные представлены в Таблице 4.

Таблица 4

Средние значения $H_{др}$, палеонаклонения $I_{др}$, VDM и их стандартные отклонения. n , n_T и n_B – число штудфов и число кубиков, использованных в экспериментах по методам Телье и Вилсона-Буракова соответственно.

№	Точки отбора	Возраст, млн. лет	Метод Вилсона		Метод Телье-Коэ		$I_{др}^{\circ}$	VDM $\times 10^{22}$ Ам ²
			n_B	$H_{др}^*$, мкТл	n/n_T	$H_{др}$, мкТл		
1	о. Анаграм, восток	58	12	39±2.2	11/16	38.3±1.4	+78	5.3±0.2
	о. Анаграм, центр		5	26.6±2.6	5/10	26.2±0.35		
	о. Анаграм, запад		3	35.5±3.7	5/12	29.2±1.7		
2	о. Расмуссен	117±1	2	20	5/7	23.1±1.5	-82	3.1±0.2
3	о. Питерман	95±1	14	26.8±1.1	25/27	25.4±1	+76	3.6±0.1
4	к. Дусеберг	88.1±1	4	29.15±2.6	4/5	24.7±4	-67	3.9±0.6
5	з. Джерард	88.1±1	7	19.9±1.7	8/14	19.4±1.2	-65	3.1±0.2
6	м. Туксен	88.1±1	8	14.2±1.6	12/16	15.7±1.3	-79	2.1±0.2

Отдельно следует обсудить результаты по двум объектам – о. Анаграм и о. Питерман, на которых получено, в отличие от других точек, положительное палеонаклонение, что указывает на обратную полярность поля в период формирования этих пород. Возраст пород Анаграма (58 млн. лет) относится к палеоцену. Согласно (Cande and Kent, 1995), моложе 73 Ма наблюдается частая смена полярности поля, конкретно: выше 60 Ма имеются несколько коротких зон обратной полярности, к одной из которых (60.92–57.91 Ма) как раз можно отнести наш объект. Сложнее обстоит дело с интерпретацией палеомагнитных направлений (ChRM) по о. Питерман, т.к. по возрасту (93–96 Ма) он относится к меловому суперхрону прямой полярности. Тем не менее четко выделяется высокотемпературная компонента обратной полярности. Мы пока не можем объяснить, с чем это связано, – можно выдвинуть несколько предположений. Предварительные результаты петролого-геохимических исследований показывают, что образцы из этих двух объектов отличаются от остальных. Отметим, что из всех шести точек именно по этим двум объектам полученные определения палеонапряжённости наилучшим образом обеспечены статистически. По ним очень высок процент штудфов из всех изученных, по которым получены достоверные значения $H_{др}$. По всем параметрам качества эти результаты представляются достаточно надёжными и проходят критерии отбора для расчёта VDM.

Отметим, что по величине 7 из 8 наших определений (см. табл. 4) меньше современного VDM ($\approx 8 \times 10^{22}$ Ам²) в два и более раз.

4. Дискуссия

На рис. 7 показаны значения VDM для мела, отобранные из мировой базы данных МБД <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html> согласно трём критериям отбора: а) учитываются только определения $H_{др}$, полученные по методу Телье; б) число образцов для расчёта VDM должно быть не менее трёх; в) относительная ошибка определения VDM не должна превышать 15% (критерий внутренней сходимости).

На гистограмме (рис. 7) хорошо выделяется пик значений VDM в области $(3-5) \times 10^{22}$ Ам², среднее значение VDM по мелу $\approx 5.7 \times 10^{22}$ Ам². В этой связи не лишено интереса проследить

эволюцию взглядов на величину поля в мелу, и в особенности в суперхроне. Около 20 лет тому назад, когда данных по $H_{др}$ было намного меньше, среднее VDM было $\approx 4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, что привело к гипотезе доминирования низкого поля в мелу. С течением времени данные накапливались, появился целый ряд высоких VDM, и сейчас среднее VDM, по имеющимся данным, заметно выросло и несколько приблизилось к его современному значению.

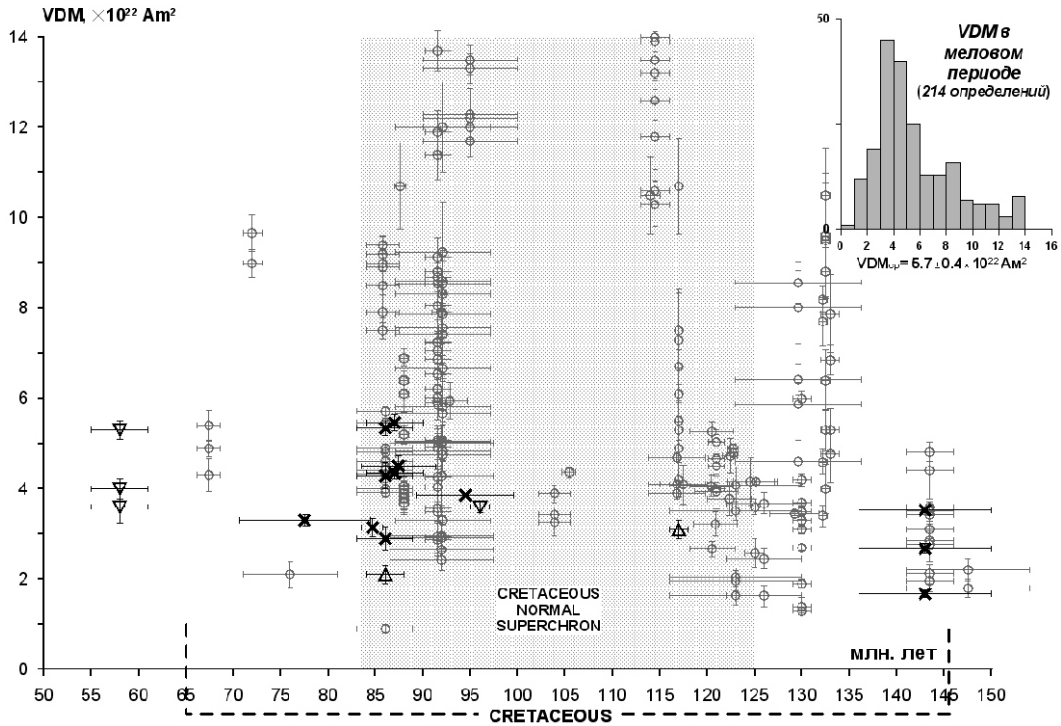


Рис. 7. Величины VDM в меловом периоде. Вверху справа – гистограмма всех значений VDM, показанных на основном графике. Вертикальными и горизонтальными отрезками отложены ошибки определения VDM и возраста породы. Крестиками отмечены определения авторов, полученные ранее (Щербакова и др., 2007, 2008, Shcherbakova et. al., 2009), и треугольниками – в данной работе. Направление вершины треугольника вверх/вниз указывает соответственно на положительную/отрицательную полярность поля.

Неким антиподом рассматриваемому периоду является миоцен – период, в котором прослеживается максимальная частота инверсий в палеогене (Cande and Kent, 1995), а среднее значение $VDM=5.06 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (Щербакова и др., 2010, в печати). Таким образом, в меловом суперхроне и миоцене средние величины VDM оказываются весьма близкими. Это обстоятельство говорит в пользу гипотезы об отсутствии корреляции между величиной VDM и частотой инверсий.

5. Заключение

1. Получены новые палеомагнитные определения по породам Андийского интрузивного комплекса, широко распространённого в Западной Антарктике. Результаты имеют надёжные возрастные привязки, что позволяет использовать их как для палеотектонических реконструкций, так и для определения напряжённости древнего геомагнитного поля.

2. Значения палеополюсов, полученные в данной работе, хорошо согласуются с уже имеющимися определениями палеополюсов, полученными ранее для Западной Антарктики. Наряду с прямой полярностью, по возрасту соответствующей меловому суперхрону, на некоторых объектах выделена обратная полярность, для однозначной интерпретации которой необходимы дополнительные исследования.

3. Полученные новые значения $H_{др}$ и VDM в мелу и палеоцене хорошо вписываются в существующий блок данных.

4. Средняя величина интенсивности геомагнитного диполя в мелу равна 5.7×10^{22} Ам² при высоком размахе вековых вариаций VDM от 1.1×10^{22} Ам² до 14×10^{22} Ам². При сопоставлении средних значений VDM по меловому суперхрону и в миоцене видно, что они близки по величине, что говорит в пользу гипотезы об отсутствии корреляции между величиной VDM и частотой инверсий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00878. Авторы выражают благодарность руководству НАНЦ МОН Украины, зимовщикам УАС Академик Вернадский за всестороннюю поддержку и помощь при проведении полевых работ.

Список литературы

Бахмутов В.Г. Геологические и палеомагнитные исследования в Западной Антарктике (район Аргентинских островов) и их значение для палеотектонических реконструкций Антарктического полуострова // Бюлл. УАЦ. 2002. Вып. 4. С. 11–24.

Бураков К.С. Метод определения напряжённости геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания I_n и $I_{n'}$ // Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. Баку. 1973. Ч. 2. С. 56–57.

Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П., Бахмутов В.Г. Антарктанды. Предварительные результаты палеомагнитного изучения // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Москва. ГЕОС, 2006. Т. 1. – С. 93–96.

Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова // – М., Наука, 1973. – 120 с.

Гладкочуб Д.П., Бахмутов В.Г., Водовозов В.Ю., Ващенко В.Н. Андийский комплекс Западной Антарктики: возраст, состав, геодинамическая позиция // Геология полярных областей – Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 1. – М.: ГЕОС, 2009. С. 132–134.

Щербаков В.П., Сычёва Н.К. Об изменении величины геомагнитного диполя за геологическую историю Земли // «Физика Земли», 2006 г., № 3. С. 201–206.

Щербакова В.В., Асанидзе Б.З., Щербаков В.П., Жидков Г.В. Палеонапряжённость геомагнитного поля в мелу (по верхнемеловым породам Грузии // Физика Земли. 2008. №10. С. 50–58.

Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П. О повторном определении палеонапряжённости в мелу по коллекции А.С. Большакова и Г.М. Солодовникова // Физика Земли. 2007. №11. С. 69–74.

Щербакова В. В.: ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ И ПАЛЕОНАПРАВЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ...

Щербакова В.В., Щербаков В.П., Бретштейн Ю.С., Жидков Г.В. Палеонапряжённость и палеонаправление геомагнитного поля в среднем миоцене по позднекайнозойским вулканитам Приморья // *Физика Земли*, 2010. В печати.

Cande, S.C. and Kent, D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*. 1995. 100. 6093–6095.

Chadima, M., Hroudá, F. 2006. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Geophysiques*, XXVII, 20–21.

Coe, R.S., Gromme, C.S. and Mankinen, E.A. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res.*, 1978. 83, 1740–1756.

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.

Geological map of Southern Graham Land (scale 1:500000). British Antarctic Survey. 1979.

Grunow A.M. New paleomagnetic data from Antarctic Peninsula and their tectonic implication // *J. Geophys. Res.*-98, NO B8.-1993.– P.13815–13833. (Ref. by J.Tangeman and S.Mukasa, personal communication, 1992).

Lewandowski, M., Werner, T. and Nowozynski, K. PDA-pack of Fortran programs for palaeomagnetic data analysis // *Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Manuscript.*, 1997, 1–17.

Shcherbakova, V.V., Perrin, M. and Shcherbakov, V.P., Pavlov, V.E., Ayvaz'yan, A., Zhidkov, G.V. Rock magnetic and paleointensity results from Mesozoic baked contacts of Armenia // *Earth Planet. Space*. 2009. N.61. P. 23–39.

Thellier, E. and Thellier, O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Geophys.* 1959. V. 15. P. 285–376.

Wilson, R. L. Palaeomagnetism and Rock Magnetism // *Earth. Sci. Rev.* 1966. V.1. 175.

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in palaeomagnetism*. Ed. D. W. Collinson, K. M. Kreer. Amsterdam, Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254–286.