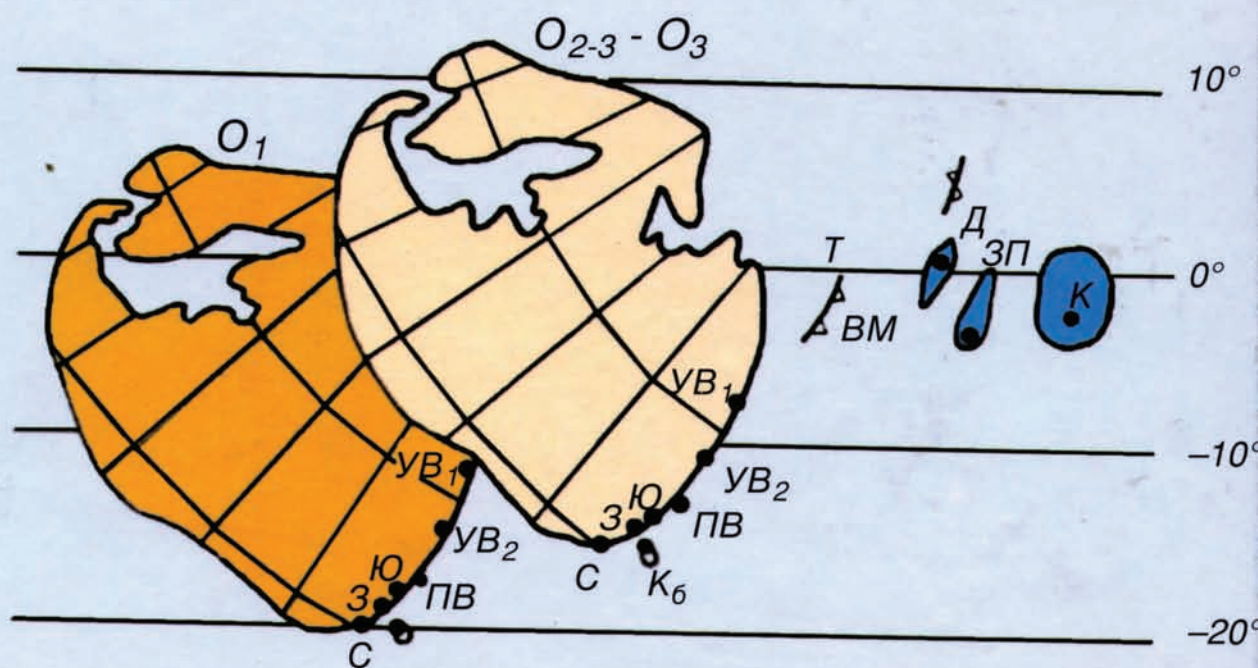


И. А. Свяжина, В. Н. Пучков,
К. С. Иванов, Г. А. Петров

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОРДОВИКА УРАЛА



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
URAL BRANCH
INSTITUTE OF GEOPHYSICS

I. A. Svyazhina, V. N. Puchkov,
K. S. Ivanov, G. A. Petrov

THE URALS ORDOVICIAN
PALEOMAGNETISM

EKATERINBURG, 2003

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

И. А. Свяжина, В. Н. Пучков,
К. С. Иванов, Г. А. Петров

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ
ОРДОВИКА УРАЛА

ЕКАТЕРИНБУРГ, 2003

УДК 550.384+551.24(470.5)

Свяжина И. А., Пучков В. Н., Иванов К. С., Петров Г. А. **Палеомагнетизм ордовика Урала**. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. ISBN 5—7691—1316—2.

В монографии приведены результаты палеомагнитных исследований 57 разрезов ордовика Северного, Среднего, Южного Урала и смежной части Казахстана.

На основе комплексных лабораторных исследований и полевых наблюдений сделана оценка достоверности палеомагнитных данных, полученных для осадочных и вулканогенных пород ордовика Уральского региона. Построена палеомагнитная шкала для раннего, среднего и позднего ордовика Урала и сопоставлена со шкалой ордовика Скандинавии. Приведены палеогеографические схемы для раннего палеозоя и по перемещенным породам ордовика — для позднего палеозоя. Выполнены палеотектонические реконструкции для раннего и позднего палеозоя и на их основе сделаны выводы о палеогеодинамической обстановке в палеозое на Урале.

Для палеомагнитологов, геологов и геофизиков, занимающихся проблемами геохронологии, тектоники и геодинамики.

Ответственный редактор академик **В. А. Коротеев**

Рецензент д. мин. н. **Ю. В. Хачай**

Svyazhina I. A., Puchkov V. N., Ivanov K. S., Petrov G. A. **The urals ordovician paleomagnetism**. Ekaterinburg: UB RAS, 2003. ISBN 5—7691—1316—2.

The results of paleomagnetic investigations of 57 Ordovician sections of the North, Middle and South Urals and the adjacent part of Kazakhstan are presented in the monography.

On the base of complex laboratory researches and field observations the estimation was made of paleomagnetic data reliability obtained for the Ordovician sedimentary and volcanogenic rocks of the Urals region. Paleomagnetic scale for the Early, Middle and Late Ordovician of the Urals was constructed and compared with the scale of the Scandinavian Ordovician. Paleogeographical schemes for the Early Paleozoic and for the Ordovician remagnetized rocks for the late Paleozoic are presented. Paleotectonic reconstructions for the Early and Late Paleozoic are fulfilled and on their base the conclusions were made on paleogeodynamic environment in the Urals Paleozoic.

For paleomagnetologists, geologists and geophysicists going in for the problems of geochronology, tectonics and geodynamics.

С ПРП-2002—90(02)—30
8П6(03)1998

ПВ—2003 © Институт геофизики
УрО РАН, 2003 г.

ВВЕДЕНИЕ

Ордовикская эпоха являлась определяющей в формировании многих главных черт уралид. Именно в начале ордовика крупный континент, часть которого представляла собой кратон, известный под названием Балтики, был расколот протяженной рифтовой зоной. Дальнейшие процессы, определяющим направлением которых был переход от эпиконтинентального рифтогенеза к спредингу, привели к рождению Палеоуральского океана с образованием глобального разлома — предшественника Главного уральского надвига, и пассивной континентальной окраины на месте современного западного склона Урала, а также к формированию микроконтинентальных блоков, первоначальное положение которых могло сильно отличаться от их современной позиции в складчато-надвиговых структурах. Другим важным событием, происшедшим уже в конце ордовика, было заложение зоны субдукции с образованием Тагильской островной дуги. Указанные процессы сопровождались значительными горизонтальными перемещениями тектонических комплексов, наблюдаемых на Урале. Сами эти комплексы отличались большим разнообразием, причем значительная их часть представляла собой вулканические породы, что повышало шансы на успех в выявлении их первоначальной, ордовикской, намагниченности. Вследствие указанных обстоятельств особое внимание в палеомагнитных исследованиях мы отводили именно изучению отложений ордовика.

Применение палеомагнитного метода для изучения истории формирования Урала дало независимые данные о наличии горизонтальных движений в регионе. Более того, этот метод позволил проследить во времени перемещения литосферных плит и тем самым показать динамику становления Уральской складчатой системы.

Палеомагнитное опробование пород ордовикского возраста проведено в пределах Северного, Среднего, Южного Урала и примыкающего к нему Северного Казахстана, между 61° и 49° с.ш. (рис. 1.1). Наиболее полно отложения ордовика разных структурных зон представлены на Южном Урале, где и был выполнен основной объем палеомагнитных исследований. Поскольку история его формирования тесным образом связана со становлением Ка-

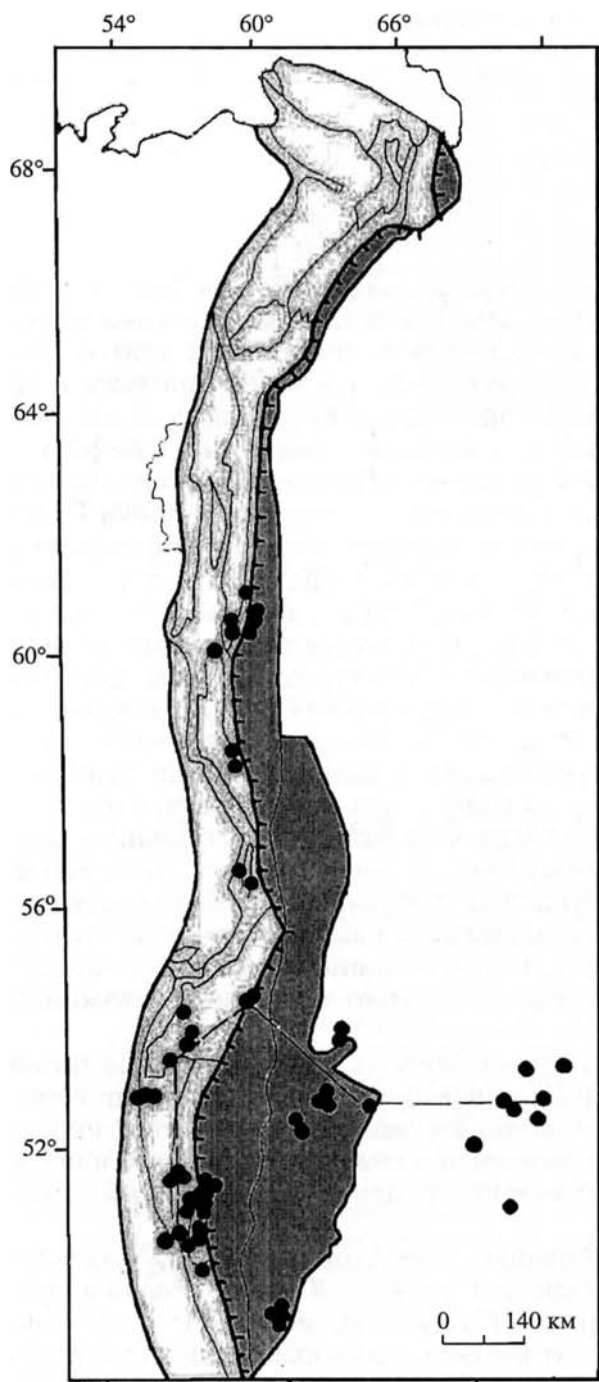


Рис. 1.1. Схематическая карта Урала с точками палеомагнитного опробования. Штриховая линия — профиль Урейс

захстанского континента, палеомагнитные исследования проводили также в пределах северных структур последнего.

Всего опробовано 57 разрезов. Часть из них представлена рифтовыми, шельфовыми и континентально-склоновыми комплексами Восточно-Европейского палеоконтинента (Зилаирский синклинорий, Юрюзанская синклиналь, отчасти Сакмарская зона и Эбетинская антиформа); другая часть принадлежала Уральскому палеоокеану и островной дуге в его пределах (верхние аллохтоны Сакмарской зоны), меланж Главного Уральского глубинного разлома (Присакмаро-Вознесенская зона), микроконтиненты (или микроконтинент) Восточно-Уральской зоны, основание Тагильской островной дуги, Денисовская палеоспрединговая зона, и в Северном Казахстане — Кокчетавский блок (микроконтинент).

Объектом изучения являлись 24 свиты и, кроме того, субвулканические тела, в основном дайки. Опробовано 4090 стратиграфических уровней, представленных 6580 ориентированными образцами.

Палеомагнитные исследования ордовика на Южном Урале были начаты в 1976 году сотрудником Института геофизики УНЦ АН СССР кандидатом геол.-мин. наук И. А. Свяжиной и продолжались до настоящего времени. Первоначально они велись в тесном контакте с геологами Каргалинской геолого-разведочной экспедиции ПГО Запказгеологии (В. Ф. Коробков и др.). Позже в работах принимали активное участие сотрудник Института геологии Уфимского научного центра РАН член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, сотрудник Института геологии и геохимии РАН доктор геол.-мин. наук К. С. Иванов, а в дальнейшем сотрудник Уральской геологосъемочной экспедиции кандидат геол.-мин. наук Г. А. Петров.

В 1976—1980 годах работы проводили по заданию 0.50.01.01.02 Н2 ГКНТ СМ СССР с целью применить палеомагнитный метод для расчленения комплексов пород протерозойского, ниже-среднепалеозойского возраста, изучения элементов покровной тектоники, корреляции геологических разрезов в пределах Сакмарской и Эбетинской зон. В результате было установлено, что большинство отложений в районе сохранили первичную остаточную намагниченность, которая могла служить критерием для расчленения и корреляции слабометаморфизованных пород ордовикского возраста. Изученные в то время разрезы Сакмарской зоны, расположенные на восточном склоне Восточно-Европейского палеоконтинента, были первыми и единственными на европейской территории СССР, для которых были получены палеошироты ордовикского периода. Другой важный вывод касался тектоники Кемпирсайского массива. Новые данные свидетельствовали о наличии блоков с разной ориентировкой векторов намаг-

ниченности, что указывало на возможность их горизонтальных перемещений.

Полученные палеомагнитные данные оказались обнадеживающими и послужили основанием для продолжения работы в 1981, 1982 и 1985 годах в восточной части Сакмарской зоны и в Эбетинской зоне, а также в южной части Восточно-Мугоджарского микроконтинента. Задачей этих исследований было установить траекторию движения блоков и дать количественную оценку их перемещений.

В результате были получены палеомагнитные характеристики, на основании которых вычислены координаты палеомагнитных полюсов ордовика Южного Урала. Сделан вывод о наличии в палеозое горизонтальных перемещений, в частности, о смещении Эбетинской зоны, а затем ее повороте на 63° по часовой стрелке по отношению к Сакмарской зоне. Но главное, было зафиксировано перемещение этих зон и Восточно-Мугоджарского микроконтинента на север, а затем их смыкание в позднем палеозое.

Таким образом, работами 1976—1985 годов была доказана перспективность палеомагнитных исследований для изучения палеотектоники, вследствие чего в последующие годы аналогичные работы были выполнены в других регионах Урала уже по всероссийским программам. В 1986—1990 годах палеомагнитный метод применялся в рамках программы ГКНТ СМ СССР 0.50.0102.05.Н13 "Разработать палеомагнитную основу палеотектонических и палеогеографических реконструкций позднего докембрия и палеозоя Русской и Сибирской платформ и их обрамления". В 1991—1994 годах работу выполняли по заданию 1.8.4.2.2. ГНТП № 18 "Глобальные изменения природной среды и климата", по разделу "Эволюция внутриконтинентальных тектонических поясов".

В 1995—1996 годах исследования были поддержаны РФФИ, проект 95—15—14143.

В 1996—1997 годах палеомагнитные исследования на Южном Урале проводили совместно с коллегами из Института общей и прикладной геофизики при Людвиг-Максимилиан Университете, г. Мюнхен. Часть коллекций образцов, отобранных в эти и прошлые годы, была изучена И. А. Свяжиной в палеомагнитной лаборатории этого Института, за что авторы признательны его директору проф. Г. Зоффелю, д-ру В. Бахтадзе и технику Мануэле Вэйсс.

В итоге многолетних палеомагнитных исследований на Урале и смежной части Казахстана были выполнены реконструкции палеомагнитного поля раннего и позднего палеозоя, составлены палеогеографические схемы для O_1 , O_{2-3} , C_3-P_1 , реставрирована палеотектоника этого времени и сделаны предварительные выводы о палеогеодинамике Урала в палеозое.

Результаты палеомагнитных исследований 1976—1998 годов поэтапно докладывались на заседаниях рабочей группы "Палеомагнетизм и тектоника" Научного совета по геомагнетизму при Президиуме АН СССР, позднее РАН, а также на различных совещаниях, конференциях и съездах международного, всесоюзного, российского и региональных рангов. Всего по полученным материалам опубликовано 14 статей, 8 информационных материалов, 28 тезисов, написано 5 отчетов. Палеомагнитные данные включены в 5 сборников Международного центра данных (МЦД), часть Б.

Авторы выражают глубокую признательность всем коллегам, которые способствовали исследованиям на разных этапах работы. Особой благодарности заслуживают геологи В. Ф. Коробков, помощь которого при проведении палеомагнитного опробования разрезов Сакмарской и Эбетинской зон трудно переоценить, а также консультантов по геологии Южных Мугоджар — канд. геол.-мин. наук Ю. П. Павлова, Среднего Урала — канд. геол.-мин. наук Н. Я. Анцыгина. Значительный вклад в лабораторное изучение образцов внесли научные сотрудники Р. А. Коптева, Л. А. Ахметзянова, лаборант Е. И. Волчихина и др.

Авторы также благодарны канд. физ.-мат. наук Ю. К. Доломанскому, конструктору магнитных экранов, за их изготовление и внедрение в практику палеомагнитных лабораторных исследований, что привело к резкому повышению качества работы.

В подготовке рукописи к печати участвовали Е. Г. Попова, Н. И. Матафонова, Н. В. Гладышева и др.

Глава 1

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Изучение естественной остаточной намагниченности J_n горных пород проводится на ориентированных образцах, система отбора которых определяется поставленной задачей и объектами палеомагнитного исследования.

В данном случае для получения возможно более обоснованного среднего направления J_n пород свит требовался равномерный отбор образцов по стратотипическим разрезам, а при отсутствии их — по неполным разрезам или отдельным обнажениям. Интервал отбора определяли мощностью свит, их обнаженностью и минимальным числом (не менее 20), требуемых для статистической обработки результатов. Обычно расстояние между точками отбора составляло 10—20, на больших разрезах — до 50 м. Образцы маркировали с помощью горного компаса: на них отмечали направление на магнитный север и положение современной горизонтальной плоскости. Такой способ ориентировки позволяет при лабораторных исследованиях восстановить положение образца *in situ*.

На Урале палеозойские породы, как правило, дислоцированы, и, таким образом, современная горизонтальная плоскость не является первично горизонтальной. Требуется знать элементы залегания пород для пересчета результатов измерений из современной географической системы координат в стратиграфическую, соответствующую первичной горизонтальной плоскости. Поэтому отбор образцов проведен по разрезам с известным залеганием слоев и сопровождался измерениями азимута простирания и угла падения пластов в точке отбора.

На разрезах Южного Урала отбор образцов сопровождался съемкой ΔZ с использованием магнитометра М-27. Точки, где измерялось поле, совпадали с точками отбора образцов. Магнитная съемка позволяла контролировать магнитные свойства пород вдоль профиля отбора и при необходимости сгущать его сеть.

1.2. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерения естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости

Главной магнитной характеристикой при изучении палеомагнетизма пород является вектор естественной остаточной намагниченности J_n — его модуль и направление. Наряду с измерениями J_n определяется магнитная восприимчивость. Оба параметра характеризуют магнитные свойства пород в их естественном состоянии. Дополнительно магнитная восприимчивость используется в качестве контроля за состоянием вещества в процессе лабораторных исследований.

Штуфы разрезали на кубики с ребром 23 или 20 мм. Необходимость именно такой формы и размера образцов диктовалась условиями работы на спин-магнитометре JR-4 и рок-генераторе ИОН-1, предназначенных для измерений J_n . Количество выпиленных кубиков зависело от размера и трещиноватости штуфа и изменялось от 1 до 10, чаще всего штуф разрезали на два-три кубика. Точка отбора, или стратиграфический уровень, были представлены в большинстве случаев двумя-тремя образцами, необходимыми для различных лабораторных исследований.

Для лабораторных исследований использовали следующие приборы и установки:

1. Спин-магнитометр JR-4 (Брно, Чехословакия).
2. Рок-генератор ИОН-1.
3. Астатический магнитометр МА-21.
4. Каппаметр ИМВ-2 (модернизированный).
5. Терморазмагничивающие установки с четырехслойными магнитными экранами.
6. Установку для размагничивания переменным магнитным полем с кольцами Гельмгольца.
7. Установку для исследований методом параметров насыщения J_{rs} , H_{crs} .
8. Электромагнит.

Метрологическое обеспечение осуществляли с помощью рабочих мер остаточной намагниченности, изготовленных во ВНИГРИ из горной породы и измеренных в системе эталона 49-2; эталона магнитной поляризации, Брно, народное предприятие "Геофизика"; рабочей меры магнитной восприимчивости, изготовленной из соли Мора ЧДА; стандартных мер индукции; платиново-платинородиевой термопары.

Измерения остаточной намагниченности слабомагнитных образцов выполнены на рок-генераторах JR-4 и ИОН-1, сильномагнитных — на астатическом магнитометре МА-21; маг-

нитной восприимчивости — на каппаметре ИМВ-2, в котором в качестве измерительного прибора использовали микроамперметр.

Магнитная чистка образцов

Естественная остаточная намагниченность горных пород, как правило, многокомпонентна: наряду с первичной остаточной намагниченностью, синхронной породе, присутствуют вторичные компоненты J_n , обусловленные изменениями магнитных минералов или появлением новых. Эти составляющие также древние, но более поздние по времени образования. Длительное воздействие современного геомагнитного поля является причиной возникновения еще одной — вязкой — остаточной намагниченности, ориентированной по этому полю.

Главным объектом палеомагнитного изучения служит первичная компонента J_n , выделение которой является первоочередной задачей лабораторных исследований. Для этой цели проводится магнитная чистка образцов — временная, температурная, химическая и переменным полем (Палеомагнитология, 1982).

Под магнитной чисткой образцов горных пород понимается процесс разделения вектора J_n на компоненты по их стабильности к внешним воздействиям. В основе методики лежит то обстоятельство, что различные магнитные минералы, содержащиеся в породе, являются носителями намагниченности разного возраста и обладают неодинаковой устойчивостью к внешним воздействиям.

Из методов магнитной чистки применяли главным образом температурный, с переменным магнитным полем и временной. Наиболее эффективным для изучения пород был метод терморазмагничивания, а в ряде случаев — комбинированный, т. е. с использованием двух первых методов.

Температурная чистка. При температурной чистке образец помещали в электропечь, изготовленную из немагнитных материалов, с бифилярно намотанной спиралью. Печь установлена в центре четырехслойного цилиндрического магнитного экрана с открытыми концами, что обеспечивает высокую компенсацию внешнего поля и дает свободный доступ к печи с образцами. Поперечный коэффициент ослабления вариаций внешнего поля такого экрана $\approx 10^6$, а продольный — $2 \cdot 10^5$. Величины остаточных полей в центре экрана составляют не более 10 нТ (Доломанский, 1983). Использование подобных экранов в терморазмагничивающих установках гарантирует отсутствие подмагничивающего эффекта в ходе эксперимента и тем самым повышает качество исследований. До 1990 года — года ввода в действие магнитного экрана, для компенсации геомагнитного поля использовали

кольца Гельмгольца. Остаточное поле в кольцах составляло 150—200 нТ, что приводило к подмагничиванию некоторых образцов, когда нагревы превышали 400 °С, поэтому массовую термочистку проводили до 300 °С. С использованием экранов появилась возможность проведения массовой термочистки до 600 °С, а при необходимости до 625, 650 и 700 °С. Во всех случаях нагревы проводили с переменным шагом 20, 50 и 100 °С в зависимости от температур Кюри предполагаемых в породе магнитных минералов. В 90-х годах была проведена ревизия результатов исследований прошлых лет и продолжена чистка до 650 °С образцов с J_n интенсивностью не менее 4 мА/м.

Контроль за составом магнитной фракции осуществляли по магнитной восприимчивости, измеренной до и после нагревов.

Образцы трех разрезов на Северном Урале — Улс, Косьва, Лямпя и одного разреза на Среднем Урале (Промысла) — изучены в палеомагнитной лаборатории Института общей и прикладной геофизики Людвиг-Максимилиан Университета в Мюнхене. Измерения проводили на криогенном магнитометре SQUID, имеющем порог чувствительности 0,001 мА/м, очень высокий по сравнению с 0,03 мА/м у JR-4, 0,05 мА/м у ИОН-1 и 4 мА/м у МА-21.

Терморазмагничивание выполнено на установке TRD-2 производства США. Установка экранирована, нагрев проводили в поле 100 нТ, охлаждение — 5 нТ. Контроль за составом ферромагнитной фракции осуществляли после каждой ступени нагрева путем измерения магнитной восприимчивости на каппаметре KLY-3 производства Чехии (Брно), с минимальной ценой деления $1 \cdot 10^{-6}$ СИ при хорошей повторяемости результатов измерений.

Чистка переменным магнитным полем. В комплект установки для чистки переменным магнитным полем входит четырехсекционная катушка с постоянной $K = 4,3$ кА/м, помещенная в кольца Гельмгольца. Максимальное поле в катушке достигает 50 кА/м, но в условиях лаборатории практически используется только половина ее возможности вследствие подмагничивания образцов в ходе эксперимента в остаточном поле колец. Тем не менее даже слабое поле в комбинации с терморазмагничиванием дало положительные результаты при изучении образцов из разрезов Денисовка и хребта Шемур.

Результаты терморазмагничивания и размагничивания переменным магнитным полем иллюстрируются на диаграммах Зийдервельда (Zijderveld, 1967), а также на кривых J_n/J_{n0} , T , °С, Н), где J_n — величина остаточной намагниченности после каждой ступени нагрева или воздействия переменного магнитного поля, J_{n0} — величина остаточной намагниченности до эксперимента, или M/M_{\max} (t , °С), где M — магнитный момент. Смещение векторов в процессе магнитной чистки прослеживается на стереограммах.

Диаграммы Зийдервельда наиболее информативны, так как позволяют одновременно проследить в двух плоскостях — горизонтальной и вертикальной — изменения модуля и вектора естественной остаточной намагниченности в ходе размагничивания и тем самым определить количество компонент J_n , их направления и вклад каждой в общую намагниченность. Поэтому ниже результаты магнитных чисток показаны только на диаграммах. Что касается стереограмм, то они были использованы для демонстрации выделенных компонент J_n для каждого разреза.

Временная чистка. Временная чистка используется главным образом для уничтожения вязкой компоненты естественной остаточной намагниченности, определения ее доли в суммарной намагниченности. Измерения J_n проводили дважды: вначале после выдержки образцов в земном магнитном поле в положении *in situ* в течение месяца, затем после выдержки их также в течение месяца, но в положении, когда образцы были повернуты на 180° вокруг оси U . В первом случае распределение векторов J_n в образцах приближено к тому, каким оно было в породе *in situ*. Во втором предполагается, что за этот срок произошла компенсация вязкой составляющей, а также лабораторной, появившейся при хранении образцов. Разность первого и второго измерений дает величину вязкой компоненты. Этот метод широко применялся при палеомагнитном изучении пород Южного Урала и ограниченно — Среднего и Северного Урала.

1.3. КОМПОНЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Обработка палеомагнитных данных

Компонентный анализ J_n при палеомагнитных исследованиях является необходимой процедурой, поскольку вектор намагниченности чаще всего представляет собой сумму векторов нескольких намагниченностей, каждой из которых соответствует свой магнитный минерал.

Магнетизм горных пород обусловлен присутствием в них простых и сложных окислов, гидроокислов, а также сульфидов и карбидов железа. Основными носителями намагниченности изверженных пород являются магнетит, титаномагнетит (в основном распавшийся), маггемит, гематит, в особых условиях — пирротины, карбиды. В осадочных породах магнитные свойства связаны с гематитом, гетитом (гидрогетитом), магнетитом, маггемитом (Кудрявцева и др., 1982).

Для определения носителей намагниченности, ответственных за ту или иную компоненту J_n , использовали методы магнитной ми-

нералогии, а для пород Сакмарской зоны — дополнительно оптической петрографии. Петрографические исследования выполнены в Тереклинской ПСП Каргалинской ГРЭ ПГО Запказгеология.

Из магнитных методов широко применяли термомагнитный анализ остаточной намагниченности насыщения J_{rs} и естественной остаточной намагниченности J_n , а также метод параметров насыщения J_{rs} и H_{crs} , где H_{crs} — остаточная коэрцитивная сила (Петрова, 1977). Различие двух методов, связанных с терморазмагничиванием J_{rs} , заключается в следующем. При термомагнитном анализе фиксируется постепенное разрушение остаточной намагниченности с ростом температуры и в отсутствие внешнего магнитного поля, что позволяет отметить переход через точку Кюри. В методе параметров насыщения образец после каждого нагрева вновь намагничивают до насыщения, а затем размагничивают постоянным магнитным полем. Последний метод основан на особенности поведения параметров J_{rs} и H_{crs} в результате фазовых переходов, когда немагнитный минерал становится магнитным или наоборот.

В качестве экспресс-метода использовали кривые технического намагничивания. Применение метода основано на том, что зависимость остаточной намагниченности от приложенного магнитного поля различна для сложных и простых окислов железа, гидрокислов, сульфидов и карбидов железа. Сложные окислы со структурой шпинели — магнетит, маггемит, титаномагнетит намагничиваются до насыщения в поле 1000—1500 Э, в то время как гематит и гидроокислы намагничиваются до предела в полях, на порядок больших.

Результаты магнитоминералогического изучения иллюстрируются в виде нормализованных кривых терморазмагничивания. Для термомагнитного анализа это кривые $J_{rs}/J_{rs0}(t, ^\circ\text{C})$, где J_{rs} — часть остаточной намагниченности насыщения после соответствующего шага нагрева; J_{rs0} — остаточная намагниченность насыщения до нагрева.

Для метода параметров насыщения приведены графики $J_{rs}/J_{rs0}(t, ^\circ\text{C})$ и $H_{crs}/H_{crs0}(t, ^\circ\text{C})$, где J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения, приобретаемая образцом после каждой ступени нагрева; J_{rs0} — остаточная намагниченность насыщения до нагрева; H_{crs} — остаточная коэрцитивная сила после каждого шага нагрева; H_{crs0} — остаточная коэрцитивная сила до нагрева.

Вопрос о первичности остаточной намагниченности является главным в палеомагнитных исследованиях. Для его решения помимо геофизических методов привлекались геологические. Результаты геологических наблюдений в сочетании с лабораторными исследованиями повысили палеомагнитную надежность полученных данных. Так, чередование небольших по мощности слоев разной окраски в осадочных отложениях, совпадение направлений оста-

точной намагниченности разновозрастных, но генетически разных горных пород разреза, содержащих ферромагнитные минералы разного состава и генезиса, оценка происхождения носителей намагниченности методами петрографии и т. д. позволяют более определенно судить о времени формирования J_n .

Существуют полевые методы доказательства палеомагнитной стабильности, т. е. степени сохранности первичной намагниченности, которые предусматривают изучение распределения ее направлений в породах, изменивших свое первоначальное пространственное положение, когда слои смяты в складки (тест складки) или породы размыты и переотложены в виде галек (тест галек) (Шипунов, 1993; и др.).

При использовании теста складок определяются кучности векторов в географической системе координат K_g и в стратиграфической — K_s , а затем сравниваются их значения. Более эффективно — не вводить поправку за наклон слоев сразу полностью, а делать это постепенно, например 10, 20, 30, ... 100 % от значения угла падения, и далее анализировать зависимость K от процента вводимой поправки на диаграмме синскладчатости (Enkin, 1994). При $K_s > K_g$ в породе преобладает доскладчатая намагниченность, при $K_g > K_s$ — послескладчатая. Тест складки применялся на большинстве разрезов.

Тест галек опробован только на разрезе Шошка, где были изучены гальки базальных конгломератов купинской свиты.

Использование компонентного анализа естественной остаточной намагниченности совместно с методами магнитной минералогии позволило увязать каждую компоненту намагниченности с конкретным магнитным минералом.

Статистическая обработка палеомагнитных данных

Первичная обработка результатов лабораторных измерений включает определение для каждого образца палеосклонения D° и палеонаклонения I° . Магнитное склонение — угол между современным магнитным меридианом и проекцией вектора остаточной намагниченности на современную горизонтальную плоскость, магнитное наклонение — угол между этой плоскостью и вектором остаточной намагниченности. При описанной выше маркировке образца, когда ось X направлена на север, а XY — современная горизонтальная плоскость, вычисленные D и I показывают направление вектора I_n в географической системе координат. При анализе палеомагнитных данных используется стратиграфическая система координат, где за горизонтальную плоскость принимается плоскость пласта, потока, а азимут D отсчитывается от направления на север.

В основу статистической обработки палеомагнитных данных положен анализ распределения векторов остаточной намагниченности по Фишеру (Fisher, 1953), который используется в ряде работ (Kirschvink, 1980; Halls, 1976; McFadden and McElhinny, 1988). Анализ предполагает определение следующих палеомагнитных параметров:

1. Среднее значение D, I , т. е. склонение и наклонение результирующего вектора.

2. α_{95}° — радиус круга доверия, в пределах которого с вероятностью 95% находится средний вектор $\alpha_{95}^\circ < 20^\circ$.

3. Кучность K векторов, т. е. степень их рассеяния на сфере единичного радиуса $K = (N - 1)/(N - R)$, где N — число единичных векторов, $R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ (X, Y, Z — составляющие результирующего вектора). Палеомагнитную значимость имеют совокупности векторов с $K > 3$.

4. Определение азимутального P_α и радиального P_f соответствия эмпирического распределения распределению Фишера. При нормальном распределении векторов остаточной намагниченности критерий Романовского $|P_\alpha|, |P_f| < 3$ (Веденков, 1974).

5. Координаты виртуального палеомагнитного полюса $\Phi^\circ, \Lambda^\circ$.

6. dm° и dp° — полуоси овала доверия, в пределах которого с вероятностью 95 % располагается палеомагнитный полюс.

Выделенные в результате лабораторных исследований компоненты J_n независимо от способа их определения (по диаграммам Зийдервельда, конечным точкам, разности векторов) охарактеризованы перечисленными выше палеомагнитными параметрами.

Глава 2

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

Палеомагнитные исследования на Северном и Среднем Урале проведены на разрезах ордовика в пределах Восточно-Европейского палеоконтинентального шельфа и Тагильской палеостроводужной системы (табл. 2.1).

Таблица 2.1
Опробованные разрезы ордовика Северного и Среднего Урала

Структура	Возраст по-род	Свита, серия	Разрез	φ°	λ°	N/n	Геолог-консультант
Северный Урал							
Восточноевропейский палеоконтинентальный шельф, Улсовско-Висимский син-клинорий	O ₁	Хапхарская	Хапхар-Не-Тумп	61,0	59,3	34/46	Г. А. Петров
	O ₂	Промысловская	Улс			28/88	
	O ₂	"	Косьва-1			35/95	
	O ₃	"	Косьва-2			21/73	
	O ₃	"	Лямпа			23/80	
Палеоокеанический сектор, Тагильская мегазона	O ₃	Контрастная формация	Хр. Шемур	60,6	59,6	89/127	Г. А. Петров
	O ₃	Дайки	Ивдель	60,7	59,5	24/27	
	O ₃ ?	Дайки	Вижай	61,2	59,6	72/142	
Средний Урал							
Восточноевропейский палеоконтинентальный шельф, Улсовско-Висимский син-клинорий	Є-O ₁	Козинская	В. Серги	56,6	60,0	38/50	Н. Я. Анцыгин
	O ₂	Мальгинская	Мальгино	56,5	59,8	37/54	
	O ₃	Промысловская	Промысла	58,5	59,2	101/400	Г. А. Петров
	O ₃ ?	Полудовская	Колчимский Камень	58,0	60,5	33/110	

Примечание. φ , λ — географические координаты разреза, град.; N — количество опробованных стратиграфических уровней; n — количество образцов.

2.1. СЕВЕРНЫЙ УРАЛ

Шельф Восточно-Европейского палеоконтинента

Западноуральская зона: Уловско-Висимский синклиний

Геологическое описание изученных объектов. Образования ордовикского шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента на Северном Урале протягиваются в виде двух узких прерывистых полос, окаймляя области распространения допалеозойских пород Ляпинско-Кутимского и Кваркушко-Каменногорского антиклинориев (рис. 2.1). Характер ордовикского разреза довольно типичен — в пределах Ляпинско-Кутимского антиклинория на различных рифейских и вендских толщах и комплексах, часто с угловым и структурным несогласием залегают грубообломочные полимиктовые отложения, сменяющиеся вверх по разрезу существенно кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками (тельпосская, хапхарская свиты), которые через прослой карбонатсодержащих песчаников сменяются сланцевыми (ниолсовская, хыдейская свиты) и существенно известняковыми толщами (щугорская свита и ее аналоги). Этот разрез охватывает интервал времени с аренигского (хапхарская свита) яруса раннего ордовика до ашгилльского позднего ордовика (щугорская и ниолсовская свиты). Кваркушко-Каменногорский антиклинорий перекрывается средне-верхнеордовикскими отложениями промысловской серии, характер разреза которой полностью соответствует описанному выше: грубообломочные толщи сменяются вверх по разрезу песчаниковыми и карбонатными.

Объектами палеомагнитного изучения являлись отложения нижнего ордовика *хапхарской свиты* на г. Хапхар-Не-Тумп и среднего-верхнего ордовика *промысловской серии (тыпыльский и рассохинский горизонты)* — на реках Косьве, Улс, Лямпе. Разрезы принадлежали рифтовым и шельфовым комплексам Восточно-Европейского континента.

Отложения хапхарской свиты по литологии и возрасту близки к породам остротурского горизонта, залегающего в основании промысловской серии (Стратиграфия и фауна..., 1973). Горизонт образован в основном терригенными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками. В стратотипических разрезах присутствуют массивные и крупнослоистые полимиктовые и кварцевые крупно-, средне-, мелкогалечные конгломераты, гравийные и разнотернистые карбонатсодержащие кварцевые песчаники, кварцитопесчаники. В разрезе Хапхар опробованы два слоя светло-серых кварцевых песчаников.

Вышележащие тыпыльский и рассохинский горизонты сложены преимущественно карбонатными породами: серыми и темно-

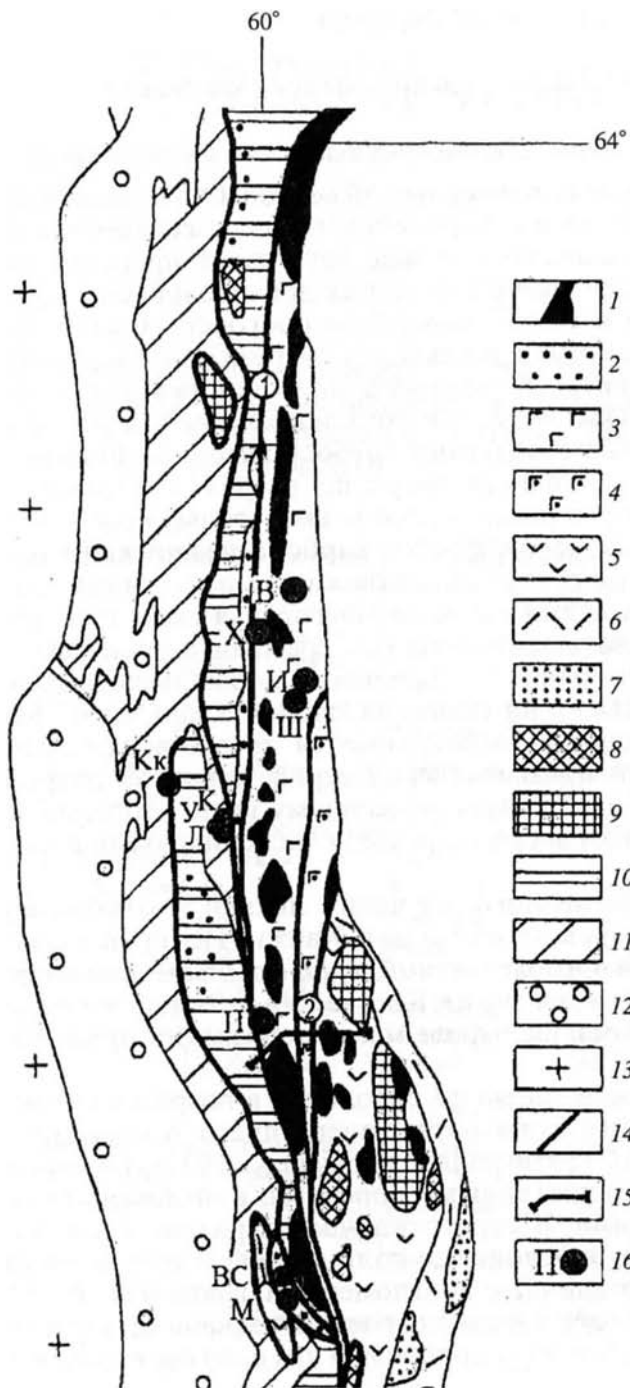


Рис. 2.1. Геологическая схема Северного и Среднего Урала и положение изученных палеомагнитных разрезов (составлена по материалам А. В. Пейве и др. (1977) с изменениями).

1 — габбро-гипербазитовые массивы; 2 — палеозойские рифтогенные комплексы; 3 — 4 — раннепалеозойская Тагильская палеоостроводужная система; 3 — островодужные и задуговые комплексы, 4 — комплексы преддуговые и внешней части островной дуги; 5 — комплексы девонской островодужной системы; 6 — Центральная Магнитогорская зона; 7 — постостроводужные позднепалеозойские осадки; 8 — гранитоидные плутоны активной континентальной окраины и коллизонной зоны; 9 — метаморфические комплексы; 10 — рифейско-венские осадочные комплексы; 11 — комплексы шельфа палеозойской пассивной континентальной окраины; 12 — молассы Предуралья краевого прогиба (Р—Т); 13 — Восточно-Европейская платформа; 14 — главные разломы (1 — Главный Уральский, 2 — Серовско-Маукский); 15 — линия сейсмопрофиля ESRU93-98; 16 — точки палеомагнитного опробования, разрезы: X — Хапхар-Не-Тумп, Кк — Колчимский Камень, К — р. Косьва, У — р. Улс, Л — р. Лямпа, П — Промысла, ВС — Верхние Серги, М — Малыгино (палеоконтинентальный сектор); В — р. Вижай, И — р. Ивдель, Ш — хр. Шемур (палеоостроводужный сектор)

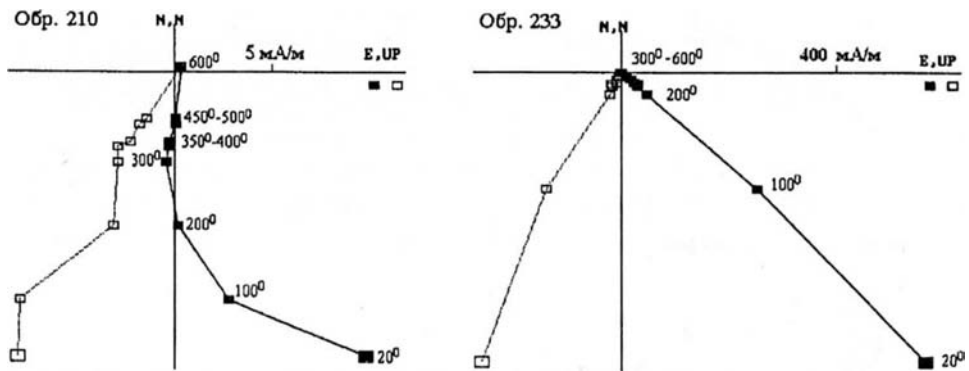


Рис. 2.2. Диаграммы Зийдervельда обр. 210, 233, разрез Хапхар-Не-Тумп. Светлые символы — точки на вертикальной, темные — на горизонтальной плоскостях. Стратиграфическая система координат

серыми детритовыми известняками, доломитами, доломитизированными известняками с примесью обломочного, алевритистого и глинистого материала.

Результаты палеомагнитных исследований. На г. Хапхар-Не-Тумп опробованы обнажения кварцевых песчаников нижнего ордовика, магнитные свойства которых варьируют в широких пределах: от 0 до $1360 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n от 0,1 до 1570 мА/м. В песчаниках присутствуют магнетит и гематит, обломки зерен которых неравномерно распределены в породе. Результаты магнитоминералогических исследований подтверждают их присутствие и дополнительно указывают на наличие маггемита. Так, в обр. 206 с $J_n = 282$ мА/м, величина J_{TS} достигает 44 300 мА/м, но после нагрева до 600°C уменьшается в четыре раза, что свидетельствует в пользу маггемита (Свяжина, 1968; и др.). В обр. 227 с $J_n = 3,96$ мА/м, J_{TS} мала (всего 56 мА/м) и существенных изменений не претерпевает, что присуще гематиту. Гидроокислы железа, присутствующие в породе, вклада в намагниченность не вносят.

J_n образцов включает низкотемпературную, современную и высокотемпературную компоненты. Примеры терморазмагничивания представлены на рис. 2.2, где диаграммы Зийдervельда фиксируют наличие обеих компонент: в обр. 210 — $D_1 = 177,9^\circ$, $I_1 = 57,0^\circ$ в интервале $20 \dots 200^\circ\text{C}$ и $D_2 = 185,5^\circ$, $I_2 = 25,1^\circ$ в промежутке $300 \dots 600^\circ\text{C}$. В обр. 233 направление намагниченности остается неизменным на всем интервале нагревов до 600°C и составляет $D = 141,3^\circ$, $I = 16,3^\circ$. Иное направление имеет высокотемпературная составляющая J_n обр. 205: при $300 \dots 600^\circ\text{C}$ величина $D = 92,9^\circ$, $I = -4,5^\circ$.

По направлениям высокотемпературных компонент образцы подразделяются на три группы (рис. 2.3). Породы двух, судя по значениям кучности K , сохранили доскладчатую намагничен-

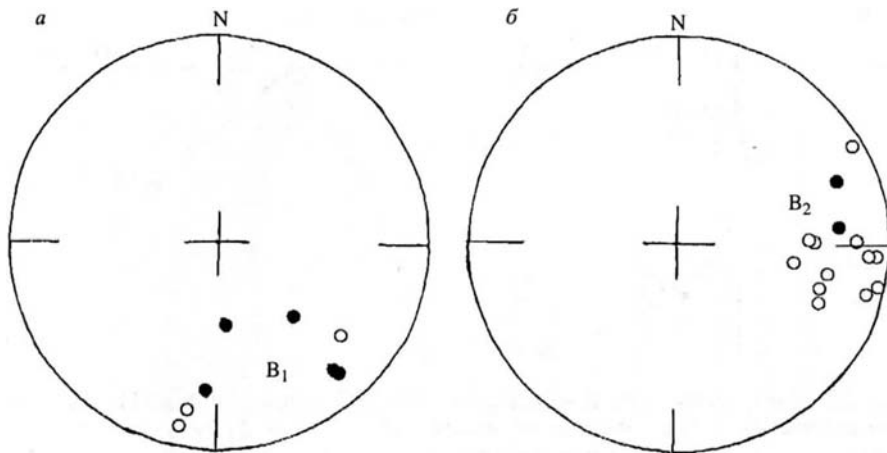
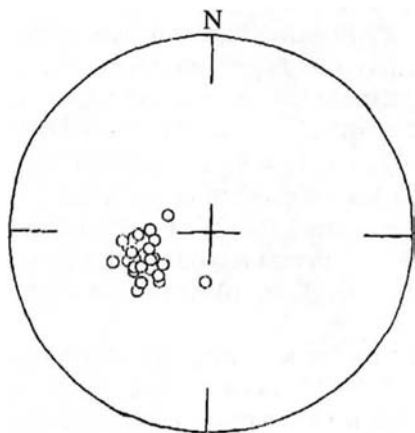


Рис. 2.3. Стереогаммы направлений высокотемпературных компонент J_n : a — B_1 , b — B_2 разреза Хапхар-Не-Тумп. Светлые символы — проекции на верхнюю, темные — на нижнюю полусферы. Стратиграфическая система координат

ность, которая, вполне вероятно, характеризует поле ордовика, поскольку носителем J_n являются обломочные рудные зерна (Петров и др., 2000a). Третья составляющая установлена в образцах, перемагниченных позднепалеозойским полем (табл. 2.2).

Породы из обнажений среднего и верхнего ордовика по рекам Улс, Лямпе и Косьве представлены серыми брекчиевидными, рифогенными, доломитизированными известняками и доломитами, вследствие чего обладают слабыми магнитными свойствами: известняки имеют диамагнитную восприимчивость от -22 до $-2 \cdot 10^{-5}$ СИ и естественную остаточную намагниченность от $0,01$ до $0,81$ мА/м. Только в обнажениях по р. Косьве у темно-серых известняков отдельных образцов первая варьирует от 2 до $147 \cdot 10^{-5}$ СИ, а J_n может достигать $5,18$ мА/м. В этих известняках векторы J_n имеют направления, отвечающие позднепалеозой-



скому полю (см. табл. 2.2; рис. 2.4), в остальных — на Улсе и Лямпе — наблюдается хаотический разброс векторов намагниченности из-за очень малых значений последней, отвечающих пределу чувствительности прибора.

Слабый магнетизм большей части известняков обусловлен гид-

Рис. 2.4. Стереогамма направлений позднепалеозойской намагниченности, разрез Косьва (O_2), Косьва (O_3).

Усл. обозн. см. на рис. 2.3

Таблица 2.2

Палеомагнитные данные по Уловско-Висемскому синклинорию

Возраст	Свита, горизонт	Разрез	№/п	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат							
				D°	I°	P _f	P _a	K	α ₉₅	D°	I°	P _f	P _a	K	α ₉₅
Северный Урал															
O _{1t}	Хапхарская	Хапхар-Не-Тумп	26/8	185	23	-0,27	-0,27	3,4	35,5	160	13	2,83	-0,27	4,1	31,5
			/15	88	22	-0,47	-0,32	8,7	13,8	61	-14	-0,56	-0,73	11,4	12,3
			/9	224	-37	-0,47	-0,24	11,8	15,7						
O ₂	Тыпыльский	Косьва	25/14	247	-64	-0,56	-1,34	47,3	5,8						
			20/15	249	-57	-1,06	-0,42	124,9	3,6						
O ₃	Рассохинский	Косьва													
Средний Урал															
Є-O _{1t}	Козинская	В. Серги	50/35	58	38	-0,8	3,8	11,7	8,0	70	15	0	3,2	11,2	8,0
			54/12	62	41	0,9	-0,4	22,6	13,0	333	37	-0,1	0,2	17,2	15,0
O _{2k}	Малыгинская	Малыгино	50/25	353	-80	3,4	4,0	4,5	15,4	296	-18	-1,13	-0,43	20,1	6,6
O ₃	Полуденный	Промысла													
O _{3?}	Полудовская	Колчимский													
		Камень	121/17	320	82	-0,87	0,25	94,6	3,7	320	82	-0,87	0,25	94,6	3,7

Примечание. D, I — палеомагнитные склонение, наклонение, град.; P_f, P_a — радиальное, азимутальное распределение векторов; K, α₉₅ — статистические параметры Фишера (α₉₅, град.); N — количество изученных образцов; n — количество образцов, участвующих в статистике.

роокислами железа, поскольку в ходе нагрева, между 300—480 °С, цвет образцов изменялся с серого на розовый, и знак магнитной восприимчивости вместо отрицательного становился положительным, что связано с новообразованием гематита. Более магнитные темно-серые известняки сохраняли цвет даже после 650 °С.

Тагильская островодужная система

Геологическое описание изученных объектов. Ордовикские породы базитовых комплексов Тагильской зоны, принадлежавшие основанию Тагильской островной дуги, как правило, сильно деформированы и подверглись интенсивному метаморфизму со стороны более поздних габброидных и гранитоидных интрузий. Наиболее значительный промежуток между крупными габброидными массивами (Чистоп и Денежкин Камень) включает Саумскую, Тарньерскую и Шемурскую вулканотектонические структуры, содержащие известные медноколчеданные месторождения — Саумское, Тарньерское, Шемурское и Ново-Шемурское (рис. 2.5). В этом промежутке широко распространены слабометаморфизованные породы, что способствовало применению палеомагнитного метода. Палеомагнитные исследования комплекса параллельных диабазовых даек и вулканитов проведены в пределах Шемурской и Саумской структур — *хребет Шемур и по рекам Ивдель и Вишай*.

Комплекс параллельных даек с телами габбро слагает ядерную часть валообразной антиклинальной структуры, крылья которой представлены комагматичными вулканитами и вулканогенно-осадочными породами (Петров, 1992; Петров, Пучков, 1994). Западное крыло структуры слагается метабазами, которые к западу, в зоне Главного Уральского глубинного разлома, постепенно сменяются флишеподобными тонкослоистыми вулканомиктовыми алевросланцами (тефротурбидитами?) с телами плагиориолитов и углеродистыми сланцами, имеющими диапазон возрастов от среднего (позднего?) ордовика до раннего девона. Восточное крыло представлено рядом вулканических серий, типичных для Тагильского прогиба. Это контрастно дифференцированная риолит-базальтовая, андезит-базальтовая и трахиандезит-базальтовая формации, образовавшиеся в интервале времени от позднего ордовика до раннего девона. Особенность инициальных вулканических серий Северного Урала — присутствие значительного количества, в некоторых разрезах до 30 %, кислых пород (плагиориолитов, дацитов, интрузий плагиогранитов). Риолит-базальтовая формация включает два ритма вулканитов от базальтов до риолитов, выделяемых как нижняя и верхняя подсвиты шемурской свиты. Возраст этих подсвит установлен по комплексам конодонтов, соответственно, как позднеордовикский и раннеландоверийский (Анцыгин

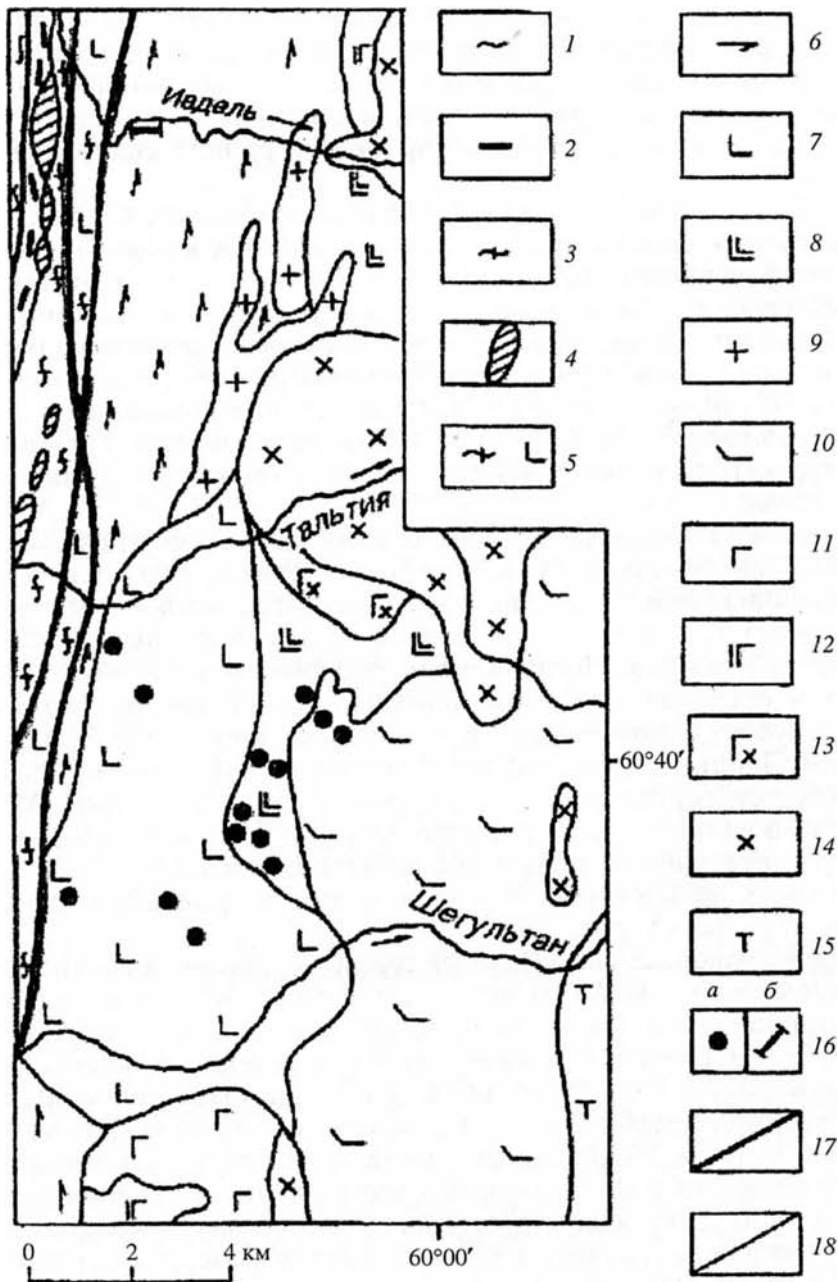


Рис. 2.5. Геологическая схема Ивдель-Шегульта́нского фрагмента основания Тагильской палеоостроводужной системы (составлена Г. А. Петровым с учетом данных Ю. С. Каретина, С. Г. Пестрецова, Ю. Ф. Юрина).

1–5 — динамосланцы зоны Главного Уральского разлома: 1 — метаалевролиты O_2 (?), 2 — углеродистые сланцы O_2-D_1 , 3 — метатефротурбидиты O_3 (?), 4 — серпентиниты, 5 — metabазальты O_3 ; 6 — комплекс параллельных диабазовых даек; 7, 8 — шемурская свита: 7 — нижняя (O_3) и 8 — верхняя (S_1^1) подсыты; 9 — плагииграниты S_1 ; 10 — известково-щелочные серии S_{1-2} ; 11 — оливиновые габбро S_1 ; 12 — габброиды S_1 ; 13 — габбродиориты S_{1-2} ; 14 — гранодиориты и кварцевые диориты S_{1-2} ; 15 — щелочные и субщелочные вулканиты S_2-D_1 ; 16 — палеомагнитное опробование: а — обнажений риолит-базальтовой формации, б — разреза комплекса параллельных диабазовых даек; 17 — тектонические нарушения; 18 — литологические границы

и др., 1988). Позднеордовикский возраст установлен также для зеленосланцевых метавулканитов, перекрывающих комплекс параллельных даек с запада. Таким образом, учитывая приведенные данные, можно полагать, что наиболее вероятный возраст офиолитовой ассоциации — поздний ордовик и ранний силур (ранний лландовери).

Изучение характера метаморфизма в офиолитах позволило выделить несколько его типов: дислокационный зеленосланцевый и глаукофансланцевый, зеленокаменный и контактово-термальный. Первые два типа широко распространены в зонах смятия и расланцевания, входящих в систему Главного Уральского разлома, последний — вблизи интрузий плагиогранитов, пост-офиолитовых габброидов и диоритов. Зеленокаменные изменения составляют метаморфический фон, почти не искажающий первичные структурно-текстурные особенности, химический состав пород и границы тел.

Комплекс параллельных даек состоит из метаморфизованных диабазов, габбродиабазов, присутствуют риодациты, плагиогранит-порфиры, спессартитоподобные единиты, штоки и мигматитовые инъекционные зоны плагиогранитов и кварцевых диоритов, скрины габброидов. Ширина поля распространения этого комплекса в пределах изученной площади составляет от 300 м до 11 км, в субмеридиональном направлении он прослежен более чем на 50 км. Дайки диабазов имеют субмеридиональное простирание, волнистое субвертикальное или крутое восточное падение. Мощность их обычно 1—3 м, реже больше (до 6 м) или меньше (до 0,05 м). Отчетливо наблюдаются зоны закалки шириной от 1 до 3 см, в зонах "дайка в дайке" — фрагменты полудайковых однозакалочных разрезов (рис. 2.6).

Можно выделить две дайковые серии — раннюю и позднюю — по отношению к плагиогранитам. Доплагиогранитные метадиабазы занимают большую часть площади, мощность их даек обычно 1—3 м, до 6 м. Послеплагиогранитные метадиабазы обычно слагают маломощные (10—15 см, редко до 2 м) двузакалочные дайки, секущие ранние диабазы и плагиограниты и составляющие от 0 до 15—20 % разреза. Необходимо отметить, что структурно-текстурные особенности и минеральный состав ранних и поздних диабазов, слагающих двузакалочные дайки, при полевых исследованиях практически неразличимы. Габброиды, встречающиеся среди комплекса параллельных даек, слагают скрины и линзовидные остаточные массивы — блоки размером от десятков сантиметров до первых километров, содержащие разное количество даек. Породы, как правило, сосюритизированы и амфиболизированы, но иногда сохраняются первичные минералы (основные плагиоклазы, пироксены), для зон дислокационного метаморфизма харак-

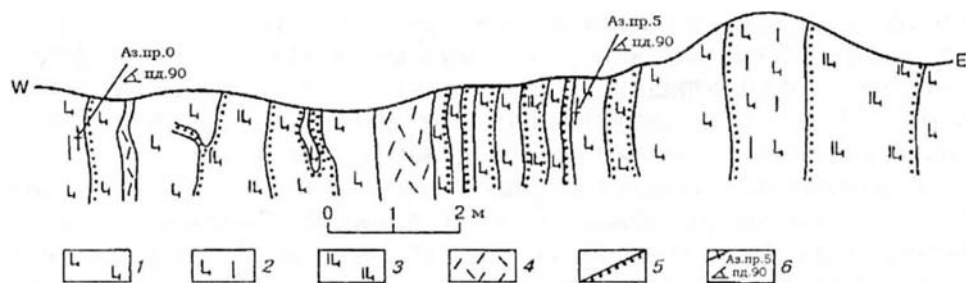


Рис. 2.6. Фрагмент разреза комплекса параллельных даек (р. Ивдель).
 1 — афировые диабазы, 2 — рассланцованные диабазы, 3 — плагиофировые диабазы, 4 — риолиты,
 5 — зоны закалки даек, 6 — элементы залегания

терны гнейсоватые и сланцеватые текстуры. В составе габброидного комплекса присутствуют верлиты, оливиновые клинопироксениты, меланократовые оливиновые габбро и мезократовые амфиболизированные клинопироксеновые габбро. Последние составляют наиболее значительную часть площади скринов и содержат меланократовые породы в виде блоков-ксенолитов различных размеров.

Мезократовые субофитовые габбро имеют значительное сходство составов с диабазами и базальтами. Для сопоставления и формационной характеристики пород использованы анализы диабазов из разреза по р. Ивдель и вулканитов Шемурской структуры, изучавшихся палеомагнитным методом, офиолитовые габброиды, зеленосланцевые метабазациты и диабазы зоны Главного Уральского разлома, а также силурийские вулканиты пестофиолитовых островодужных серий обрамления Шемурской структуры. Состав ордовикских офиолитов имеет сходство с породами срединно-океанических хребтов. Поздние диабазы комплекса параллельных даек имеют составы, близкие к островодужным вулканитам (Пирс и др., 1987).

Особенности геохимии пород позволяют указать на сходство составов габброидов скринов, ранних диабазов комплекса параллельных даек и базальтов нижней подсвиты шемурской свиты (позднеордовикская офиолитовая ассоциация). Эти породы имеют особенности составов, сопоставимые с океаническими базальтами, или попадают в область промежуточных составов между океаническими и островодужными вулканитами. Проведенное ранее более детальное изучение пород офиолитовой ассоциации показало присутствие в ее составе двух магматических серий — западной высокотитанистой и восточной низкотитанистой, формировавшихся одновременно. Особенности геохимии позволяют отнести исследованную ассоциацию к типу "офиолитов над зоной субдукции". Диабазы поздней генерации сходны по составам с базальта-

ми раннелландоверийской верхней подсвиты шемурской свиты, отличаясь несколько большим содержанием Rb, Sr и Cr, их фигуративные точки попадают в поля островодужных вулканитов. Силурийские известково-щелочные андезибазальты имеют составы, также отвечающие полям островодужных магм.

Оценивая возможные геодинамические обстановки образования пород, можно предположить формирование их в пределах подводного вулканического пояса, возникшего над зоной субдукции, над которой в дальнейшем в процессе тектономагматической эволюции происходит образование типичной островодужной системы.

Шемурская вулcano-тектоническая структура

Результаты палеомагнитных исследований. *Вулканиты риолит-базальтовой формации.* На Ново-Шемурском медноколчеданном месторождении опробованы, главным образом, рудовмещающая верхнеордовикская и надрудная нижнесилурийская толщи, а также перекрывающие их отложения венлока, дайки и некк (Свяжина и др., 1999).

Риолиты колчеданосной толщи нижней подсвиты шемурской свиты обладают магнитной восприимчивостью, варьирующей от 88 до $950 \cdot 10^{-5}$ СИ и естественной остаточной намагниченностью интенсивностью от 200 до 500 мА/м. При нагреве до 300 °С разрушалась намагниченность, обусловленная современным геомагнитным полем. Помимо низкотемпературной составляющей J_n риолитов содержит компоненту, отличающуюся, как правило, высокой магнитной стабильностью. Остаточная коэрцитивная сила H_{cr} таких образцов достигала 21500 А/м, и векторы J_n в ходе размагничивания не меняли направления (рис. 2.7, обр. 315). Высокотемпературная компонента J_n пород толщи связана с магнетитом и частично с гематитом, на долю которого отнесен остаток менее 10 % намагниченности, сохранившийся после нагрева до 600 °С. Параметры насыщения J_{rs} , H_{crs} не претерпели существенных изменений в ходе нагревов, что характерно для указанных носителей намагниченности. Палеомагнитные направления магнетита I и гематита I, приведенные в табл. 2.3, близки между собой и не совпадают ни с современным, ни с позднепалеозойским направлениями перемагничивания (рис. 2.8, а). В то же время они близки, с учетом разницы палеоширот, к известному на Южном Урале (шельф Восточно-Европейского палеоконтинента) направлению поля раннего палеозоя, в частности, для среднего-позднего ордовика — $D = 326^\circ$; $I = 26^\circ$, положительная полярность (Свяжина и др., 1992, 1996). Отсюда следует, что выявленная единая для магнетита и гематита древняя компонента намагниченности, по всей вероятности, является первичной.

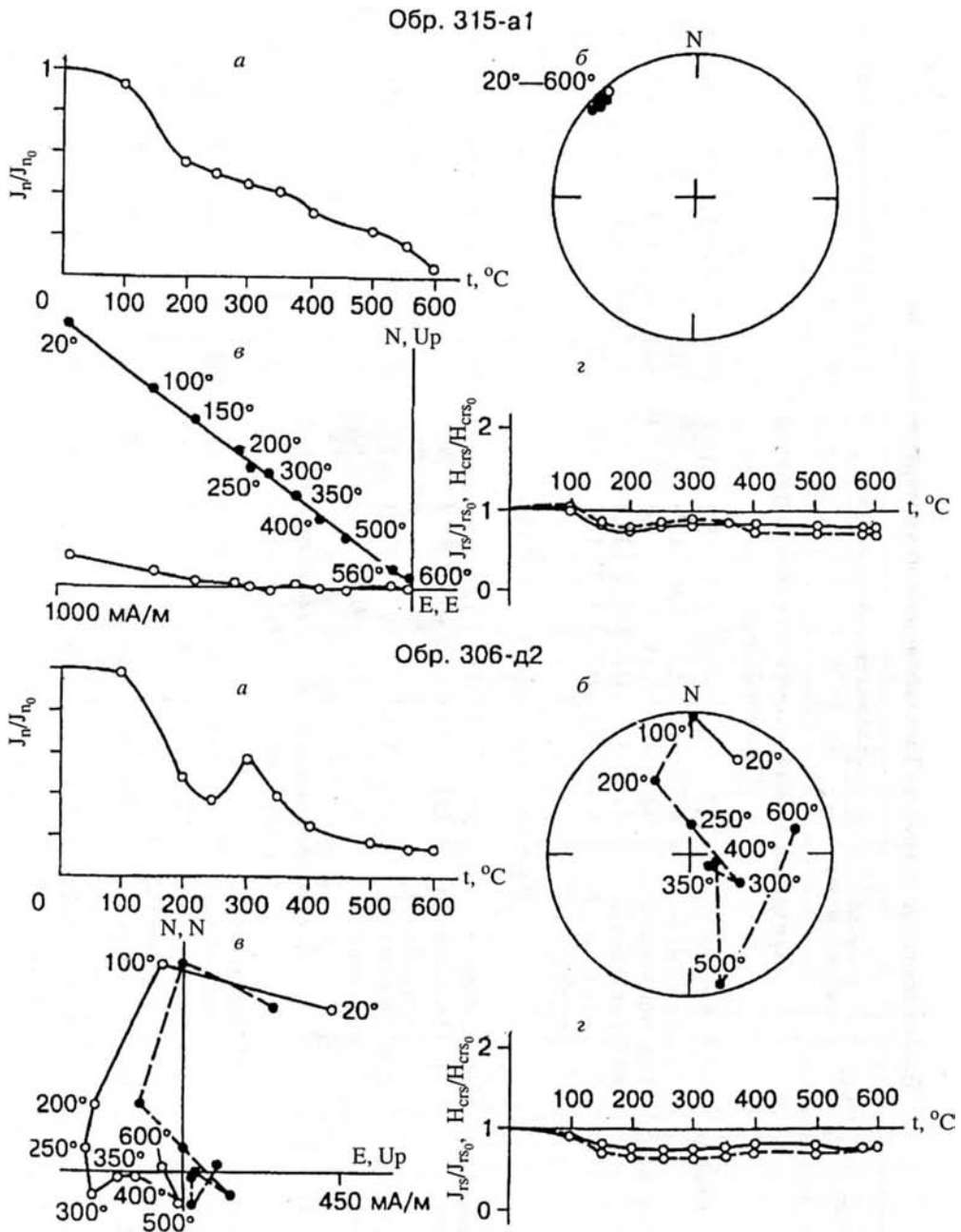


Рис. 2.7. Примеры размагничивания пород Ново-Шемурской площади. *а* — нормализованная кривая терморазмагничивания J_n , *б* — стереограмма направлений J_n (усл. обозн. см. на рис. 2.3), *в* — диаграмма Зийдверelda (усл. обозн. см. на рис. 2.2), *г* — изменение параметров насыщения J_{rs} (сплошная линия), H_{crs} (штриховая линия). Стратиграфическая система координат

Палеомагнитные данные по Тагильской палеоостроводужной системе

Возраст	Объект	N/N ₀	Носитель намагниченности	Географическая система координат					Стратиграфическая система координат						
				D°	I°	P _f	P _a	K	α ^o ₉₅	D°	I°	P _f	P _a	K	α ^o ₉₅
Шемурская вулкано-тектоническая структура <i>Хребет Шемур</i>															
O ₃	Рудовмещающая толща	14/13	Магнетит I	323	0	0,45	1,41	5,2	19,3	325	7	-0,71	0,74	6,0	18,5
		/6	Гематит I	307	-11	2,36	0,09	12,6	19,6	306	5	0	0,80	12,6	19,6
S ¹	Надрудная толща	51/15	Магнетит I	340	9	1,18	4,81	9,0	13,0	344	14	1,18	2,53	9,2	13,3
		/48	Гематит (II)	74	51	-0,07	-0,78	30,2	3,7	80	41	1,63	-0,95	24,3	4,2
		/21	Магнетит III и гематит III	237	-32	-0,17	-1,07	11,6	9,8	237					
<i>Комплекс "дайка в дайке", р. Иведель</i>															
O ₃	Дайки ранней генерации	24/15	Гематит I	311	-11	0,71	1,68	6,7	16,0	310	-4	0,24	1,96	7,1	15,4
		/5	Магнетит III и гематит III	230	-30	-0,71	-0,21	9,7	20,8						
	Дайки поздней генерации	27/8	Магнетит (II)	30,4	73,6			70,2	7,8	62,2	58,5			71,0	7,7
		/23	Гематит (II)	63	74	-1,01	-0,30	21,8	6,6	80	62	0,80	-0,86	17,8	7,4
Саумская вулкано-тектоническая структура <i>Комплекс "дайка в дайке", р. Вижай</i>															
	Дайки ранней генерации	22/8	Магнетит (II) и гематит (II)	52	60	0,18	-1,87	19,5	12,8	65	55	0,62	-1,34	17,2	13,8
	Дайки поздней генерации	/9	Гематит III и магнетит III	235	-28	-0,08	-1,19	20,0	11,8						
	Диабазы	26/11	Магнетит (II) и гематит (II)	66	64	1,28	-0,73	33,8	8,0	76	58	-0,96	0,05	37,8	7,5
	Риолиты	/13	Магнетит (II) и гематит (II)	50	63	-0,98	0,41	22,8	8,9	60	60	-0,98	-0,58	19,2	9,7

Примечание. См. табл. 2.2.

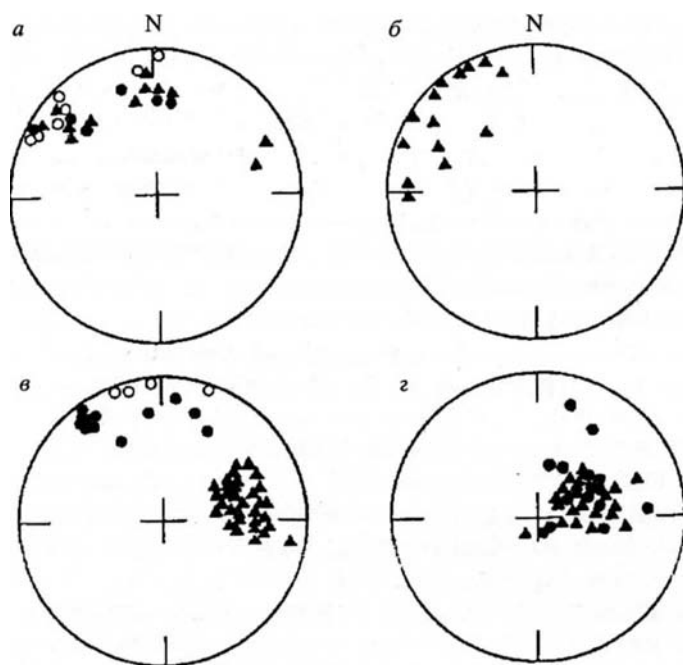


Рис. 2.8. Стереогаммы направлений компонент J_n . Ново-Шемурская площадь (хр. Шемур): *а* — колчеданоносная толща, *б* — надрудная толща. Комплекс "дайка в дайке", р. Ивдель: *в* — дайки ранней генерации, *г* — дайки поздней генерации. Направления векторов J_n : кружки — магнетита, треугольники — гематита (усл. обозн. см. на рис. 2.3)

Естественная остаточная намагниченность базальтов надрудной толщи нижнего силура отличается значительными вариациями J_n — от 40 до 5400 мА/м и магнитной восприимчивости от 123 до $1290 \cdot 10^{-5}$ СИ. Кривые терморазмагничивания характеризуются несколькими пиками, что свидетельствует о присутствии в породе двух и, возможно, более компонент намагниченности разной полярности и стабильности. В процессе терморазмагничивания у части образцов наблюдается постоянное смещение вектора J_n (см. рис. 2.7, обр. 306). Но имеются базальты, намагниченность которых включает и стабильные составляющие, направления которых показаны на рис. 2.8, *б* и приведены в табл. 2.3.

Магнетизм базальтов, как и риолитов, связан с магнетитом и гематитом, на что указывает, во-первых, резкий спад намагниченности в области 500...560 °С и, во-вторых, поведение параметров насыщения J_{rs} , H_{crs} , присущих магнитным минералам, устойчивым к нагревам. Однако в магнетизме пород надрудной толщи гематит играет большую роль, так как во многих образцах после нагрева до 600 °С остается от 33 до 48 % J_n .

Вернемся к направлениям стабильных составляющих намагниченности базальтов. Сравнение компоненты, связанной с магнети-

том, с теми же компонентами, выявленными в верхнеордовикских отложениях рудовмещающей толщи, позволяет высказать следующее предположение. Направления намагниченности пород среднего-верхнего ордовика и перекрывающих их отложений нижнего силура не должны значительно различаться между собой. Вычисленный для базальтов S_1 вектор-результант, вероятнее всего, тоже характеризует первичную намагниченность. Но поскольку остаточная намагниченность базальтов многокомпонентна и пики на кривой терморазмагничивания приходятся на область температур 250...560 °С, вполне вероятно, что в породе присутствует и более поздний магнетит. Как известно, совпадение спектров блокирующих температур ограничивает возможности магнитной чистки, и тем самым первичное направление для S_1 может быть в какой-то степени искажено за счет наложенного магнетита.

Направление результирующего вектора для гематита базальтов принципиально отличается не только от вектора магнетитовой компоненты, но и от направления, рассчитанного для гематита I колчеданоносной толщи. Следует отметить, что составляющая, связанная с этим гематитом (II), очевидно наложенным, присутствует в намагниченности пород не только надрудной толщи раннеландоверийского возраста, но и в перекрывающих ее порфиритах и их туфах венлока ($D = 87^\circ$; $I = 44^\circ$; $K = 39,6$; $\alpha_{95} = 12,3^\circ$), а также в риолитах некка и диабазовых дайках ($D = 82^\circ$; $I = 53^\circ$; $K = 18,0$; $\alpha_{95} = 16,2^\circ$). Полученные данные позволяют сделать вывод, что гематит (II) сформировался позднее венлока, вполне вероятно, в S_2 - D_1 — на зрелом этапе развития Тагильской островной дуги и связанного с ним метаморфизма.

Часть пород надрудной толщи перемагничены полем позднего палеозоя, что связано с появлением магнетита и гематита третьей генерации вследствие последнего, позднепалеозойского, метаморфизма.

Комплекс параллельных диабазовых даек. В дайковом комплексе, обнажающемся по р. Ивдель, выделяются две серии даек — ранней и поздней генерации.

По магнитным свойствам диабазы ранних даек относятся к слабомагнитным образованиям — их магнитная восприимчивость изменяется от 5,5 до $301 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n варьирует от 1 до 50 мА/м. Естественная остаточная намагниченность пород многокомпонентна — кривые терморазмагничивания J_n имеют сложную форму. Векторы в интервале 100...560 °С непрерывно смещаются из юго-восточного сектора стереограммы через юго-западный в северо-западный с большим разбросом направлений. Диаграммы Зийдervельда в данном случае не поддаются анализу, т. е. выделить компоненту, связанную с магнетитом, не представляется возможным. Очевидно в диабазовых ранних даек присутствуют магнетиты не-

скольких генераций, с разными направлениями намагниченности, не подлежащими разделению из-за перекрытия спектров блокирующих температур.

Только после нагрева до 600 °С, когда выявилась составляющая, связанная с гематитом, векторы образовали кучность, отвечающую статистике Фишера (см. рис. 2.8, в). Сравнение палеомагнитных данных, полученных для гематитов из даек ранней генерации и пород верхнеордовикского возраста разреза Шемур, показывает, что направления их компонент одинаковы и, следовательно, сами гематиты образовались в одно и то же время. Таким образом, внедрение даек первой генерации происходило в том же возрастном интервале, что и излияния эффузивов колчеданоносной толщи, т. е. в позднем ордовике.

Единичные образцы ранних диабазов перемагничены полем позднего палеозоя.

Диабазы даек поздней генерации обладают магнитной восприимчивостью от 560 до $3100 \cdot 10^{-5}$ СИ и выше и остаточной намагниченностью, интенсивность которой на два-три порядка выше, чем у ранних диабазов. Большинство кривых терморазмагничивания зафиксировали резкий спад J_n в интервале 100...300 °С и медленный — в промежутке 300...600 °С.

Главным носителем намагниченности поздних диабазов является магнетит, а в шести аномально магнитных образцах с J_n от 20610 до 45990 мА/м — единственным. В диабазах этой группы направление намагниченности оставалось неизменным до полного разрушения J_n , как видно на примере обр. 261 (рис. 2.9). Векторы намагниченности образцов имеют северо-восточное склонение и положительный знак наклона (см. рис. 2.8, г). Направления J_n остальных сильномагнитных, но с меньшей интенсивностью намагниченности образцов, как правило, сосредоточены в этой же области. В первой четверти располагаются и точки пересечения кругов размагничивания восьми образцов, J_n которых меняла свою полярность в ходе эксперимента (см. рис. 2.9, обр. 285; рис. 2.10). Рассчитанное по ним среднее направление приведено в табл. 2.3.

Оставшаяся после нагрева до 600 °С часть намагниченности, около 20 %, приходится на компоненту, направление которой совпадает с вектором намагниченности магнетита, а также с J_n гематита из базальтов Ново-Шемурской площади. Поскольку последний сформировался в надрудной толще в S_2-D_1 , имеется основание полагать, что магнетит и гематит в поздних диабазах образовались в то же время.

Таким образом, в диабазах поздней генерации присутствуют наложенные магнетит (II) и гематит (II). Однако анализ кругов размагничивания показывает, что выявленная магнетитовая компонента не является единственной. В диабазах явно присутствует составляющая с обратной намагниченностью, направление которой не уда-

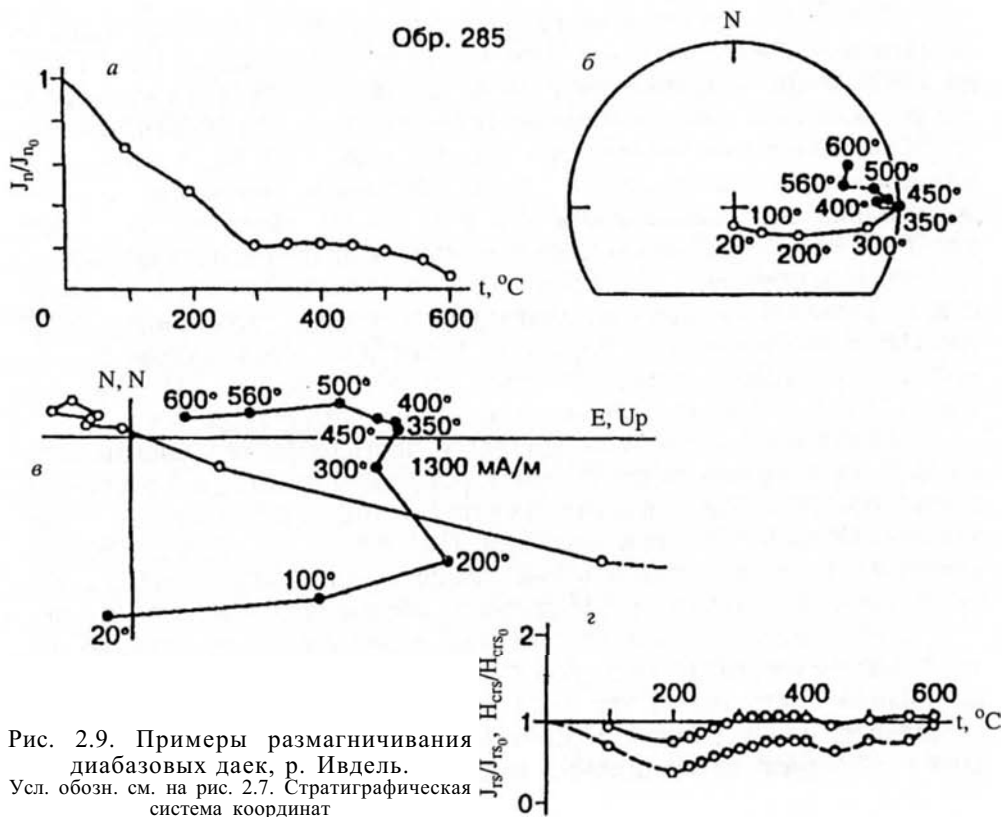
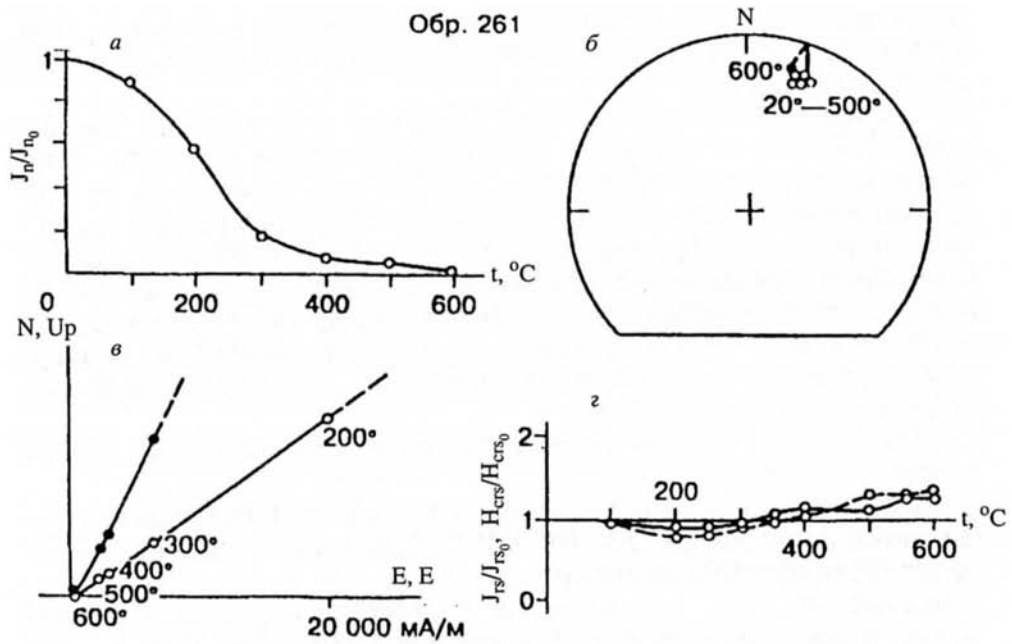
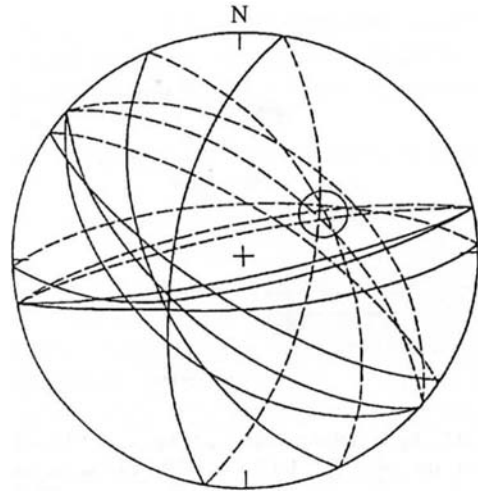


Рис. 2.9. Примеры размагничивания диабазовых даек, р. Ивдель.
Усл. обозн. см. на рис. 2.7. Стратиграфическая система координат

Рис. 2.10. Круги размагничивания многокомпонентной J_n диабазовых даек поздней генерации. Стратиграфическая система координат

лось определить. Тем не менее, имеются основания предполагать, что ей соответствует азимут юго-восточного направления, не совпадающий с азимутом позднепалеозойской компоненты: среди даек второй генерации не наблюдались перемагниченные образцы.



Саумская вулcano-тектоническая структура

Результаты палеомагнитных исследований. Комплекс параллельных даек диабазов и риолитов опробован по двум разрезам, расположенным на левом берегу р. Вижай. Маломощные тела слагаются афировыми, реже порфиоровыми разностями и представлены диабазовыми дайками двух возрастных генераций. Ранние полудайки и дайки, слагающие значительную часть разреза, рвутся дайками риолитов, поздние — маломощные базальтовые дайки — прорывают риолиты. Породы изменены зеленокаменным метаморфизмом и содержат кварц-эпидотовые и эпидотовые зоны и жилы.

Магнитные свойства диабазов и риолитов изменяются в широких пределах: магнитная восприимчивость от 10 до $5350 \cdot 10^{-5}$ СИ, остаточная намагниченность от 1,42 до 733 мА/м. Среди них выделяются диабазы, перемагниченные позднепалеозойским полем, магнитные свойства которых значительно ниже и составляют по магнитной восприимчивости от 10 до $118 \cdot 10^{-5}$ СИ и J_n от 20,3 до 147 мА/м.

Остаточная намагниченность пород стабильна: две совокупности векторов J_n намечаются на стереограмме еще ненагретых образцов, а после температуры 600°C их кучность значительно возрастает (рис. 2.11). Как правило, в диабазовых и ри-

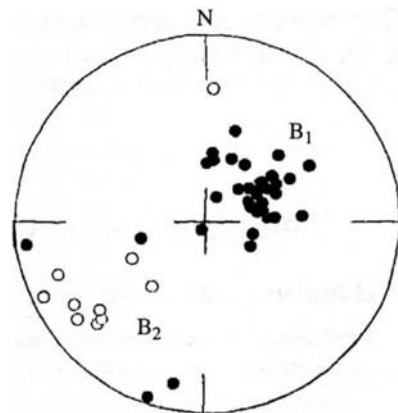


Рис. 2.11. Стереограмма направлений высокотемпературных V_1 , V_2 компонент J_n , дайки, р. Вижай.

Усл. обозн. см. на рис. 2.3

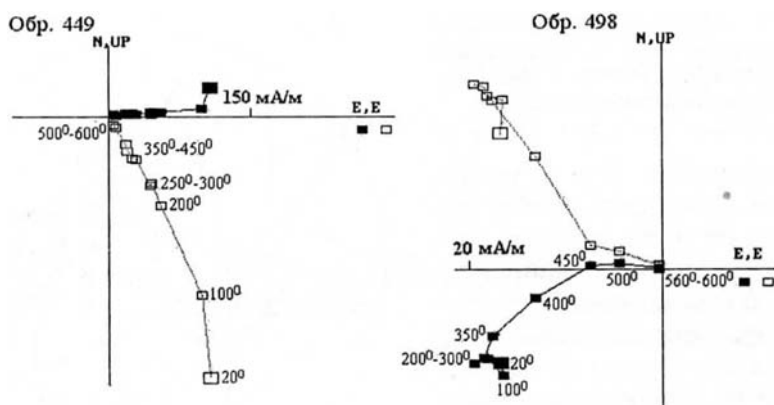


Рис. 2.12. Диаграммы Зийдервельда обр. 449, 498, дайки р. Вижай. Усл. обозн. см. на рис. 2.2. Соответственно стратиграфическая и географическая системы координат

олитах присутствует одна из этих высокотемпературных составляющих (см. табл. 2.3). Примеры терморазмагничивания таких образцов представлены на рис. 2.12 — риолита (обр. 449) и диабаз (обр. 498). Первый — в интервале 100...600 °С имеет намагниченность с $D = 90,7^\circ$, $I = 66,0^\circ$, второй — перемагничен позднепалеозойским полем: $D = 223,4^\circ$; $I = -51,0^\circ$ (350...600 °С) — $D_1 = 219,8^\circ$; $I_1 = -51,2^\circ$ (200...450 °С) и $D_2 = 275,7^\circ$; $I_2 = -25,8^\circ$ (450...600 °С).

Высокотемпературные компоненты J_n вижайских даек совпадают с выделенными составляющими в ивдельских дайках и также связаны с магнетитом и гематитом второй и третьей генерации.

Таким образом, J_n диабазов и риолитов дайковых комплексов Шемурской и Саумской структур содержат две общие составляющие, появление которых, как было показано выше, связано с позднекаледонским и герцинским метаморфизмом. Но в породах Шемурской структуры сохранилась также раннепалеозойская компонента, отсутствие которой в вижайских дайках, по всей видимости, объясняется проявлением в пределах Саумской структуры более сильного метаморфизма из-за близости Чистопского габброидного массива (Петров, Свяжина и др., 2000а).

2.2. СРЕДНИЙ УРАЛ

Шельф Восточно-Европейского палеоконтинента

Западноуральская зона: Уловско-Висимский синклиорий

Геологическое описание изученных объектов. Изученные разрезы принадлежали рифтовым и шельфовым комплексам Восточно-Европейского континента (см. рис. 2.1).

Палеозойские породы шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента на Среднем Урале входят в состав пакетов пластин, в связи с чем первичное залегание их сильно нарушено. Самыми древними из изученных в районе палеомагнитным методом отложений являлись образования нижнего ордовика козинской свиты, обрамляющей и тектонически перекрывающей Уфалейский метаморфический комплекс и входящих в состав Бардымского аллохтона (Стратиграфия и фауна..., 1973).

Козинская свита картируется на всем протяжении от Билимбаева до Кенчурки и имеет переменный состав и мощность 450—500 м. В окрестностях г. Верхние Серги свита сложена терригенно-осадочными породами: конгломератами, гравелитами, серыми и зеленовато-серыми кварцито-песчаниками, зеленовато-серыми серицито-хлорито-кварцевыми сланцами с фауной брахиопод. Опробованная по северному берегу Козинского пруда и северному берегу р. Козья вниз по ее течению толща представлена переслаиванием кварцито-песчаников и сланцев (см. табл. 2.1).

Малыгинская свита представлена кварцевыми конгломератами и песчаниками, кварцево-карбонатными породами, серицит-кварцевыми и серицит-хлорит-карбонатными сланцами, известняками с криноидеями и мшанками и метаморфизованными вулканогенными породами. Фаунистически охарактеризованная как O_2 к свита изучена по р. Серге в районе устья р. Малыгиной и в нижнем течении последней. Коллекция состоит из образцов песчаников и сланцев.

Промысловскую серию изучали в составе полуденского горизонта, характеризующегося выдержанностью литологического состава. За редким исключением он представлен серыми и темно-серыми слоистыми и массивными доломитами. В доломитах часто отмечались прослойки с червячковыми и водорослевыми образованиями, строматопороидеями, табулятами, гастроподами, а также кораллами и брахиоподами. Возраст отложений поздний ордовик ашгильский век. Палеомагнитное опробование проведено в ныне заброшенных карьерах: Большом Кладбищенском, Крестовоздвиженском и Новом, — расположенных по р. Полуденке вблизи устьев впадающих в нее рек Гаревки и Поперечной (рис. 2.13). В разрезе, вскрытом Кладбищенским карьером, почти все пачки имеют вертикальное залегание и слагают крутопадающее северо-западное крыло Промысловской синклинали. От этого карьера описываемые отложения простираются на юго-запад и юг. На юге они вскрыты в Крестовоздвиженском карьере и слагают юго-восточное опрокинутое крыло вышеупомянутой синклинали (юго-восточное падение под углом 40—50°). Мощность полуденского горизонта в стратотипическом разрезе составляет 184 м.

Четвертый опробованный разрез — г. Колчимский (Помяненный) Камень представлен ожелезненными песчаниками *полудов-*

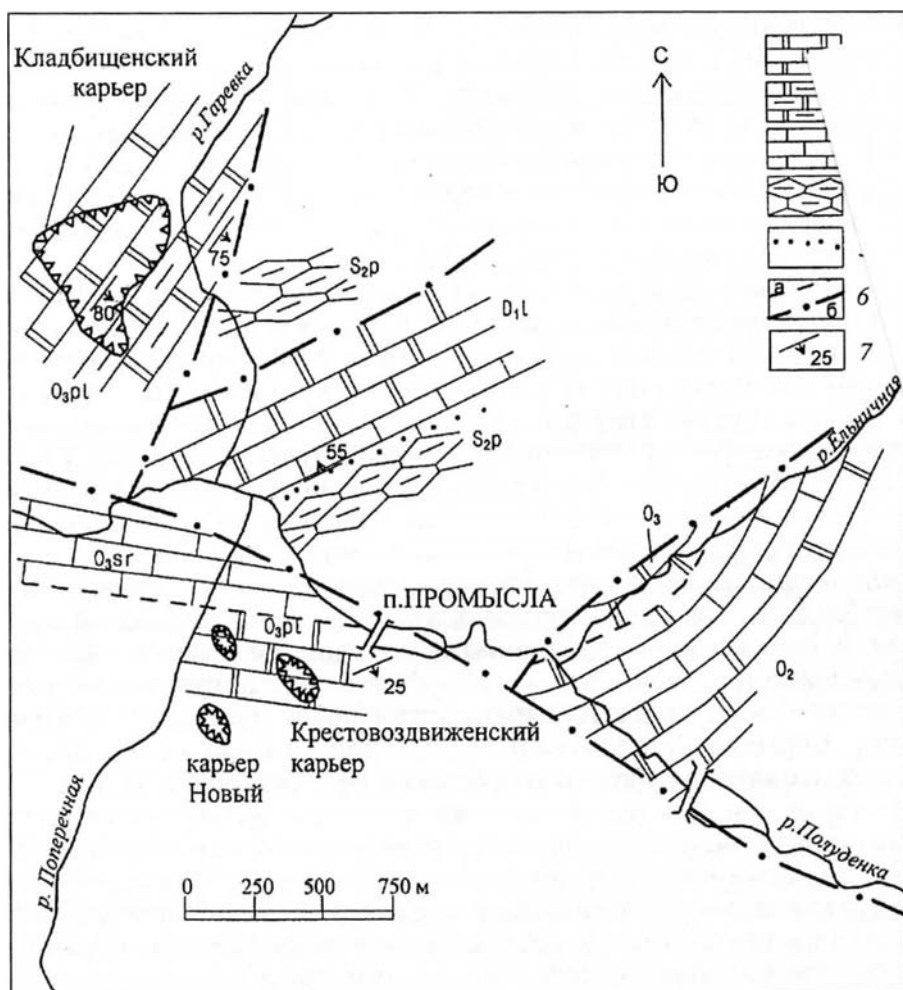


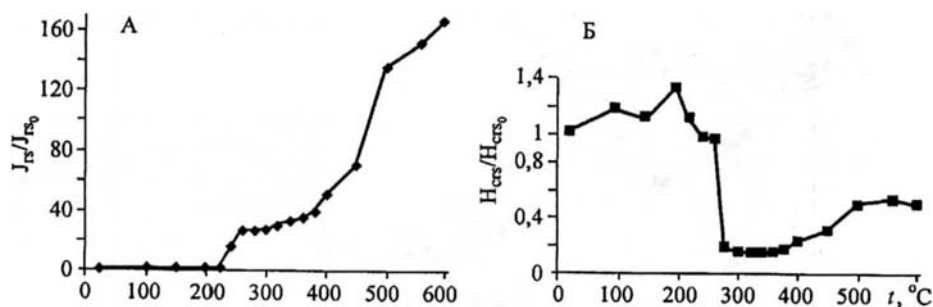
Рис. 2.13. Схема геологического строения района пос. Промысла (составлена Н. Я. Анцыгиным):

1 — доломиты; 2 — доломиты глинистые; 3 — известняки тонко- и среднеслоистые; 4 — известняки комковатые глинистые; 5 — песчаники; 6 — предполагаемые литологические границы (а) и разломы (б); 7 — элементы залегания слоистости. Горизонты верхнего ордовика: O₃pl — полуденский, O₃sg — сурьинский; S₂p — пржидольский ярус верхнего силура; D₁l — лохковский ярус нижнего девона

ской свиты. Верхнеордовикский возраст свиты фаунистически не подтвержден.

Результаты палеомагнитных исследований. Разрез Промысла (промысловская серия) представлен доломитами, чистые разности которых диамагнитны, но с глинистой примесью имеют слабую намагнитченность: магнитная восприимчивость варьирует от -8 до $16 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n — от 0,04 до 2,27 мА/м.

Магнитоминералогические исследования доломитов с терригенным материалом показали присутствие в них гидроокислов же-



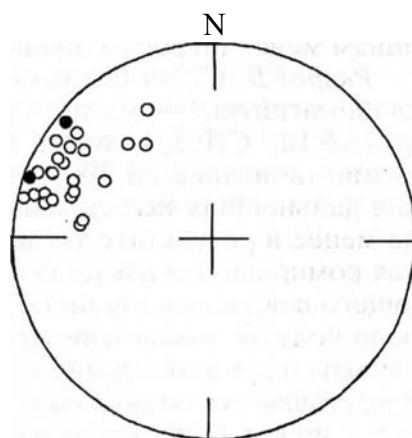
2.14. Температурные изменения параметров насыщения.

А — J_{rs}/J_{rs0} , Б — H_{crs}/H_{crs0} , разрез Промысла

леза, гематита, антиферромагнитного пирротина, из других рудных визуально отмечен пирит. Действительно, в процессе нагрева образцы приобретали бурую окраску и высокую магнитность: остаточная намагниченность насыщения в интервале 200...600 °С увеличивалась в десятки, а в обр. 51 — в 167 раз и составила 17 720 мА/м при начальных $J_n = 2,39$ мА/м, $\chi = 0$; $J_{rs20} = 10$ мА/м (рис. 2.14). Значительные изменения остаточной коэрцитивной силы H_{crs} свидетельствуют о перестройке структуры вещества.

Известно, что возрастание J_{rs} при нагревах наблюдается также при появлении гематита в результате дегидратации гетита (гидрогетита), но на свойства этот процесс столь сильно не влияет, тогда как при переходе немагнитного пирротина в магнитную фазу резкий рост J_{rs} закономерен.

Несмотря на очень слабый магнетизм доломитов, в 50 % образцов выявлена общая компонента намагниченности северо-западного склонения (рис. 2.15). В трех наиболее магнитных образцах — 27, 28, 29 — эта компонента практически единственная и выявляется после нагрева до 100 °С, когда разрушается небольшая по интенсивности низкотемпературная составляющая, и ее направление остается неизменным до 625 °С — $D = 290,4^\circ$; $I = -6,4^\circ$ (рис. 2.16). J_n отличается высокой магнитной жесткостью и связана с гематитом. В других образцах J_n , как видно на примере обр. 17, двухкомпонентна. Первая, существующая в интервале



2.15. Стереогрaмма направлений высокотемпературной компоненты J_n , разрез Промысла.

Усл. обозн. см. на рис. 2.3. Стратиграфическая система координат

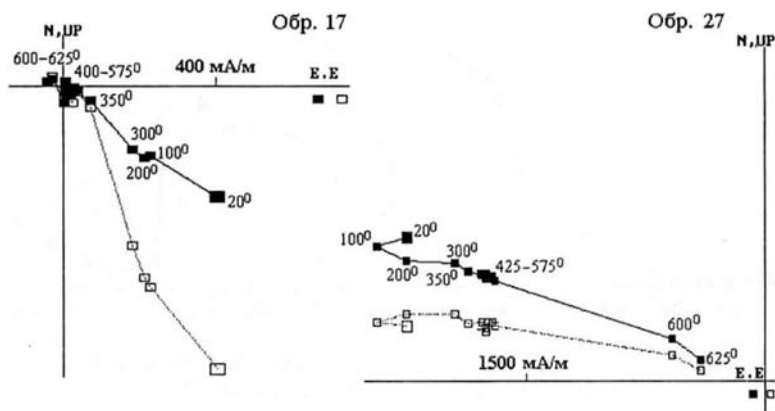


Рис. 2.16. Диаграммы Зийдervельда обр. 17, 27, разрез Промысла.
Усл. обозн. см. на рис. 2.2. Стратиграфическая система координат

20...525 °С, имеет $D_1 = 133,0^\circ$; $I_1 = 36,8^\circ$, вторая, по конечной точке, $D_2 = 295,8^\circ$; $I_2 = -17,9^\circ$. Магнитные свойства обр. 17 обусловлены двумя (тремя?) носителями намагниченности, о чем свидетельствует кривая $J_n/J_{n0}(t, ^\circ\text{C})$. Главным является пирротин — с ним связана первая компонента, на долю которой приходится до 90 % J_n . Гематит в породе отвечает за вторую составляющую, ее направление совпадает с установленным в обр. 27.

Изученные образцы практически не испытали позднепалеозойского и современного подмагничивания.

Кучность векторов высокотемпературной компоненты J_n пород разреза после учета их залегания возрастает с 4,5 до 20,1, что указывает на образование намагниченности до деформации отложений и судя по ее направлению и терригенной природе рудных зерен, в раннем палеозое.

Результаты изучения палеомагнетизма отложений разрезов Верхние Серги, Малыгино и Колчимский Камень по разным причинам менее информативны, чем разрез Промысла.

Разрез В. Серги (козинская свита). Песчаники и сланцы свиты слабомагнитны — магнитная восприимчивость изменялась от 3,2 до $18,6 \cdot 10^{-5}$ СИ; J_n — от 0,2 до 2,68 мА/м. Образцы прошли термо-размагничивание до 300 °С, после чего оказались непригодными для дальнейших исследований из-за малой намагниченности. Тем не менее в результате термочистки была снята низкотемпературная компонента и векторы сместились из положения, соответствующего современному полю, в северо-восточный сектор, и приобрели пологое наклонение (рис. 2.17, а). Однако делать какие-либо выводы о происхождении выявленной древней составляющей J_n не представляется возможным. Вполне вероятно, что она, в свою очередь, может быть векторной суммой намагниченностей, так как

критерий Романовского $R_\alpha > 3$.

Разрез Малыгино (малыгинская свита). Отложения свиты характеризуются магнитной восприимчивостью от 3,1 до $691 \cdot 10^{-5}$ СИ, и J_T от 0,35 до 53,1 мА/м. Повышенные магнитные свойства имеют диабазы, они же обладают наиболее стабильной J_n . Но из-за отсутствия данных о залегании результаты их изучения не могут быть использованы.

Песчаники и сланцы после терморазмагничивания до 300°C потеряли значительную часть J_n и дальнейшим нагревам не подвергались. Но, как и в разрезе В. Серги, была разрушена низкотемпературная намагниченность, и в результате векторы изменили свое направление с современного на северо-западное (см. табл. 2.2, рис. 2.17, б). И хотя соотношение кучности в географической и стратиграфической системах координат свидетельствует в пользу постскладчатой J_n , делать окончательный вывод без полного анализа ее представляется преждевременным.

Разрез Колчимский Камень (полюдовская свита). Результаты изучения намагниченности ожелезненных песчаников, обнажающихся на Колчимском Камне, приведены в табл. 2.2. Остаточная намагниченность пород отличается чрезвычайной стабильностью: в ходе нагревов до 600°C векторы сохранили первоначальное направление. Тем не менее результаты исследования не могут быть использованы из-за неточного определения возраста песчаников, а также по причине, что полученные крутые углы наклона — $70\text{--}90^\circ$ — несвойственны для намагниченности пород ордовика Урала (см. табл. 2.2, рис. 2.17, в).

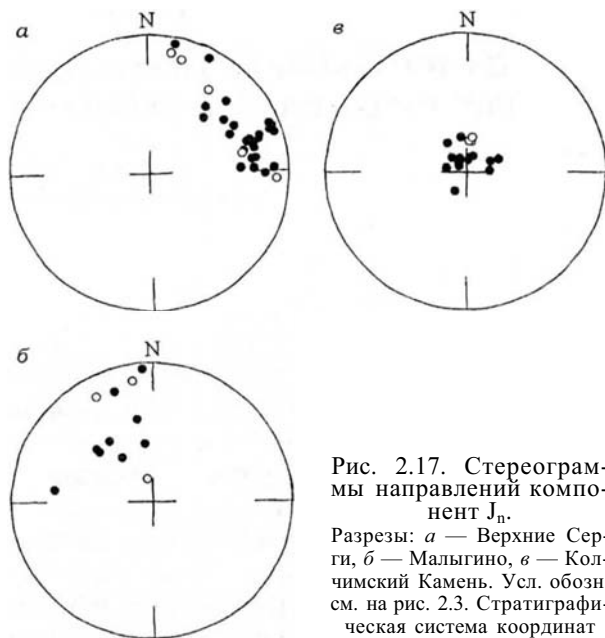


Рис. 2.17. Стереогаммы направлений компонент J_n .

Разрезы: а — Верхние Серги, б — Малыгино, в — Колчимский Камень. Усл. обозн. см. на рис. 2.3. Стратиграфическая система координат

Глава 3

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА ЮЖНОГО УРАЛА И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Палеомагнитным исследованиям на Южном Урале и Северном Казахстане способствовало наличие представительных разрезов нижнего, среднего и верхнего ордовика практически во всех основных структурах и сохранность в изученных породах первичной древней намагниченности. Часть опробованных разрезов принадлежала рифтовым, шельфовым и континентально-склоновым комплексам Восточно-Европейского палеоконтинента (Зилаирский синклиорий, Юрюзанская синклинал, отчасти Сакмарская синформа и Эбетинская антиформа); другая часть принадлежала Уральскому палеоокеану и микроконтинентам в его пределах (верхние аллохтоны Сакмарской зоны), меланж Главного Уральского глубинного разлома (Присакмаро-Вознесенская зона), микроконтиненты (или микроконтинент) Восточно-Уральской зоны, Денисовская палеоспрединговая зона, и в Северном Казахстане — Кокчетавский блок (микроконтинент).

3.1. ЮЖНЫЙ УРАЛ

Шельф Восточно-Европейского палеоконтинента

Западноуральская зона: Зилаирский синклиорий и Юрюзанская синклинал

Геологическое описание изученных объектов. Ордовикские отложения в Зилаирском синклиории известны в широтном и верхнем меридиональном течении *р. Белой*, а также в *Тирлянкой и Юрюзанской синклиналях* (Краузе, Маслов, 1961).

Разрезы Максютово, Б. Майгашты и Миндегулово расположены в широтном течении *р. Белой* (табл. 3.1). В разрезе Максютово ордовикские отложения залегают с размывом на породах нижнего венда (ашинская серия), а два других разреза, более восточных, — с угловым несогласием на породах юшинской и зигальгинской свит рифея, и представлены серыми алевритистыми и песчанисты-

Таблица 3.1

**Опробованные разрезы ордовика Южного Урала.
Восточно-Европейский палеоконтинент**

Структура	Возраст пород	Свита, серия	Разрез	Ф°	λ°	N/n	Геолог-консультант
Шельф палеоконтинента							
Зилаирский синклиорий	O ₂₋₃		Б. Майгашты	53,1	57,4	19/58	В. Н. Пучков
			Миндегулово	53,1	57,4	40/74	
			Максютово	53,0	57,1	31/24	
			Байназарово	53,3	57,6	20/55	
			Н. Серменево	53,9	58,1	10/37	
			Кага	53,5	57,7	8/16	
Юрюзанская синклираль	O ₂₋₃	Бактинская	Бакты	54,4	58,6	31/86	В. Н. Пучков
Склон палеоконтинента							
Сакмарская зона	O ₁	Акайская	Уйсылкара	50,0	58,3	50/157	В. Ф. Коробков
			Чкаловский	50,5	57,9	70/125	
			с. Троицкое	50,4	57,8	62/77	
	O ₁	Куагашская	Карагансай	50,5	57,0	68/136	
			Медес	51,0	58,0	134/327	
			Алимбет	51,0	57,5	114/410	
			Шанды	50,5	57,8	37/76	
	O ₁ O ₁₋₂	Кидрясовская Кураганская	Тырмантау	51,5	57,0	24/76	
			Блява	51,5	58,0	72/74	
			Письменка	51,5	58,1	58/58	
O?			Тассай	50,4	57,8	113/176	
Эбетинская зона	Є-O ₁	Купинская	Шошка	50,8	58,2	203/311	В. Ф. Коробков
			Богунбай	50,8	58,2	45/95	
			Эбета-1	51,1	58,1	70/147	
	O ₁	Булатская	Култавасай	51,0		221/310	
			Эбета-2	51,1	58,1	75/148	

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 2.1.

ми доломитами, серыми и розовыми песчаниками (рис. 3.1). Разрезы Байназарово, Н. Серменево и Кага расположены по р. Белой, в ее верхнем меридиональном течении. Здесь ордовикские породы с угловым несогласием залегают на породах ашинской серии и инзерской свиты. Образцы представлены серыми, серо-розовыми песчаниками и серыми алевритистыми доломитами.

В Юрюзанской синклинали опробованы обнажения западного склона хребта Бакты. Образцы взяты из *нижней подсвиты бактинской свиты* и представлены серыми и розовато-серыми кварцитовидными песчаниками.

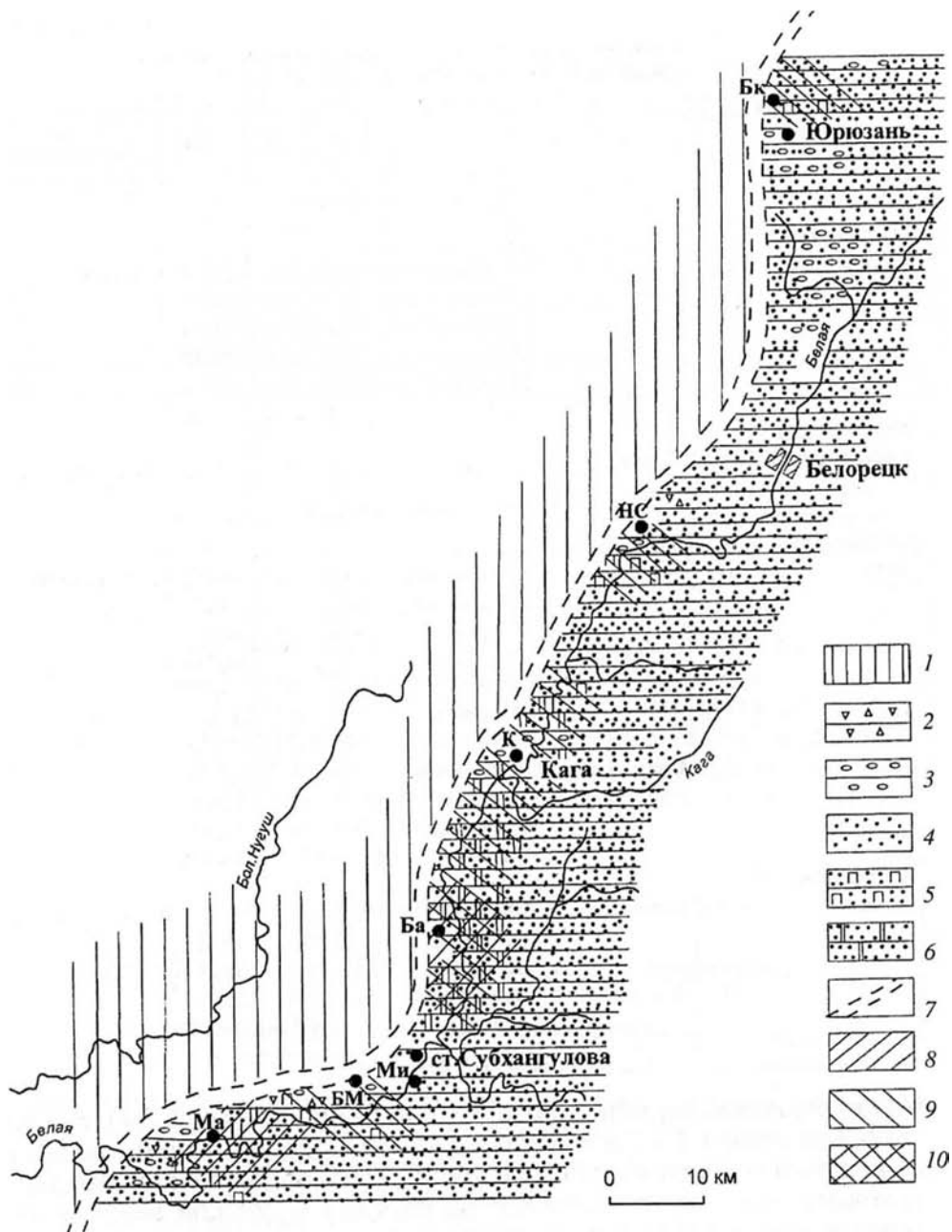


Рис. 3.1. Литолого-фациальная карта ордовика западного склона Башкирского Урала (по: Краузе, Маслов, 1961).

1 — знак суши, 2 — брекчии, 3 — мелкогалечные конгломераты, 4 — разномеристые песчаники, 5 — песчаники с базальным доломитовым цементом, 6 — доломиты слабо алевритистые, 7 — условная граница береговой зоны, 8 — участки бассейна, где хемогенное доломитообразование наступило в начале О, 9 — то же — во второй половине О, 10 — то же — в течение O_{2-3} . Разрезы: Бк — Бакты; НС — Н. Серменево, К — Кага, Ба — Байназарово, Ми — Миндегулово, Б.М — Б. Майгашты, Ма — Максютново

Найденная фауна — граптолиты, брахиоподы, трилобиты, гастроподы, цефалоподы, криноидеи, табуляты — позволяют датировать отложения как средне-верхнеордовикские.

Видимая мощность ордовикских отложений, обнажающихся по р. Белой, невелика и колеблется от нескольких метров до 80 м, и лишь в Юрюзанской синклинали достигает 600 м. Для части отложений характерна косая слоистость.

Результаты палеомагнитных исследований. *Песчаники разрезов Максютово, Миндегулово, Б. Майгашты, Байназарово, Н. Серменево, Бакты* в Западной Башкирии характеризуются слабыми магнитными свойствами: магнитная восприимчивость изменяется от 0,5 до $20 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность — от 0,11 до 29,1 мА/м. Повышенные свойства наблюдаются у ожелезненных песчаников *разреза Кага* — χ до $471 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n до 3160 мА/м. В магнитном поле $1,6 \cdot 10^5$ А/м образцы приобретали слабую J_{rs} от 49 до 104 мА/м, и только розовато-серым песчаникам разреза Б. Майгашты для J_{rs} требуется поле значительно больше $4 \cdot 10^5$ А/м. Тем не менее, в поле $4 \cdot 10^5$ А/м они приобрели значительную $J_r = 12400$ мА/м. Эти песчаники отличаются высокой остаточной коэрцитивной силой $H_{crs} = 2,5 \cdot 10^5$ А/м на фоне $27 \cdot 10^3$ — $55 \cdot 10^3$ А/м у остальных образцов (Свяжина и др., 1995).

Естественная остаточная намагниченность пород всех разрезов многокомпонентна. Процесс терморазмагничивания единичного образца и всей коллекции хорошо прослеживается на примере разреза Байназарово. Так, J_n обр. 118 является векторной суммой трех составляющих: в интервале 20...200 °С происходило разрушение низкотемпературной намагниченности $D_1 = 113,2^\circ$; $I_1 = 40,3^\circ$, 200...400 °С — среднетемпературной $D_2 = 209,8^\circ$; $I_2 = -26,4^\circ$, 500...675 °С — высокотемпературной $D_3 = 313,5^\circ$, $I_3 = 27,3^\circ$ (рис. 3.2).

Ход терморазмагничивания совокупности образцов разреза показан на рис. 3.3. Кривые $J_n(t, ^\circ\text{C})$ имеют сложный вид. Нагревом до 200 °С разрушалась современная компонента, не отвечающая конкретному магнитному минералу. После 200 °С начался спад J_n , который продолжался до 400 °С и сопровождался смещением векторов в юго-западный сектор. При этом максимальная кучность наблюдалась при 300 °С. В интервале 400...600 °С направление намагниченности постепенно меняло азимут с юго-западного на северо-западное, а по наклонению сверху вниз. При 600 °С кучность векторов снова возросла. Таким образом, J_n песчаников разреза Байназарово и остальных разрезов состоит из низко-, средне- и высокотемпературных компонент, обусловленных разными носителями намагниченности.

Для диагностики носителей намагниченности были применены методы магнитной минералогии. В ходе термомагнитного анализа J_{rs} был зафиксирован ее узкий спад в интервале 280...350 °С (рис. 3.4). На повторных кривых эта ступень отсутствовала, что

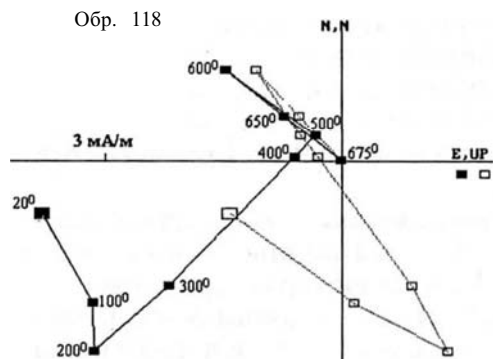


Рис. 3.2. Диаграмма Зийдervельда обр. 118, разрез Байназарово. Светлые символы — точки на вертикальной, темные — на горизонтальной плоскостях. Стратиграфическая система координат

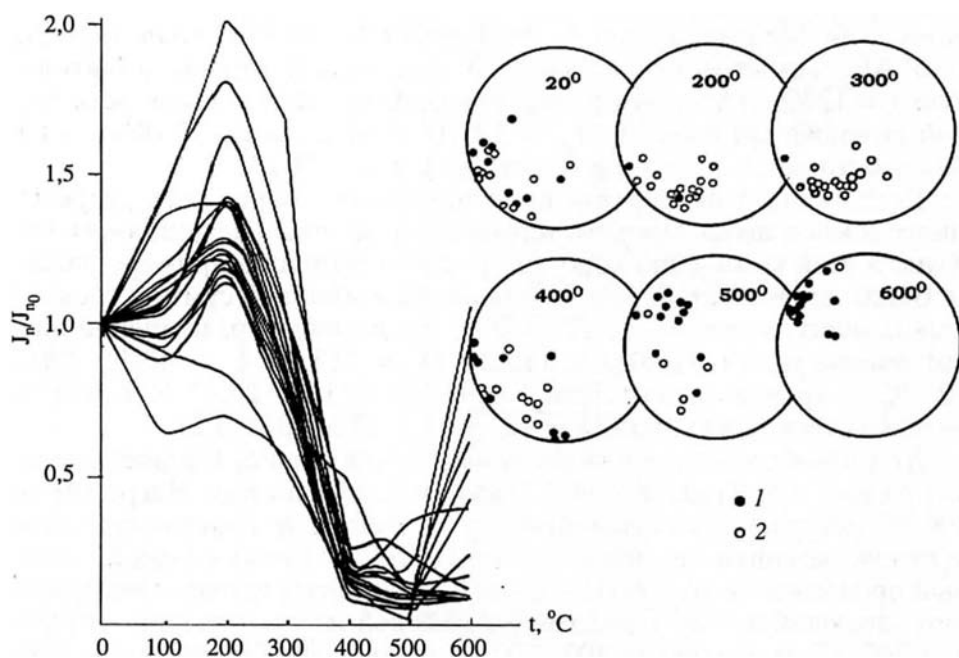


Рис. 3.3. Терморазмагничивание J_n пород разреза Байназарово: кривые J_n/J_{n0} ($t, ^\circ\text{C}$) и стереограммы смещений векторов J_n в ходе нагревов. На стереограммах светлые символы — проекции на верхнюю, темные — на нижнюю полусферы. Географическая система координат

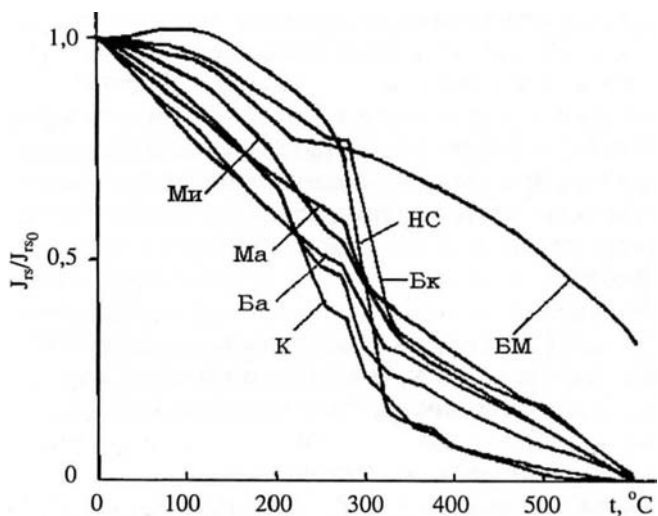


Рис. 3.4. Термомагнитный анализ
Усл. обозн. см. на рис. 3.1

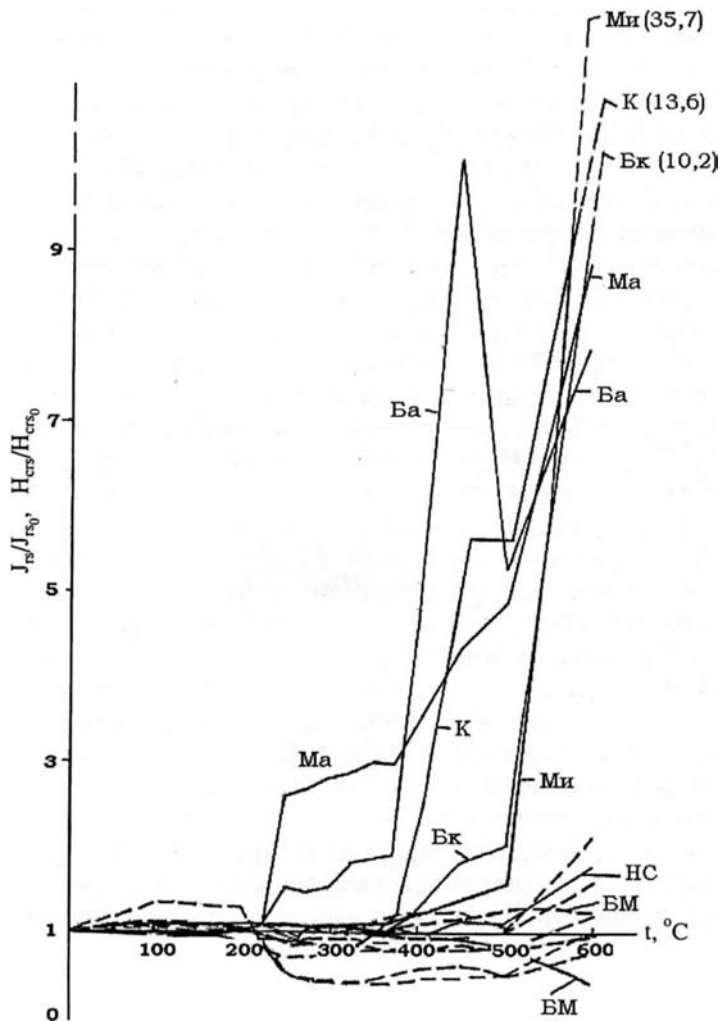


Рис. 3.5. Температурные изменения параметров насыщения J_{rs} , H_{crs} , разрезы Зап. Башкирии.
Цифры в скобках — рост J_{rs} . Сплошные линии — J_{rs}/J_{rs0} штриховые — H_{crs}/H_{crs0} (t , °C). Усл. обозн. см. на рис. 3.1

позволяет считать процесс, связанный с нагревом, необратимым. Параметры насыщения J_{rs} и H_{crs} по мере нагрева до высоких температур также непрерывно меняли величину (рис. 3.5). Результаты терромагнитных исследований указывают на нестабильность магнитных минералов к нагреву. Визуальные наблюдения показали, что в ходе нагревов образцы приобрели красную или коричневую окраску разной интенсивности. Изменение цвета шло по слоям, трещинам, пятнам и завершилось в основном к 280 °С.

Если сопоставить приведенные выше факты, можно предполагать, что в породе присутствуют гидроокислы железа, а точнее гетит (гидрогетит), и с ним связана среднетемпературная компонента J_n (Багин и др., 1988). Именно для гетита (гидрогетита) характерны слабые магнитные свойства, низкая интенсивность J_{rs} , реакция дегидратации в интервале 200...350 °С, приводящая к образованию гематита. Появлением последнего объясняется изменение цвета породы, уменьшение значений структурно-чувствительной характеристики H_{crs} на этапе, когда образуется неупорядоченный гематит, и рост параметров насыщения H_{crs} и J_{rs} по мере достижения 600 °С, когда гематит приобретает стабильную структуру.

Но, как уже отмечалось, подобные кривые терромагнитного анализа J_{rs} и поведение параметров H_{crs} и J_{rs} наблюдаются также у пирротинов. Поэтому чтобы доказать связь магнетизма песчаников с гетитом (гидрогетитом), следует обратиться к условиям, в которых шло формирование и преобразование ордовикских песчаников Западной Башкирии. Известно, что гетит и гидрогетит образуются в широком диапазоне величин рН, вследствие чего являются наиболее распространенными гидроокислами железа в зоне гипергенеза (Чухров, 1955). Ордовикские отложения формировались в морских условиях, и поэтому гидроокислы железа могли переноситься с суши, подвергавшейся латеритному выветриванию вследствие расположения Восточно-Европейского палеоконтинента в тропической зоне. Однако в этом случае обогащение гидроокислами происходило бы по отдельным прослоям и, по-видимому, было бы большим в тонких терригенных прослоях. На деле сплошь и рядом наблюдается пятнистое распространение красной окраски, особенно в песчаниках, что говорит о вторичном отложении окрашивающих окислов. Процесс вторичного окрашивания песчаников мог быть оторван во времени от образования самих песчаников. Представляется возможным, что пропитка песчаников гидроокислами произошла в позднепалеозойское время, когда континент продолжал находиться в низких, тропических широтах, а ордовикские песчаники и подстилающие рифейские породы были выведены на дневную поверхность вследствие эрозии и пенепленизации складчатой области и подверглись латеритному выветриванию. В этом случае воды, обогащенные гидроокислами, могли

просачиваться вниз по пористым прослоям и трещинам (кстати, последние "проявляются", как на фотопленке, на срезах песчаников при их нагреве). Вышеописанный сценарий исключает возможность присутствия в песчаниках пирротина, что требовало бы существования восстановительных условий.

Гетиты (гидрогетиты) в изученных образцах, по всей вероятности, относятся к землистым разностям, поскольку обладают магнитными характеристиками, присущими данной морфологии. Действительно для получения J_{rs} было достаточным поле $1,6 \cdot 10^5$ А/м, остаточная коэрцитивная сила составляла $27 \cdot 10^3$ — $55 \cdot 10^3$ А/м, а наличие "хвоста" до 600 °С на кривой $J_n(t, \text{°С})$ связано с присутствием в породе частиц гетита (гидрогетита) разного размера.

Судя по всему гетит (гидрогетит) сыграл большую роль в формировании естественной остаточной намагниченности песчаников. Палеомагнитное направление, связанное с ними ($D = 224^\circ$; $I = -29^\circ$), соответствует полю позднего палеозоя, времени формирования самих гидроокислов. Полученные данные показывают, насколько стабильна структура гетита, способного сохранить первоначальную намагниченность.

Однако намагниченность песчаников связана не только с гидроокислами, а также с гематитом, на который приходится остаток J_n после нагрева до 600 °С. Гематит отвечает за вторую высокотемпературную компоненту $D = 323^\circ$, $I = 26^\circ$ (табл. 3.2). Вклад гематита и гетита (гидрогетита) в J_n пород различен. Так, в песчаниках разреза Б. Майгашты гематит является единственным носителем намагниченности, в то время как в остальных главными являются гидроокислы железа.

На рис. 3.6 показаны направления двух древних компонент J_n , установленных в породах разрезов Байназарово, Максютово и Миндегулово. Высокотемпературная компонента получена по конечным точкам, среднетемпературная — методом вычитания этой компоненты из суммарной древней намагниченности.

Решая вопрос о возрасте намагниченности гематита, необходимо принять во внимание следующее. Гетит (гидрогетит) и гематит в изученных песчаниках генетически не связаны, взаимные переходы их требуют таких условий, которые в природе не суще-

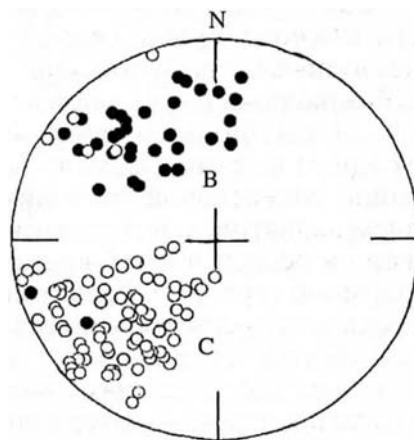


Рис. 3.6. Стереограммы направлений компонент J_n :

С — среднетемпературной, В — высокотемпературной. Разрезы Байназарово, Максютово, Миндегулово. Усл. обозн. см. на рис. 3.3. В — стратиграфическая, С — географическая системы координат

Палеомагнитные данные

Возраст	Свита	Разрез	N/n	Географическая система координат					
				D°	I°	P _f	P _a	K	α ₉₅ °
O ₂₋₃		Миңдегулово	58/17	314	9	1,21	2,52	8,5	13,0
			/20	239	-35	1,39	1,12	5,7	15,1
		Максютово	31/12	323	4	-0,06	0,62	6,3	18,6
			Байназарово	40/11	316	9	0,96	-0,73	20
		/15		224	-29	-0,47	1,39	16,4	9,7
		Н. Серменево		20/10	227	-27	-1,06	-0,70	13,6
		Кага	28/7	247	-23	0,91	-0,99	28,5	11,5
O ₂₋₃	Бакинская	Б. Майгашты	17/17	232	-34	-0,37	-0,25	30,3	6,6
			Бакты	42/15	330	33	0,71	-1,18	5,2
			/13	163	50	0,65	-0,90	6,1	18,4
			/10	229	-23	-0,71	-0,80	8,5	17,6

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 2.2.

ствуют, т. е. они образовались в разное время (Гипергенные окислы..., 1975).

Установленное для гематита палеомагнитное направление не соответствует направлению современного и позднепалеозойского поля и, следовательно, он образовался ранее гидроокислов. Поскольку гематит участвовал в осадконакоплении, имеются основания полагать, что возраст связанной с ним намагниченности раннепалеозойский.

Склон Восточно-Европейского палеоконтинента

Сакмарская зона

Сакмарская зона — одна из крупнейших структур западной части Южного Урала, сложена разнообразными вулканогенными и осадочными палеозойскими формациями, протягивающимися в субмеридиональном направлении более чем на 260 км при ширине 20—30 км (Формирование земной коры..., 1986). Эта зона является одним из самых сложно построенных районов Урала, с чрезвычайно интенсивной тектонической нарушенностью разрезов, обилием надвигов, зон серпентинитового меланжа и т. д. Она расположена в осевой части Зилаирского синклиория и сама имеет синформное строение. Развитые в ней комплексы залегают тектонически на зилаирской серии и представлены несколькими пластинами, нижние из которых отвечают рифтовым и батинально-абиссальным образованиям окраины Восточно-Европейского континента, а верхние — комплексам Палеоуральского океана. Сакмар-

по Зилаирскому синклинию

Стратиграфическая система координат					
D°	I°	P _f	P _a	K	α_{95}°
333	33	0,25	1,01	8,5	13,0
330	23	0,35	1,02	8,6	17,5
323	26	-0,32	-0,74	19,4	10,6
327	5	2,36	1,96	5,4	18,2
155	21	2,28	1,40	6,9	17,0

ская синформа сопряжена с расположенной непосредственно к востоку от нее Эбетинской антиформой, являющейся по сути дела южным окончанием Уралтауской антиформы. Развитые в ней комплексы сопоставимы с сакмарскими (рис. 3.7).

Последняя геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 была проведена в Сакмарской зоне Тереклинской поисково-съёмочной партией Каргалинской геологоразведочной экспедиции ПГО Запказ-геология в 1973—1983 гг., отчет которой, а также материалы других исследований использованы в приведенном ниже геологическом описании опробованных свит Сакмарской и Эбетинской зон (Иванов и др., 1987; Коробков и др.; 1984; Абдулин и др., 1977; Миловский и др., 1977; Геологическая карта Казахской ССР..., 1981).

Несмотря на всю сложность геологического строения, в описываемых зонах встречаются слабометаморфизованные отложения, которые стали объектом палеомагнитного изучения.

Палеомагнитные исследования в Сакмарской зоне проведены на разрезах акайской, куагашской, кидрясовской и кураганской свит, охватывающих временной интервал от тремадока до лландейло (см. табл. 3.1). Были изучены также габброиды Тассайского массива предположительно ордовикского возраста. В Эбетинской зоне исследования были ограничены вулканогенно-терригенными слабометаморфизованными образованиями купинской и булатской свит нижнего ордовика.

Из всех изученных комплексов лишь акайская свита принадлежит верхним тектоническим пластинам и с определенной долей условности предположительно может быть отнесена к образованиям палеоокеанического сектора, тектонически перемещенным в

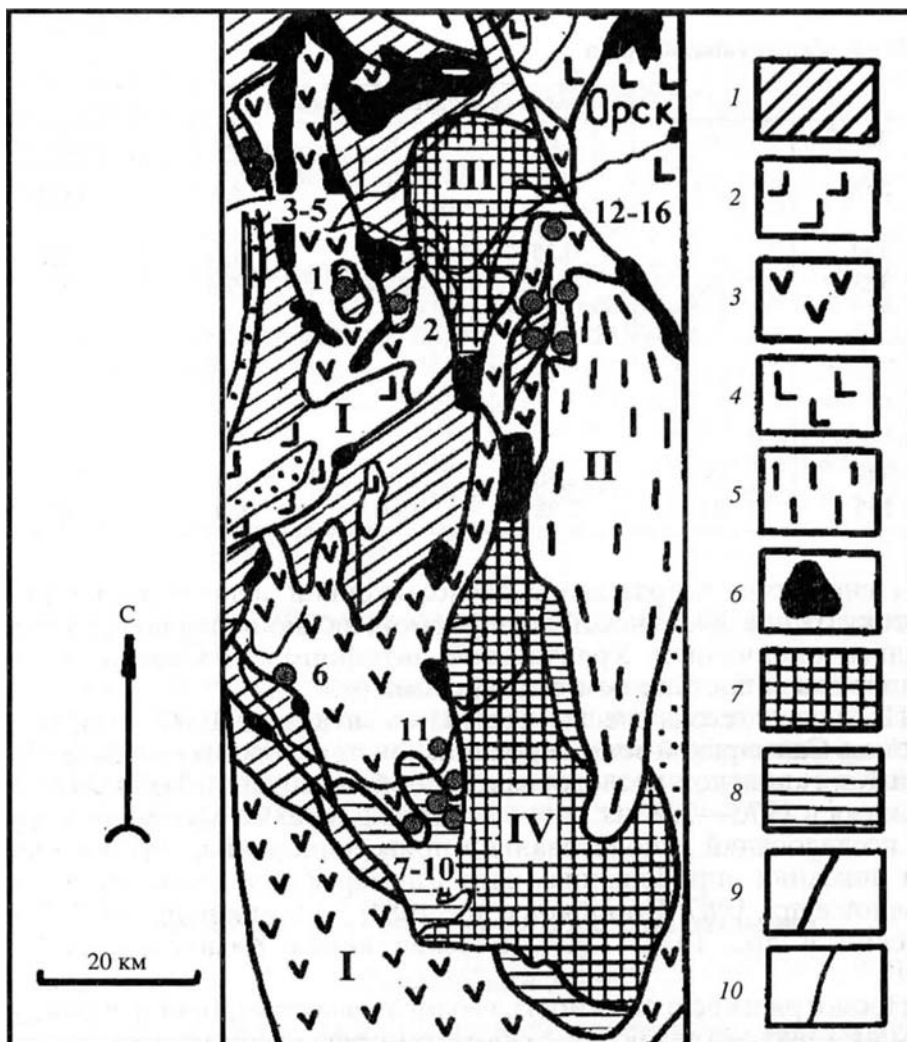


Рис. 3.7. Тектоническая схема западного склона юга Урала (по: Пейве и др., 1977), с изменениями по материалам Н. И. Леоненко, В. Г. Кориневского, С. В. Руженцева, Р. А. Сегедина, Н. Н. Целикова и др.

1 — терригенно-кремнистые отложения континентального склона и подножия (кремнистый тип разреза Сакмарской зоны, $O-C^1_1$); 2 — щелочные базальтоиды (D^1_2 ?); 3 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (вулканогенный и туфогенный типы разрезов сакмарской зоны и нерасчлененные $O-D^2_2$); 4 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (S-D) западного крыла Магнитогорской зоны; 5 — верхнепротерозойские метаморфические толщи; 6 — меланжированные серпентиниты; 7 — дуниты, гарцбургиты; 8 — габброиды, амфиболиты; 9 — разрывные нарушения; 10 — геологические границы. Цифры на схеме: I — Сакмарская зона, II — Эбетинская зона, III, IV — габбро-гипербазитовые комплексы: Хабаринский (III), Кемпирсайский (IV). Точки палеомагнитного опробования, разрезы: 1 — Алимбет, 2 — Медес, 3 — Письменка, 4 — Блява, 5 — Тырмантау, 6 — Шанды, 7 — Тассай, 8 — Карагансай, 9 — Чкаловский, 10 — с. Троицкое, 11 — Уйсылкара, 12 — Эбета-1, 13 — Эбета-2, 14 — Култавасай, 15 — Шошка, 16 — Богунбай

Сакмарскую зону. Куагашская, кидрясовская, купинская, булатская и кураганская свиты принадлежат к Восточно-Европейской континентальной окраине, причем первые четыре являются рифтовыми образованиями, а последняя — отвечает времени начала формирования континентального склона.

Геологическое описание изученных объектов. *Акайская свита.* В разрезе свиты преобладают подушечные лавы основного состава, представленные базальтами и гиалобазальтами, реже диабазами. В подчиненном количестве присутствуют осадочные породы: песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, иногда конгломераты, известняки. Породы свиты в различной степени дислоцированы, метаморфизованы, прорываются многочисленными жильными и субвулканическими телами диабазов, габбро-диабазов, лампрофиров. Обилие субвулканических тел является одной из характерных черт акайской свиты.

Наиболее полно свита представлена в разрезе Чкаловский на правом берегу р. Куагаш, вблизи фермы Чкалова, где общая мощность по разрезу превышает 2500 м.

Возраст акайской свиты определяется находками фаунистических остатков и споро-пыльцевых комплексов в песчаниках разреза с. Троицкое. Наиболее вероятный возраст тремадок — ранний арениг.

Из магнитных минералов в базальтах присутствует магнетит, в цементе туффитов — гематит, в цементе туфов андезито-базальтового состава — гидроокислы железа. В пикритах магнетит, являющийся продуктом разложения оливина, образует мелкие зерна и маломощные прожилки.

Куагашская свита. Ее отложения представлены исключительно большим разнообразием вулканогенных, вулканогенно- и терригенно-осадочных пород и разделены на нижнюю и верхнюю подсвиты. Наиболее полно куагашская свита представлена в разрезе Карагансай, расположенном в центральной части Шиликтинской структуры. Разрез пересечен двумя маршрутами. Первый пройден по обнажениям от скважины 10 до скважины 8, второй, параллельный, прошел по линии канав 509—518.

Разрез представлен переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами красноцветными, серыми, зеленовато-серыми. Отмечены два прослоя серых известняков.

В составе нижней подсвиты преобладают алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфогенные конгломераты, гравелиты, аргиллиты, песчаники, туффиты, туфы основного и среднего составов с подчиненным количеством прослоев лав диабазового и андезито-базальтового состава.

К образованиям куагашской свиты, в силу литологической и петрографической идентичности, сходства фаунистических остат-

ков, условно отнесены также вулканогенно-осадочные породы в междуречье рек Медес и Косагаш (разрез Медес). Образования разреза соответствуют нижней подсвите.

Разрез Медес отличается очень сложным тектоническим строением. Он пересекает блок вулканогенно-осадочных пород, смятых в антиклинальную складку. В ядерной части складки обнажаются наиболее тонкозернистые разности, представленные аргиллитами и алевролитами, содержащими многочисленные отпечатки трилобитов. Для аргиллитов характерно наличие желваков песчано-известкового состава. Выше по разрезу они сменяются песчаниками от мелко- до крупнозернистых, содержащих прослой базальтов, гравелитов.

Разрез Алимбет находится в 15 км к западу от разреза Медес. Опробование проведено в верховьях р. Алимбет, к востоку от старой плотины. В разрезе наблюдается частое переслаивание тонкозернистых песчаников зеленовато-серого цвета с отдельными пластами среднезернистых и крупнозернистых светлых и мелкозернистых красноцветных разностей. Выше следует маркирующий горизонт грубозернистых существенно кварцевых песчаников.

По аэрофотоснимкам в пределах разреза выделено несколько узких (до 300 м) опрокинутых на запад антиклинальных и более широких (до 700 м) синклинальных зон. На местности залегание пород представляется монотонным с восточным или северо-восточным падением.

Разрез Шанды расположен вблизи одноименной фермы на речке того же названия и сложен сильно трещиноватыми базальтами с многочисленными включениями агатовых миндалин. Базальты чередуются с конгломератами и песчаниками.

Рудные минералы в осадочных породах куагашской свиты присутствуют в виде обломков и пылевидных фракций в цементе, из вторичных — гидроокислы железа. В базальтах присутствуют магнетит, гематит, гидроокислы железа.

Возраст куагашской свиты поздний тремадок — ранний арениг.

Кидрясовская свита сложена преимущественно переслаивающимися очень характерными зеленоватыми и зеленовато-серыми аркозовыми и полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов. Это мелководные моласоидные осадки, имеющие значительную мощность, оцениваемую разными авторами от 500 до 4000 м, а вероятнее 1000—1500 м. Для них обычны косая слоистость, присутствие глауконита, а в тонкообломочных разностях — и слюды. В резко подчиненном объеме в составе свиты присутствуют базальты, для которых характерна повышенная щелочность.

Комплекс фаунистических остатков (брахиоподы, граптолиты, трилобиты, гастроподы), содержащихся в отложениях кидрясовской свиты, указывает на их тремадокский возраст, причем нижняя часть относится к нижнему, а верхняя — к позднему тремадоку.

Опорный разрез кидрясовской свиты (г. Тырмантау) сложен крупно- и среднезернистыми зеленовато-желтыми песчаниками.

Кураганская свита представлена главным образом глинистыми сланцами, аргиллитами и туфоаргиллитами вишнево-красного или зеленого цвета. Среди них отмечаются слои и пачки полимиктовых песчаников, туффитов, туфосилицитов и известняков. К кураганской свите относятся также основные и кислые вулканиты и кремни, переслаивающиеся с аргиллитами.

Мощность свиты оценивается по-разному — от 600 до 1500 м.

Возраст свиты на основании редких находок трилобитов и граптолитов определяется как верхи аренига — низы лланwirна.

Палеомагнитные исследования проведены на двух разрезах свиты: в железнодорожных выемках восточнее ж.д. ст. Блява и в 1,5 км к северо-востоку от д. Кидрясово в выемке тракта Оренбург — Орск, а также в долине р. Письменки.

Разрез Блява сложен с запада на восток красноцветными аргиллитами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами, среди которых наблюдаются подушечные лавы базальтов. На восточном конце обнажения наблюдаются аргиллиты красного и зеленого цвета.

Разрез Письменка сложен кремнистыми вишневыми аргиллитами, алевролитами с небольшими пропластками светло-зеленых аргиллитов.

Габброиды разреза Тассай развиты в пределах *Тассайского массива*, эндоконттакт массива вскрыт в балках Тассай I и Тассай II, расположенных вблизи с. Троицкого. Палеомагнитное опробование проведено вдоль первого ручья и на его террасах, где породы менее изменены. Образцы представлены габбродиабазами, габбро и кремнистыми туффитами.

Результаты палеомагнитных исследований. *Разрезы Чкаловский и Троицкий* (акайская свита) сложены породами, магнитные свойства которых варьируют в широких пределах. Магнитная восприимчивость туфопесчаников, кремнистых пород, кварцитов, порфиринов изменяется от 7 до $25 \cdot 10^{-5}$ СИ. Естественная остаточная намагниченность имеет интенсивность менее 1 мА/м. Средняя для базальтовых порфиритов, диабазов, габбро-диабазов и габбро χ составляет $70 \cdot 10^{-5}$ СИ, у туфобрекчий основного состава достигает $(4000—16000)10^{-5}$ СИ. J_n у базальтовых порфиритов, диабазов, габбро-диабазов изменяется от 1 до 180 мА/м, габбро и туфобрекчий — до 400 мА/м.

Палеомагнитные данные

Возраст	Свита	Разрез	N/n	Географическая система координат					
				D°	I°	P _f	P _a	K	α ₉₅ °
O ₁ t-a	Акайская	Чкаловский* с. Троицкое*							
		Уйсылкара	50/25	245	-29	1,0	-0,1	10,0	13,0
O ₁ t-a	Куагашская	Медес	134/21	155	43	2,75	-0,14	6,2	14,6
			/37	53	17	1,03	3,67	6,0	10,6
			/11	256	-45	0,0	2,7	147,3	3,8
		Алимбет	172/37	145	-9	0,17	5,06	9,2	8,2
		Шанды	76/50	175	26	1,30	-1,16	5,4	14,0
O ₁ t	Кидрясовская	Тырмантау	76/50	238	-26	0,85	-0,44	19,1	4,7
O _{1a-2}	Кураганская	Блява	74/19	149	-38	-0,6	0,2	12,1	12,0
		Письменка	58/17	117	44	1,1	1,7	9,7	15,0
O?		Тассай	113/23	85	55	0,22	-0,30	14,0	8,4
			/53	239	-31	2,8	-0,1	13,0	5,6

Примечания. * — хаотические направления намагниченности. Усл. обозн. см. в табл. 2.2.

Естественная остаточная намагниченность большинства образцов стабильная. Однако выделить путем терморазмагничивания общее направление удалось на небольших участках профиля — 50—100 м, в целом для разреза оно оставалось хаотичным (рис. 3.8). Лабораторные исследования не выявили какой-либо закономерности в изменении направлений J_n, связанной с типом пород, положением в разрезе, вторичными изменениями (хлоритизацией, окварцеванием, ожелезнением, гематитизацией и т. д.).

Беспорядочное распределение векторов в обоих разрезах можно объяснить либо их глыбовым строением, либо поэтапным внедрением субвулканических тел (Свяжина и др., 1993, Зиновкин, 1940). Исходя из геологического строения акайской свиты, наиболее вероятным представляется второе предположение.

Магнетизм пород связан с магнетитом двух генераций, гематита и гидроокиси железа. Магнитные

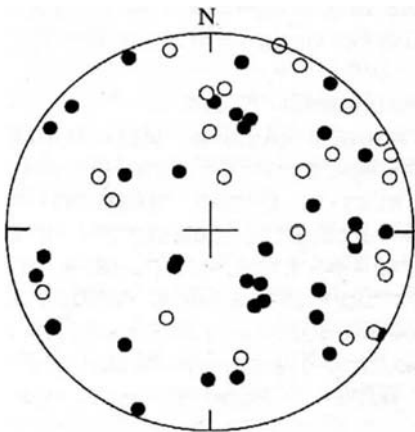


Рис. 3.8. Стереодиаграммы направлений J_n после термочистки; разрез Чкаловский. Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Географическая система координат

по Сакмарской зоне

Стратиграфическая система координат					
D°	I°	P _f	P _a	K	α_{95}°
154	29	1,51	-0,46	18,0	7,7
46	-30	0,17	2,3	4,2	13,0
155	-16	-0,69	5,17	8,8	8,4
148	37	0,71	-0,45	5,7	13,6
142	33	-0,8	-0,7	13,7	11,0
172	40	-0,6	1,0	15,0	12,0
85	55	0,22	-0,30	14,0	8,4

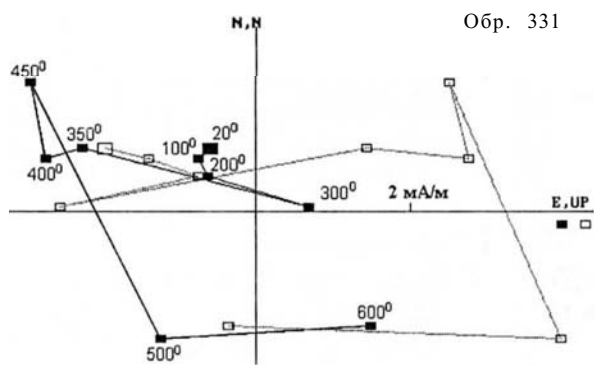
минералы присутствуют в виде отдельных зерен или их скоплений, размер их колеблется от 0,001 до 0,5 мм, форма неправильная. Гидроокислы железа коломорфные.

Кремнистые породы *разреза Уйсылкара* отличаются от остальных пород свиты очень слабыми магнитными свойствами, часть из них диамагнитна. Естественная остаточная намагниченность изменяется в пределах от 0,09 до 4 мА/м, а у большинства образцов J_n менее 0,6 мА/м. Носителем намагниченности, вероятно, являются гидроокислы железа, поскольку остаточная намагниченность насыщения мала и составила всего 90—340 мА/м, а после нагрева до 300 °С магнитная восприимчивость возросла в 1,5—12 раз, что может быть связано с новообразованием в ходе нагревов более магнитного гематита.

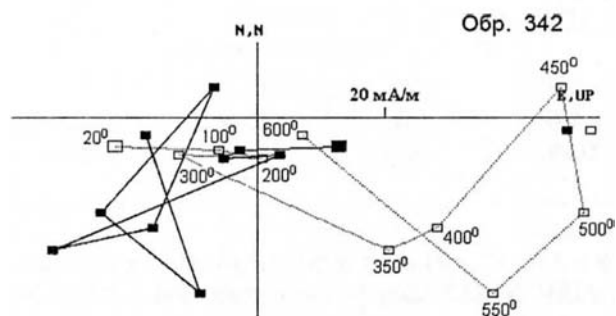
Большинство образцов из-за слабых магнитных свойств оказались непригодными для лабораторных исследований. В остальных в результате чистки переменным магнитным полем была выделена позднепалеозойская намагниченность (табл. 3.3).

Разрез Карагансай (куагашская свита). Из всех изученных пород разреза, расположенного в Шиликтинской структуре, интерес для палеомагнитных исследований представляют вишневые песчаники и алевролиты, обнажающиеся на профиле между скважинами 8 и 10, так как сероцветные разности практически немагнитны.

Магнетизм красноцветных пород связан с магнетитом, гематитом и гидроокислами железа. Магнетит и гематит содержатся в виде тончайшей вкрапленности (0,005 мм), причем последний присут-



Обр. 331



Обр. 342

Рис. 3.9. Диаграммы Зийдервельда обр. 331, 342, разрез Карагансай. Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

ствует и в цементе, окрашивая породу. В розовых песчаниках содержание рудных минералов ниже, а сами зерна крупнее, до 0,23 мм, что снижает интенсивность и стабильность намагниченности. В серых и зеленых песчаниках гематит и гидроокислы железа наблюдаются в тончайших выделениях по трещинам.

Терморазмагничивание обр. 342 вишневого песчаника показало, что J_n многокомпонентна и состоит из низко-, средне- и высокотемпературной составляющих (рис. 3.9). Но если направление двух первых фиксируется $D_1 = 0,2^\circ$; $I_1 = 71,7^\circ$ (20—300 °С); $D_2 = 231,0^\circ$; $I_2 = 15,9^\circ$ (350... 450 °С), направление высокотемпературной в интервале 500... 600 °С установить не удалось, поскольку вектор хаотически менял направление. По этой причине дальнейший нагрев не проводился.

J_n обр. 331 зеленого песчаника также многокомпонентна: $D_1 = 317,8^\circ$; $I_1 = 53,8^\circ$ (20—200 °С), $D_2 = 119,5^\circ$; $I_2 = 37,1^\circ$ (350... 450 °С), $D_3 = 279,6^\circ$; $I_3 = -60,3^\circ$ (400...600 °С).

Таким образом, в целом в породах разреза выделены два направления намагниченности, одно из которых отражает современное поле, и второе, отвечающее среднетемпературной компоненте с направлением $D = 108^\circ$, $I = 53^\circ$ (см. табл. 3.3). По соотношению K в географической и стратиграфической системах координат среднетемпературная составляющая имеет доскладчатый возраст. Наличие в породах носителей намагниченности в виде тонкой вкрапленности позволяет предполагать, что компонента сформировалась в ордовике (Свяжина, 1988). Тем не менее ее направление отличается от приведенного выше раннепалеозойского (рис. 3.10). Как выше упоминалось разрез расположен в пределах Шиликтинской структуры, характеризующейся сложной тектоникой. Поэтому не исключена ошибка в определении залегания пород.

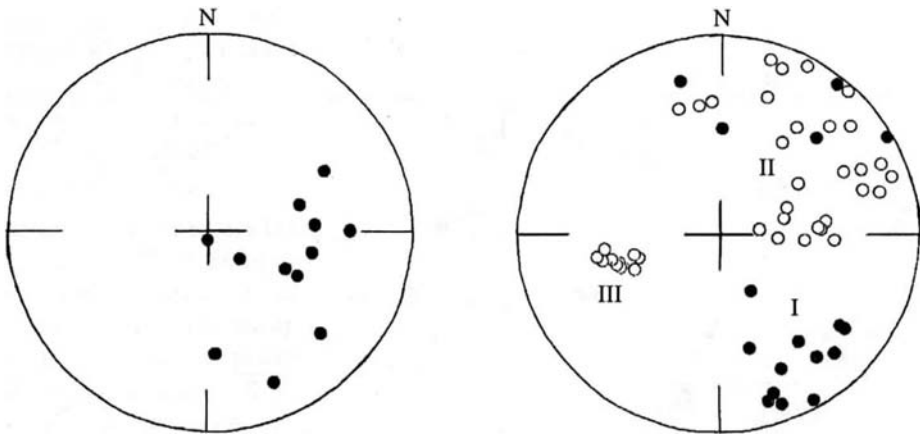


Рис.3.10. Стереограмма направлений среднетемпературной компоненты J_n , разрез Карагансай.

Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

Рис. 3.11. Стереограмма направлений высокотемпературной компоненты J_n I, II и III групп образцов разреза Медес.

Усл. обозн. см. на рис. 3.3.1, II гр. — стратиграфическая, III гр. — географическая системы координат

Среди образцов имеются перемагниченные позднепалеозойским полем.

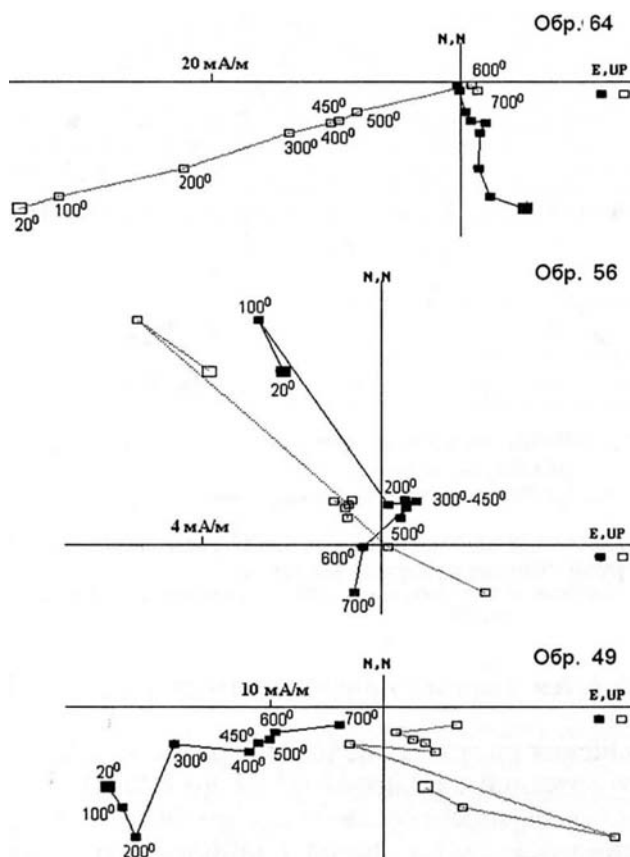
Разрез Медес (куагашская свита). В целом по разрезу магнитная восприимчивость отложений варьирует от 11 до $620 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность от 0,7 до 540 мА/м. Из опробованных терригенно-осадочных пород наиболее магнитны красноцветные алевролиты и песчаники.

Терморазмагничивание лидирующей группы образцов показало, что современная компонента J_n разрушается после 200...300 °С, а древняя часть J_n состоит из одной или двух составляющих. Результаты терморазмагничивания стали реперными для преобладающих в коллекции слабомагнитных штуфов: магнитная чистка до 300 °С, которую они прошли, оказалась вполне достаточной.

По результатам терморазмагничивания образцы разделились на три группы (рис. 3.11).

Обр. 64 представляет первую группу. В интервале 100...500 °С выделена составляющая $D_1 = 169,7^\circ$; $I_1 = 68,7^\circ$; после 600 °С — $D_2 = 246,0^\circ$, $I_2 = -52^\circ$ (рис. 3.12). На диаграмме Зийдервельда наблюдается почти линейная зависимость, т. е. в образце преобладает одна очень стабильная компонента J_n . Вклад ее составляет 97 %, и только 3 % приходится на вторую, позднепалеозойскую составляющую.

Обр. 56 представляет вторую группу. В результате термочистки до 300 °С была разрушена низкотемпературная современная



3.12. Диаграммы Зийдервельда обр. 64, 56, 49, разрез Медес.

Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Обр. 64, 56 — стратиграфическая, 49 — географическая системы координат

компонента, в интервале 300...600 °C выделена первая древняя, с направлением $D_1 = 36,0^\circ$; $I_1 = 28,5^\circ$, после 600 °C — вторая с $D_2 = 262,0^\circ$, $I_2 = 16^\circ$.

Таким образом, в двух группах образцов были установлены разные по направлению высокотемпературные компоненты J_n (см. табл. 3.3). Основным носителем намагниченности в них является магнетит, который, по петрографическим данным, присутствует в породе в

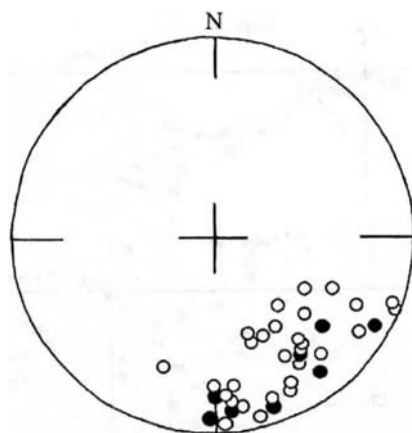
виде обломков и пылевидных частиц. Наличие тонкодисперсного магнетита позволяет высказать предположение, что связанная с ним намагниченность может иметь ордовикский возраст. Поскольку породы однотипны и одновозрастны, содержат один и тот же магнетит, то расхождения в направлениях компонент скорее всего связаны с интенсивной тектонической нарушенностью, наблюдаемой в разрезе.

Компонента с $D = 154^\circ$, $I = 29^\circ$ согласуется с установленным в этом же районе направлением I_n ордовикских даек диабазов и обожженных аргиллитов — $D = 152^\circ$, $I = 36^\circ$ (Палеомагнитные направления..., 1986).

Что касается позднепалеозойской составляющей, то она связана с гематитом, присутствующим в цементе пород с интенсивной красной окраской. Большая магнитная жесткость позднепалеозойской намагниченности убедительно иллюстрируется на примере образца 49 из третьей группы. Судя по диаграмме Зийдервельда, в образце присутствует низкотемпературная составляющая $D =$

Рис. 3.13. Стереограммы направлений J_n после термочистки до $400\text{ }^\circ\text{C}$, разрез Алимбет.

Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат



$= 339,2^\circ$, $I = 69,8^\circ$ и одна высокотемпературная с направлением — $D = 224,0^\circ$, $I = -47,1^\circ$.

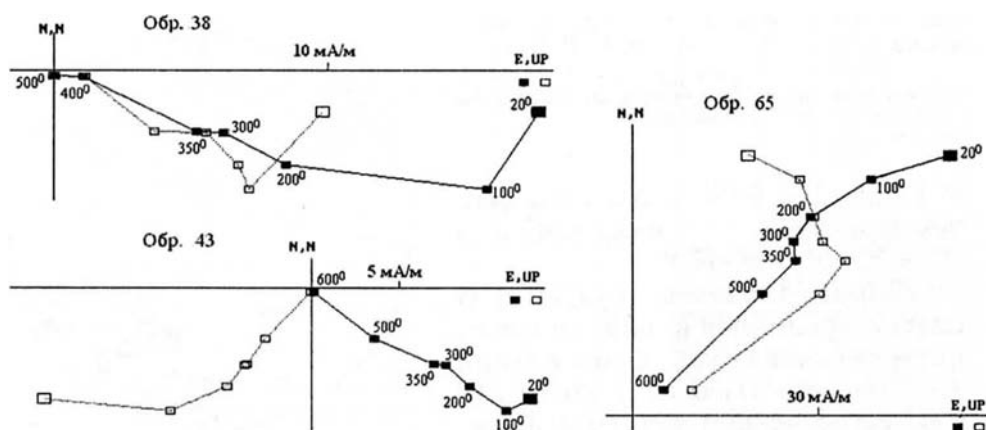
Разрез Алимбет (куагашская свита) представлен слабомагнитными песчаниками с магнитной восприимчивостью от 7 до $87 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественной остаточной намагниченностью от 0,4 до 34 мА/м и в небольшом объеме магнитными субвулканическими породами с χ от 70 до $4700 \cdot 10^{-5}$ СИ, I_n от 42 до 18700 мА/м.

Образцы прошли термочистку до $400\text{ }^\circ\text{C}$, и только единичные — полное терморазмагничивание, так как J_n преобладающих в коллекции крупнозернистых песчаников нестабильна и данные по ним ненадежны.

Намагниченность мелкозернистых песчаников и субвулканической щелочной породы также не во всех образцах стабильна, и большинство образцов подмагничены современным полем. После магнитной чистки до $300\text{ }^\circ\text{C}$ выявляется группа векторов юго-восточного направления, отличающаяся от направления современного и позднепалеозойского перемагничивания и приближающаяся к ордовикской компоненте, выделенной на Медесе (рис. 3.13). Однако, согласно критериям Романовского ($R_a = 5,17$), рассеяние векторов на сфере не соответствует нормальному закону распределения и, следовательно, древняя намагниченность не является однокомпонентной (см. табл. 3.3). В данном случае использование диаграмм Зийдервельда не дало результатов. К тому же сложная тектоника разреза — опрокинутые слои, не позволяет с достаточной уверенностью учесть элементы залегания пород.

Разрез Шанды (куагашская свита). Магнитная восприимчивость эффузивов, базальтов, песчаников и туффилов варьирует от 7,6 до $64,0 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность — от 0,27 до 328 мА/м. Четыре образца базальтов и красноцветных туффилов имеют аномальные магнитные свойства: максимальная магнитная восприимчивость достигает $2520 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n — 6610 мА/м.

Все образцы прошли полное терморазмагничивание, в результате которого установлено, что J_n пород многокомпонентна и состоит из низко-, средне- и высокотемпературной составляющих.



3.14. Диаграммы Зийдервельда обр. 38, 43, 65, разрез Шанды.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

На диаграммах Зийдервельда обр. 38 песчаника в интервале 100...300 °С зафиксированы направления $D_1 = 110,1^\circ$; $I_1 = 23,8^\circ$; 350...500 °С — $D_2 = 119,8^\circ$; $I_2 = -32,7^\circ$; обр. 43 базальта при 100...300 °С — $D_1 = 111,1^\circ$, $I_1 = 19,7^\circ$; 350...600 °С — $D_2 = 132,8^\circ$; $I_2 = 23,5^\circ$; обр. 65 кристаллического туффиита при 100...300 °С — $D_1 = 33,1^\circ$; $I_1 = 59,3^\circ$; 350...600 °С — $D_2 = 37,5^\circ$; $I_2 = -40,0^\circ$ (рис. 3.14). Как показали терромагнитные исследования, часть J_n , связанная с магнетитом (ее разрушение), в значительной мере происходит при 540...600 °С — характеризуется разбросом по склонениям от 180 до 350 °С и наклонениям, чаще с обратным знаком, которые не зависят от типа пород.

На стереограмме рис. 3.15 показаны направления среднетемпературной компоненты, снятые с диаграмм Зийдервельда.

Однако распределение конечных точек (600 °С) отличается от приведенного выше и соответствует нормальному закону (рис. 3.16, см. табл. 3.3). Выделенное направление обусловлено гематитом, который, по всей вероятности, играл особую роль в формировании пород разреза, в частности базальтов. Последние очень богаты агатовыми миндалинами, которые часто имеют вишневый цвет, а в центральной части изредка даже ярко-красный. В образованиях такого рода гематит первичен (Абдулин и др., 1977). Осадочные породы имеют одинаковые с базальтами направления J_n . Поэтому очевидно, что высокотемпературная компонента, связанная с гематитом, является первичной.

Разрез Тырмантау (кидрясовская свита) представлен слабомагнитными песчаниками с магнитной восприимчивостью от 2 до $50 \cdot 10^{-5}$ СИ и естественной остаточной намагниченностью от 0,2 до 3,5 мА/м.

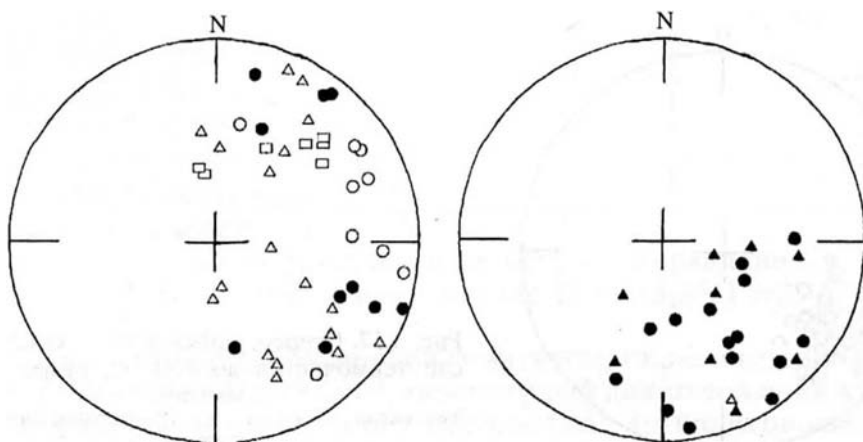


Рис. 3.15. Стереогаммы направлений среднетемпературной компоненты, разрез Шанды.

Кружки — базальты, треугольники — песчаники, алевролиты, прямоугольники — красноцветные туфы. Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

Рис. 3.16. Стереогаммы направлений высокотемпературной компоненты J_n . Разрез Шанды.

Кружки — песчаники, алевролиты, треугольники — базальты. Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

В результате нагрева до $300\text{ }^\circ\text{C}$ в породах выявлена составляющая J_n , характеризующая поле позднего палеозоя (рис. 3.17, см. табл. 3.3). Исследования при более высоких температурах не производились из-за малых значений остаточной намагниченности пород.

Разрез Блява (кураганская свита). Красноцветные песчаники разреза имеют магнитную восприимчивость от 9 до $180 \cdot 10^{-5}$ СИ, и естественную остаточную намагниченность от 0,2 до 14 мА/м.

Образцы прошли термомагнитную чистку до $400\text{ }^\circ\text{C}$, контрольные — до $600\text{ }^\circ\text{C}$, при этом сохраняя более 70 % J_n и постоянное направление вектора намагниченности (рис. 3.18). На диаграммах Зийдерверльда обр. 31 и 46 низкотемпературная компонента отмечена только в последнем — $D = 81,5^\circ$, $I = 59,5^\circ$ ($20 \dots 200\text{ }^\circ\text{C}$). Высокотемпературная составляющая в обр. 31 имеет направление $D = 156,0^\circ$, $I = 33,1^\circ$, в обр. 46 — $D = 152,2^\circ$, $I = 38,3^\circ$. Судя по цвету песчаников и результатам терморазмагничивания, в породах присутствует гематит, который отвечает за единственную и очень стабильную компоненту I_n , направление которой приведено в табл. 3.3 и показано на стереогамме (рис. 3.19).

Разрез Письменка (кураганская свита). Алевролиты и аргиллиты разреза характеризуются слабыми магнитными свойствами. Магнитная восприимчивость колеблется от 6 до $80 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность — от 1,1 до 5,7 мА/м. J_n очень стабильна, в чем можно убедиться на примере обр. 454

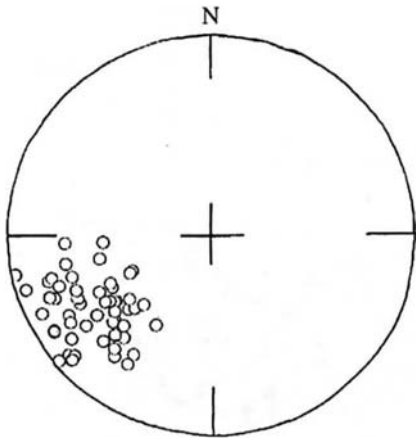


Рис. 3.17. Стереогрaмма направлений J_n после термочистки до 300 °С, разрез Тьрмантау.
Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Географическая система координат

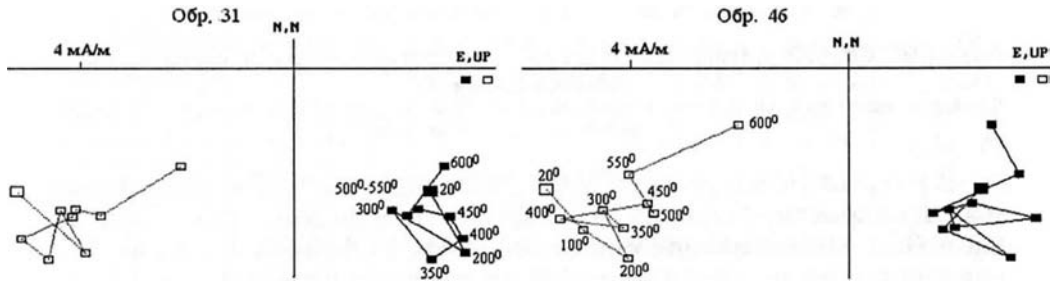


Рис. 3.18. Диаграммы Зийдervельда обр. 31, 46, разрез Блява.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

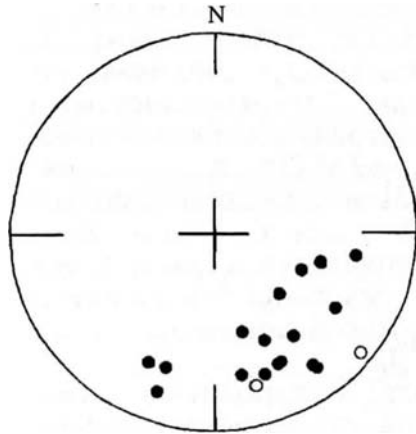
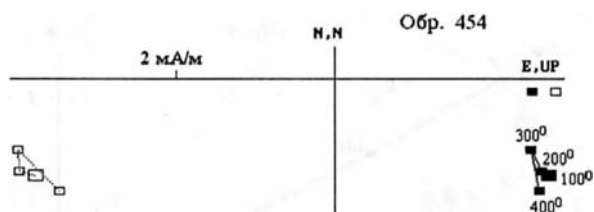


Рис. 3.19. Стереогрaмма направлений высокотемпературной компоненты J_n , разрез Блява.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

Рис. 3.20. Диаграмма Зийдервельда обр. 454, разрез Письменка.

Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат



(рис. 3.20). Намагниченность после нагрева до

400 °С полностью сохранилась и не меняла направления, т. е. J_n однокомпонентна и имеет направление $D = 145,9^\circ$, $I = 39,5^\circ$ (см. табл. 3.3, рис. 3.21).

Магнетизм пород обусловлен гематитом, окрашивающим породу в темно-вишневый цвет, характерный для отложений кураганской свиты. Наличие в них пропластков аргиллитов светло-зеленого цвета свидетельствует в пользу первичной природы гематита.

Среди красноцветных образований отмечены образцы с J_n разной полярности. Здесь на фоне поля обратного знака наблюдалась кратковременная инверсия прямой полярности. Движение вектора J_n в ходе этого процесса показано на рис. 3.22. В разрезе собраны конодонты *Acontiodus arcuatus* (Hadding), *Periodon aculeatus* (Hadding), *Spinodus spinatus* (Hadding), которые датируют время события лланвирнским веком (Пучков и др., 1990). Интервал неустойчивой полярности имеет мощность около 10 м.

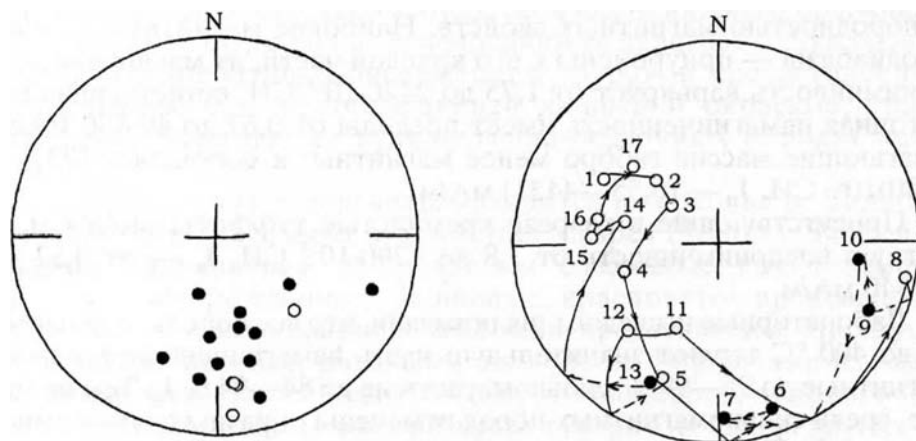


Рис. 3.21. Стереограмма направлений J_n после термочистки до 400 °С, разрез Письменка.

Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

Рис. 3.22. Направления векторов J_n в зоне кратковременной инверсии поля, разрез Письменка.

Цифры — номера образцов. Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Географическая система координат

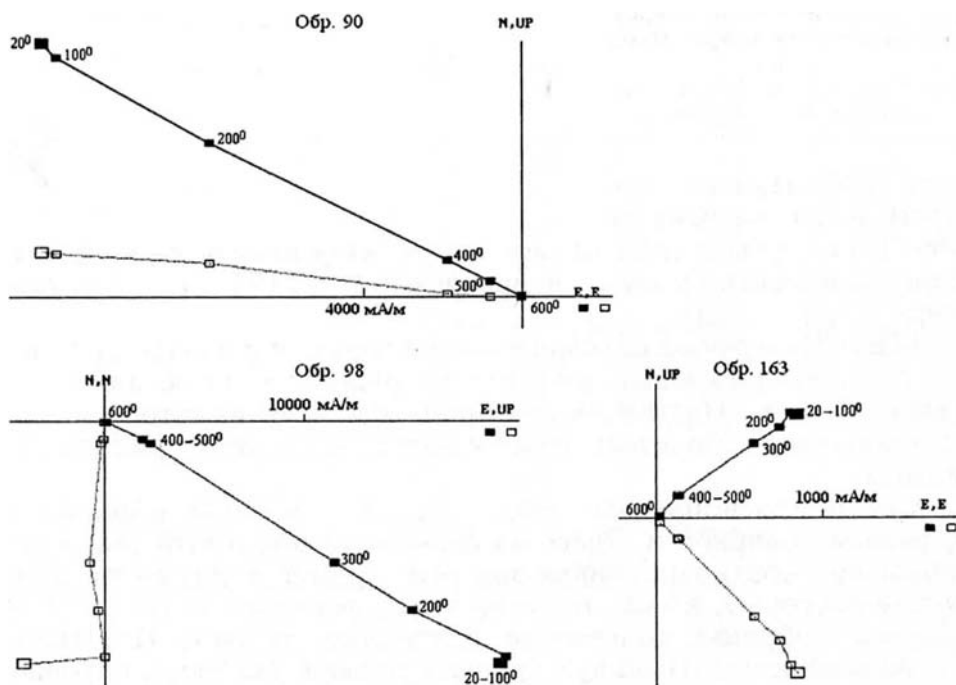


Рис. 3.23. Диаграммы Зийдверельда обр. 90, 98, 163, разрез Тассай.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

Разрез Тассай. Породы массива отличаются значительной неоднородностью магнитных свойств. Наиболее магнитные — габбродиабазы — приурочены к его краевой части, их магнитная восприимчивость варьирует от $1,75$ до $2420 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность имеет пределы от $0,67$ до $49\,480$ мА/м. Слагающие массив габбро менее магнитны: χ составляет $(23,4—2480)10^{-5}$ СИ, J_n — $(0,55—4431)$ мА/м.

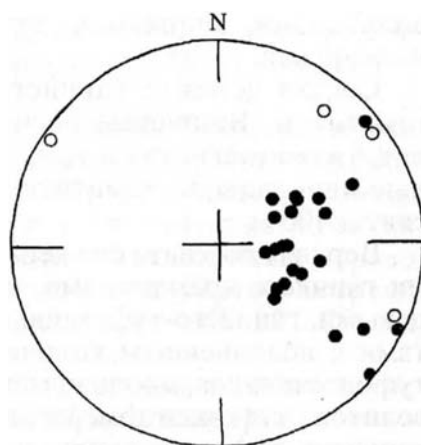
Присутствующие в разрезе кремнистые туффиты имеют магнитную восприимчивость от $3,8$ до $1290 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n — от $0,32$ до $16\,340$ мА/м.

Лабораторные исследования показали, что все породы при нагреве до 400 °С теряют значительную часть намагниченности: слабомагнитные до $95—99$ %, сильномагнитные до $84—94$ % J_n . Тем не менее, среди сильномагнитных пород отмечены образцы с однокомпонентной J_n . Так, на диаграммах Зийдверельда обр. 90 кремнистого туффита, обр. 98 габбродиабаза и обр. 163 габбро в интервале $100…600$ °С, зафиксированы направления соответственно $D_1 = 305,2^\circ$, $I_1 = -6,1^\circ$, $D_2 = 129,4^\circ$, $I_2 = 0,0^\circ$, $D_3 = 45,0^\circ$, $I_3 = 45,7^\circ$ (рис. 3.23).

В целом для сильномагнитных пород характерны пониженные наклонения при значительном рассеянии склонений, которые про-

Рис. 3.24. Стереограмма направлений высокотемпературной компоненты J_n , разрез Тассай.

Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат



явились только после 600 °С: при более низких температурах наблюдался разброс векторов. J_n слабомагнитных пород метастабильна и в расчет не принималась (рис. 3.24, см. табл. 3.3).

Значительная часть образцов перемагничена полем позднего палеозоя.

Эбетинская антиформа

Геологическое описание изученных объектов. *Купинская свита* сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, филлитовидными сланцами с прослоями черных кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, эффузивов основного состава, их туфов с подчиненным количеством линзовидных тел известняков.

За основание свиты принимается горизонт красновато-сиреневых конгломератов, обнажающихся по р. Шошке и ее притоке Купе. За кровлю свиты принимается основание вулканогенно-осадочной толщи, отнесенной к булатской свите нижнего ордовика.

Нижняя подсвита. В основании ее залегает пачка базальных конгломератов. Конгломераты мелко- и среднегалечные, пестроцветные, с преобладающей вишнево-красной окраской, трансгрессивно залегают на вулканогенно-осадочных породах кембрия (?).

Опорный разрез подсвиты находится в верховье р. Шошки и начинается в 385 м ниже устья Купы (разрез Шошка). Здесь в западном направлении наблюдаются базальные конгломераты, средне- и мелкогалечные, вишневые, красновато-сиреневые, интенсивно развальцованные. Обломки представлены преимущественно вишневыми, розовыми пепловыми туффитами из ниже лежащей шошкинской свиты. Цемент вишневого, лилового цвета также образован за счет размыва туффитов. Среди других обломков много желтых пепловых и светло-зеленых псаммитовых туффитов, песчаников, алевропесчаников, реже встречаются порфиры, а также андезитовые и базальтовые порфириты. Выше гравелиты переслаиваются с полимиктовыми песчаниками мелко- и среднезернистыми и алевролитами серыми, зелеными,

вишневыми, лиловыми, серовато-бурыми, интенсивно рассланцованными.

Состав цемента глинисто-кремнистый с тонкораспыленным гематитом. Вишневые песчаники содержат в виде зерен магнетит, титаномагнетит и гематит. В зеленых песчаниках те же рудные минералы, но гематит в цементе отсутствует. Мощность подсвиты 400 м.

Верхняя подсвита сложена тонкослоистыми филлитизированными глинисто-кремнистыми, кремнистыми, серицито-хлорито-кварцевыми, глинисто-туфогенными сланцами, аргиллитами, алевролитами с подчиненным количеством песчаников, туфоалевролитов, туфопесчаников, массивных и тонкоплитчатых кварцитов, туфогравелитов, туфоконгломератов, конгломератов, а также диабазов, спилитов, туфов основного и смешанного составов, известняков.

В разрезе Эбета-1 наблюдаются рассланцованные аргиллиты, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками.

Отложения купинской свиты по ручью Богунбай представлены порфиритами и их туфами, а также конгломератами, песчаниками и алевролитами.

Мощность верхней подсвиты оценивается в 1600 м.

Возраст верхней подсвиты купинской свиты определяется на основании многочисленных находок фауны брахиопод, трилобитов, граптолитов и принят вместе с нижней подсвитой как верхи нижнего — низы верхнего тремадока.

Булатская свита. Отложения свиты образуют семь тектонических и структурных блоков. Наиболее полный разрез в первом блоке, где выделяются две пачки.

Нижняя пачка сложена преимущественно эффузивами — миндалекаменными базальтовыми порфиритами и их туфами с прослоями грубозернистых кварцевых и аркозовых песчаников.

Верхняя пачка представлена в основном грубозернистым кварцевым и аркозовым песчаниками. В подчиненном количестве присутствуют вулканиты основного состава, туфы смешанного и кислого составов, туффиты.

В пределах первого блока описан стратотипический разрез свиты (разрез Култавасай). Он расположен в 0,3—1,4 км севернее р. Култавасай и представлен переслаивающимися песчаниками зелено-серыми, мелко- и среднезернистыми, базальтами зелено-серыми, темно-зелеными, участками перемятыми и рассланцованными, слабо гематитизированными, конгломератами, диабазами темно-зелеными, рассланцованными, участками гематитизированными. Мощность разреза 700 м.

Разрез Эбета-2 сложен породами верхней пачки и расположен на правом берегу р. Эбета, в 3 км к востоку от ее устья. Видимая мощность 363 м.

Возраст булатской свиты основывается на многочисленных определениях фауны — беззамковых брахиопод. Возраст свиты — конец тремадока-начало аренига.

Результаты палеомагнитных исследований. В целом изученные породы купинской и булатской свит слабомагнитны. Магнитная восприимчивость большинства образцов имеет значения от $1 \cdot 10^{-5}$ до $575 \cdot 10^{-5}$ СИ и естественную остаточную намагниченность от 0,07 до 235 мА/м. Только среди вулканогенных образований булатской свиты разрезов Култавасай и Эбета-1 встречаются обогащенные магнетитом породы с χ до $4400 \cdot 10^{-5}$ СИ и I_n до 4900 мА/м.

Разрез Шошка (купинская свита). Для палеомагнитного изучения отобраны ориентированные гальки из базальных конгломератов, образцы из залегающих на них красноцветных отложений и выше — сероцветных.

Магнетизм красноцветных пород, включая гальки, связан с гематитом двух генераций — обломочным и тонкодисперсным, содержащимся в цементе. Обломочный гематит представлен зернами различной формы, образующими вкрапленность или скопление, слойки. Размеры рудных зерен от 0,001 до 0,35 мм. Содержание гематита 2—3 %, в некоторых образцах достигает 5—6 %. Гематит такого рода, как правило, сохраняет первичную намагниченность.

Тонкодисперсный гематит цемента отвечает за окраску породы, интенсивность которой изменяется по слою, образуя пятна, что свидетельствует о его более позднем происхождении. Возможно, гематитизация произошла в позднем палеозое.

Таким образом, оба гематита несут компоненты намагниченности, соответствующие эпохам их отложения и направление J_n в образцах зависит от их соотношения. Это обстоятельство явилось причиной палеомагнитной аномалии, наблюдаемой в зоне протяженностью 11 м, где вектор остаточной намагниченности менял направление с небольшими вариациями с юго-западного на северо-западное и обратно, создавая видимость кратковременной инверсии геомагнитного поля (рис. 3.25).

Что касается J_n сероцветных пород, то ее направление типично для пород перемагнитенных позднепа-

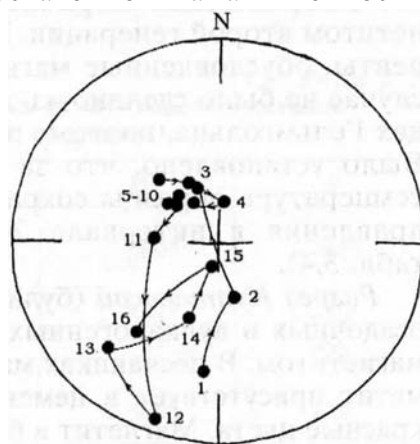


Рис. 3.25. Смещение векторов J_n в зоне палеомагнитной аномалии, разрез Шошка. Цифры — номера образцов. Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Географическая система координат

Палеомагнитные данные

Возраст	Свита	Разрез	N/n	Географическая система координат					
				D°	I°	P _f	P _α	K	α ₉₅ °
Є–O ₁	Купинская	Шошка	160/40	239	-28	-0,2	-0,8	18,4	6,0
			/29*	224	6	0,41	4,7	9,5	10,1
			/31**	250	10	-0,6	3,0	5,9	12,0
O _{1t} -a	Булатская	Эбета-1	52/14	242	-20	-1,2	1,2	17,8	13,0
			Богунбай	30/24	212	7	2,5	2,4	17,1
		Култавасай	125/30	228	15	-0,4	-0,1	11,1	9,0
			/16	354	-61	0,3	0,8	16,6	12,0
			/17	238	-25	0,8	-0,8	44,0	5,0
			Эбета-2	60/15	220	1	0,4	0,2	17,0
/14	180	12	1,5	2,6	5,3	25,0			

Примечания: * — красноцветные породы, ** — гальки. Усл. обозн. см. в табл. 2.2.

леозойским полем (табл. 3.4). К перемагниченным следует отнести также породы купинской свиты в разрезе *Эбета-1*.

Разрез Богунбай (купинская свита). Магнетизм пород разреза связан в основном с гематитом и в малой степени с магнетитом. Содержание гематита в среднем 1 %, в отдельных образцах достигает 6—8 и даже 10 %. Размеры частиц варьируют от 0,001 до 0,55 мм, форма разнообразная: изометричная, игольчатая, неправильная. Магнетит присутствует в виде отдельных мелких кристалликов и рудной пыли двух генераций.

Наличие тонкого рудного материала и общее направление J_n пород различного генезиса — андезитобазальтовых порфириров, их туфов и песчаников — позволяет предполагать, что в J_n присутствует раннепалеозойская компонента, но она искажена за счет наложения вторичной намагниченности, связанной с магнетитом второй генерации. В принципе можно разделить компоненты, обусловленные магнетитами и гематитом, что в данном случае не было сделано из-за подмагничивания образцов в кольцах Гельмгольца, поэтому нагревы проводили только до 450 °С. Было установлено, что за небольшим исключением при этой температуре образцы сохраняли до 50 % и даже 100 % J_n , и направления в интервале 200...450 °С мало изменялись (см. табл. 3.4).

Разрез Култавасай (булатская свита). Магнетизм терригенно-осадочных и вулканогенных пород разреза связан с гематитом и магнетитом. В песчаниках магнетит входит в состав обломков, гематит присутствует в цементе, окрашивая породу в розовый и красные цвета. Магнетит в базальтах и диабазах встречается в ви-

Таблица 3.4

по Эбетинской зоне

Стратиграфическая система координат					
D°	I°	P _f	P _α	K	α ₉₅ °
201	-53	-0,32	-0,09	10,3	9,7
248	-63	-1,4	-1,0	6,4	11,0
209	-13	1,4	-1	18,2	8,1
228	29	0	1,9	9,7	9,0
22	-53	0,2	0,5	7,0	16,0
218	-10	1,4	1,9	17	12
182	6	0,7	0,2	7,3	20,0

де мелких вкрапленников, гематит является продуктом окисления магнетита и наблюдается в верхней кромке потока, окрашивая породу в вишневый цвет. Направления их намагниченности близки (табл. 3.5).

В породах разреза выявлены три направления древней остаточной намагниченности, из которых первое с $D = 228^\circ$, $I = 29^\circ$ отмечено как в вулканогенных, так и терригенно-осадочных породах (см. табл. 3.4). Возможно, как в случае с купинской свитой, оно является векторной суммой двух составляющих и связано с более поздним подмагничиванием пород. Собственно, наличие позднепалеозойской компоненты в базальтах сомнений не вызывает, в некоторых образцах она является единственной. Так, J_n обр. 116 базальта складывается из низкотемпературной намагниченности с $D = 281,3^\circ$; $I = 7,1^\circ$ и главным образом высокотемпературной с $D = 195,2^\circ$; $I = -19,6^\circ$, вероятно, позднепалеозойского происхождения (рис. 3.26). Но среди тех же базальтов отмечены образцы, J_n

Таблица 3.5

**Палеомагнитные направления базальтов из двух лавовых потоков
(географическая система координат)**

№ обр.	Место отбора	J_n , мА/м	D	I
74	Нижний поток, темно-зеленый базальт	74,3	309°	-67°
77	Верхняя кромка нижнего потока, вишневый базальт	12,5	341°	-30°
78		7,4	7°	-59°
79	Верхний поток, темно-зеленый базальт	128	309°	-29°

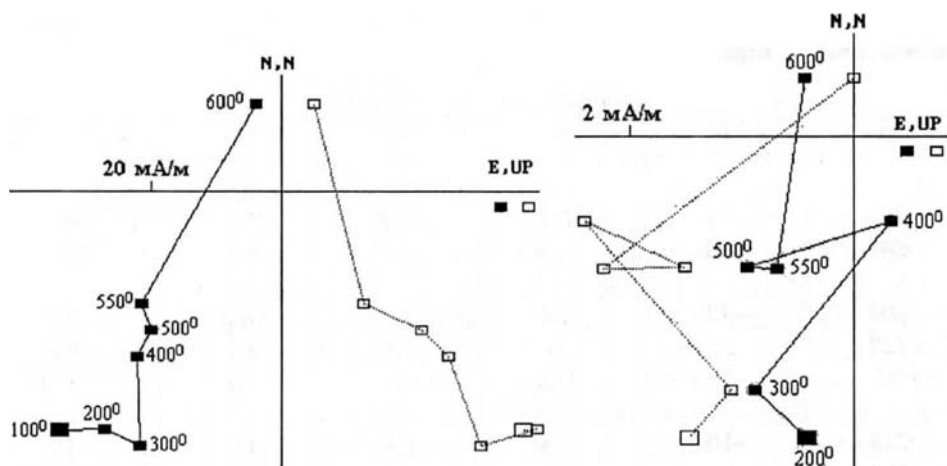


Рис. 3.26. Диаграмма Зийдервельда обр. 116, разрез Култавасай.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Географическая система координат

Рис. 3.27. Диаграмма Зийдервельда обр. 54, разрез Эбета-2.
Усл. обозн. см на рис. 3.2. Географическая система координат

которых отвечает третьему направлению с $D = 22^\circ$; $I = -53,0^\circ$ (см. табл. 3.4).

Разрез Эбета-2 (булатская свита). Вулканогенные и терригенно-осадочные отложения в разрезе обладают той же по составу J_n , что и породы Култавасая. Приведенное в табл. 3.4 среднее направление с $D = 182^\circ$, $I = 6^\circ$ отвечает высокотемпературной компоненте: в обр. 54 последняя характеризуется $D = 188,9^\circ$; $I = 39,7^\circ$ (рис. 3.27).

Главный Уральский глубинный разлом

Присакмаро-Вознесенская зона

Геологическое описание изученных объектов. Палеомагнитные исследования в Присакмаро-Вознесенской зоне проведены по отложениям поляковской свиты (рис. 3.28).

Поляковская свита развита на севере Южного Урала, в западном борту Магнитогорского мегасинклиория. Она сложена диабазами и спилитами с подчиненными прослоями их туфов и туфобрекчий, кремнистых сланцев, яшм общей мощностью до 1500—2000 м (Иванов и др., 1989). Структурное положение и состав поляковской свиты дают основание коррелировать ее с базальтами Сакмарской зоны, слагающими, в частности, акайскую свиту. Их среднеордовикский возраст надежно доказан сборами конодонтов в пропластках яшмоидов.

Большинство пород испытало зеленокаменные изменения. Опробован стратотипический разрез поляковской свиты по р. Уй в

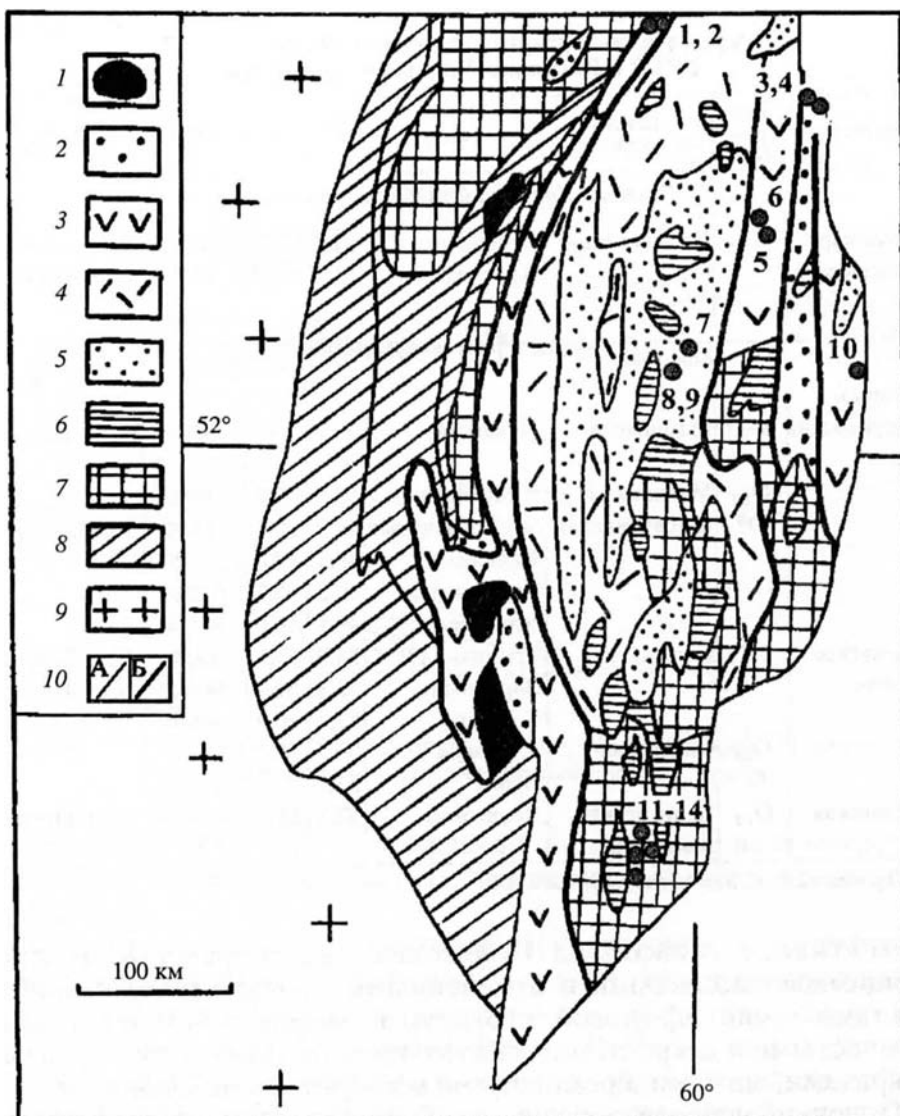


Рис. 3.28. Тектоническая схема южного Урала (по: Пейве и др., 1977) с изменениями и упрощениями.

1—6 — комплексы палеоостроводужного сектора: 1 — крупные офиолитовые массивы, 2 — рифтогенные комплексы, 3, 4 — океанические и островодужные комплексы нерасчлененные в зонах: 3 — Сакмарской, Западно-Магнитогорской, Восточно-Магнитогорской и Денисовской (с запада на восток), 4 — Центральной Магнитогорской, 5 — комплексы предконтинентальной стадии, 6 — гранитоиды; 7 — докембрийские комплексы нерасчлененные; 8 — палеозойские осадочные комплексы палеоконтинентального сектора нерасчлененные; 9 — Русская платформа; 10: А — геологические границы, Б — главные разрывные нарушения. Цифрами отмечены точки палеомагнитного опробования.

Разрезы: 1, 2 — Поляковка, Краснохты; 3, 4 — г. Троицк, Троицкая ГРЭС; 5 — Варна; 6 — р. Тогузак; 7 — г. Маячная; 8, 9 — Заречный, Чулаксай; 10 — Денисовка; 11—14 — метеостанция (м/с) Балаталдык, Кайракты, Балаталдык, Улыталдык

Таблица 3.6

**Опробованные разрезы ордовика Южного Урала
ГУГР и Восточно-Уральские террейны**

Структура	Возраст поряд	Свита, серия	Разрез	φ°	λ°	N/n	Геолог- консультант
Главный Уральский глубинный разлом							
Присакмаро- Вознесенская зона	O ₁₋₂	Поляковская	Поляковка	54,7	57,75	167/300	К. С. Иванов В. Н. Пучков
			Краснохты	54,7	57,75	48/53	
Восточно-Уральские террейны							
Восточно- Мугоджарский блок	E-O ₁	Рымникская	Чулаксай	52,3	60,2	63/80	Н. Я. Анцыгин
	O ₁₋₂ O?	Маячная Шебектинская	г. Маячная м/с Балаталдык	52,5 49,2	60,2 59,7	54/62 33/39	Ю. П. Павлов
Зауральское подняtie	E-O ₁	Тогузакская	Кайракты	49,4	60,0	210/400	
			Балаталдык	49,2	59,7	192/365	
			Улыталдык	49,1	60,0	86/180	
			Троицкая ГРЭС	54,0	61,8	28/34	
Денисовская зона	O ₂₋₃ O ₂ O ₁₋₂	Увельская Денисовский комплекс	Заречный	53,3	61,1	86/105	К. С. Иванов В. Н. Пучков
			Тогузак	53,4	60,9	44/61	
			г. Троицк	54,1	61,5	42/79	
			Варна	53,3	61,0	50/50	
			Денисовка	52,5	61,9	146/350	

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 2.1.

50 км южнее г. Миасса, у д. Поляковка. Разрез представлен чередующимися массивными и измененными сланцеватыми палеобазальтами чаще афировой структуры, массивными диабазами, кремнистыми и искристыми гематит-кремнистыми, яшмовидными туффитами, яшмами, кремнистыми и хлоритовыми сланцами.

Ориентированные образцы отобраны из двух разрезов поляковской свиты, описанных выше и по р. Краснохты вблизи д. Поляковка (табл. 3.6).

Результаты палеомагнитных исследований. *Разрезы Поляковка и Краснохты.* Породы поляковской свиты характеризуются большим разнообразием магнитных свойств, что свойственно как вулканогенным, так и осадочным образованиям. Но большинство образцов имеют магнитную восприимчивость, не превышающую $100 \cdot 10^{-5}$ СИ, и естественную остаточную намагниченность до 10 мА/м. Аномальная χ до $2900 \cdot 10^{-5}$ СИ отмечена в красных яшмах и эффузивах; аномальная $J_n = 116 \text{ } 380$ мА/м наблюдалась в палео-

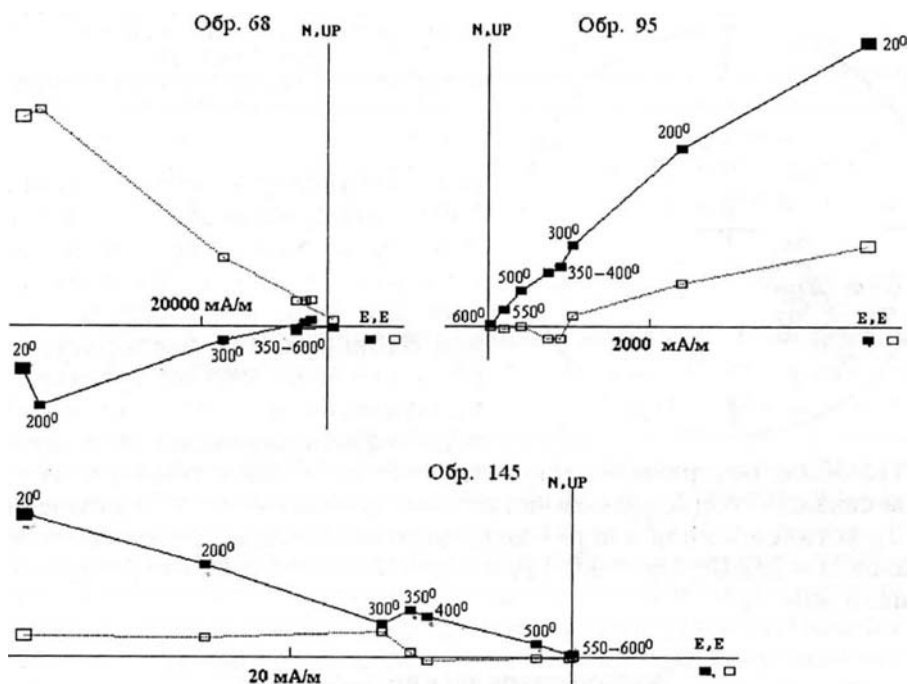


Рис. 3.29. Диаграммы Зийдervельда обр. 68, 95, 145, разрез Поляковка.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Географическая система координат

базальтах, 14000 мА/м — в красных яшмах. Сильный магнетизм отмечен в метаморфизованных "искристых" гематит-кремнистых туффилах.

Векторы J_n имеют хаотическое распределение. Магнитные чистки переменным магнитным полем и (или) терморазмагничиванием не дали положительных результатов — выделить общую компоненту не удалось (Свяжина, Коптева, 1991). На рис. 3.29 приведены результаты терморазмагничивания обр. 68 туффита, обр. 96 красной яшмы, обр. 145 базальта. На диаграммах Зийдervельда двух первых образцов зафиксировано практически по одной компоненте J_n :

Обр. 68 — $D_1 = 251,5^\circ$; $I_1 = -34,3^\circ$ (200...400 °С); $D_2 = 267,0^\circ$; $I_2 = -27,6^\circ$ (500...600 °С);

Обр. 95 — $D_1 = 45,5^\circ$; $I_1 = -15,2^\circ$ (20...300 °С); $D_2 = 41,1^\circ$; $I_2 = 9,1^\circ$ (350...600 °С); в обр. 145 низкотемпературная $D_1 = 250,3^\circ$; $I_1 = 74,6^\circ$ (20...300 °С) и высокотемпературная $D_2 = 290,0^\circ$; $I_2 = -0,9^\circ$ (350...600 °С).

Разброс векторов не связан с типом пород и объясняется интенсивным метаморфизмом в зоне ГУГРа, который привел к появлению

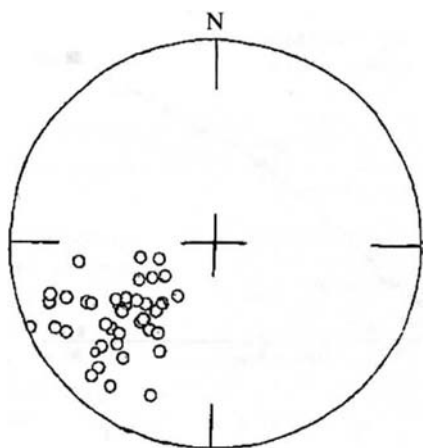


Рис. 3.30. Стереодиаграмма направлений высокотемпературной компоненты J_n , разрез Поляковка.

Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

нию магнетита второй генерации. Разделить J_n на компоненты, обусловленные разновозрастными магнетитами, не представляется возможным из-за перекрытия спектров блокирующих температур. Но не исключено, что присутствие их проявляется в перегибах кривых терморазмагничивания, т. е. магнетиты обладают разной коэрцитивностью. С вторичным магнетизмом связана позднепалеозойская высокотемпературная компонента J_n , установленная в перемагниченных образцах и характеризующаяся $D = 232,0^\circ$; $I = -36,0^\circ$; $P_f = -0,35$; $P_a = -0,27$; $K = 15,7$; $\alpha_{95} = 5,9^\circ$ (рис. 3.30).

Восточноуральские террейны

Палеомагнитные исследования на восточном склоне Южного Урала проведены в пределах Восточно-Мугоджарского блока, Зауральского поднятия и Денисовской зоны. Опробовано двенадцать разрезов, в которых отложения имеют возраст от верхнего кембрия — нижнего ордовика до верхнего ордовика (табл. 3.7, см. рис. 3.28).

Палеомагнитные данные

Возраст	Свита	Разрез	N/n	Географическая система координат					
				D°	I°	P_f	P_a	K	α_{95}°
Є-O _{1t}	Рымникская	Чулаксай	80/36	229	-35	0,68	0,4	42,3	4,0
O _{1a} -O _{2l}	Маячная	г. Маячная	62/24	347	68	-0,9	2,2	7,5	11,5
			/12	247	-36	-0,6	-1,2	7,0	12,0
O?	Шебектинская	м/с Балаталдык	39/21	215	-34	0,2	1,1	26,9	7,0
			271/57	13	56	0,7	0,3	20,0	4,0
		Балаталдык	261/63	54	34	4,8	2,7	49,1	3,0
			/16	228	-33	0	0,8	40,0	7,0
		Улыталдык	121/40	44	68	-0,9	-0,6	14,4	7,0
/13	229	-18	1,9	1,3	14,5	15,0			

Примечания. Данные по шебектинской свите приведены по результатам магнитной чистки до

Первые две из указанных структур обладают докембрийским континентальным основанием, и автохтонные комплексы в их пределах имеют микроконтинентальную природу. Не исключено, что они принадлежат одному, Восточно-Уральскому микроконтиненту. Разрезы Варна, Тогузак в Зауральском поднятии и изученные разрезы Денисовской зоны представлены базальтами и яшмами океанического или субокеанического происхождения (Иванов, 1998; Пучков, 2000).

Восточно-Мугоджарский блок

Геологическое описание изученных объектов. Палеомагнитные исследования пород ордовика в пределах Восточно-Мугоджарского блока проводились на шести разрезах рымникской, маячной и шебектинской свит (см. табл. 3.6).

Рымникская свита. В составе свиты преобладают зеленые граувакковые полимиктовые песчаники, алевролито-глинистые и кристаллокластические туфы (Анцыгин, 1985). В разрезе по ручью Чулаксай в ее основании залегают брекчиевидные полимиктовые конгломерато-брекчии и песчаники. Брекчии состоят из прослоев темных графитовых сланцев и кварцитов. Выше по р. Синташта залегают зеленоватые неяснослоистые граувакковые и полимиктовые песчаники, туфы. Средняя часть свит сложена чередующимися алевролитами, зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, туфами, листоватыми филлитовидными сланцами и редкими маломощными покровами микрозернистого диабаз. Мощность свиты более 1000 м.

Рымникская свита согласно подстилает маячную свиту нижнего ордовика, поэтому ее возраст считается верхнекембрийско-нижнеордовикским. По устному сообщению Т. Н. Сурина, этот

Таблица 3.7

по Восточно-Мугоджарскому блоку

Стратиграфическая система координат					
D°	I°	P _f	P _α	K	α ₉₅ °
343	1	1,3	2,8	8,1	12,5
62	20	0,4	-1,1	13,6	6,0
80	20	2,8	0,4	47,4	3,0
88	30	0,6	-0,4	11,7	7,0

300 °С. Усл. обозн. см. в табл. 2.2.

вывод дополнительно подкрепляется находкой криноидей плохой сохранности в карбонатном прослое свиты.

Присутствие вулканитов и полимиктовый состав обломочных пород рымникской свиты, а также ее положение в разрезе позволяет предполагать, что это часть рифтового комплекса микроконтинента.

Маячная свита сложена аркозово-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и глинистыми сланцами. Стратотипический разрез свиты представлен на г. Маячной, у пос. Березовка. Здесь маячная свита разделяется на две толщи. Нижняя сложена зеленовато-серыми в основном филлитовидными сланцами, граувакковыми песчаниками и подчиненными им порфиритами. Верхняя представлена ритмичным чередованием светло-серых и вишнево-бурых песчаников, алевролитов и глинистых филлитовидных сланцев, хорошо обнаженных на г. Маячной. Сама гора имеет блоковое строение. В западном блоке разрез сложен чередующимися аргиллитами, алевролитами светло-серыми серитизированными, вишнево-серыми гематитизированными, песчаниками светло-серыми субаркозовыми, аркозовыми, малиновыми полимиктовыми, сланцами светло-серыми кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми.

В центральном наиболее хорошо обнаженном и восточном хуже всего обнаженном блоках вскрыты те же породы.

Суммарная мощность маячной свиты 300—350 м.

Возраст свиты, согласно представительным сборам брахиопод и трилобитов — верхи аренигского — низы лланвирнского ярусов. Свита характеризует переход от рифтового комплекса к чехлу микроконтинента.

Шебектинская свита Южных Мугоджар обнажается в долинах крупных рек района — Кайракты, Балаталдык и Улыталдык. Свита сложена метаморфизированными полимиктовыми, туфогенными, кварцевыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, алевросланцами, филлитовидными, серицит-кварцевыми сланцами. Изредка встречаются метаэффузивы основного состава (Мировский и др., 1977). Залегающие выше известняки, обнажающиеся и вскрытые канавами в районе метеостанции Балаталдык, залегают в ядре опрокинутой синклиальной складки. Они имеют постепенный литологический переход через пачку переслаивающихся углисто-хлоритовых и карбонат-углисто-хлоритовых сланцев и мраморизованных углистых известняков к метапелитам этой свиты. В карбонатной толще у метеостанции Балаталдык были найдены нижнеордовикские конодонты, трилобиты и брахиоподы. Наличие перехода между карбонатной и флишоидной толщами позволяет датировать нижним ордовиком обе толщи и выделять их в качестве нижней и верхней подсвит шебектинской свиты

(Павлов, 1988). Однако следует отметить, что имеются иные представления о возрасте отложений шебектинской свиты — от докембрия до карбона — и ее взаимоотношениях с толщами метаморфитов и известняков (Пелевин, 1977).

Мощность свиты 1000—1200 м.

Результаты палеомагнитных исследований. *Разрез Чулаксай* (рымникская свита). Образцы отобраны по ручью Чулаксай и в южной части его долины. Песчаники, туфы и сланцы слабомагнитны: магнитная восприимчивость изменяется от $16,9$ до $42,9 \cdot 10^{-5}$ СИ; I_n от $0,18$ до $2,49$ мА/м и по этой причине не пригодны для массовых лабораторных исследований. Наиболее магнитные из них несут намагниченность позднепалеозойского поля (см. табл. 3.7).

Разрез г. Маячная (маячная свита). Образцы отобраны в большом и малом карьерах и магистральной канаве и представлены серыми, розовыми, вишневыми, бурыми алевролитами и песчаниками. Из перечисленных пород пригодными для палеомагнитных исследований являются красноцветные отложения, остальные обладают очень слабыми магнитными свойствами.

В целом магнитная восприимчивость пород варьирует от $0,3$ до $5,8 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность — от $0,16$ до $74,6$ мА/м.

Все образцы прошли температурную чистку до 300 °С, а восемь более магнитных — до 650 °С. Диаграммы Зийдervельда в диапазоне $200 \dots 650$ °С фиксируют однокомпонентную намагниченность (рис. 3.31), J_n обр. 213 светло-бурого алевролита имеет направление $D = 352,4^\circ$; $I = -6,8^\circ$, обр. 244 вишневого песчаника — $D = 7,4^\circ$; $I = -11,0^\circ$. В результате полного терморазмагничивания было уста-

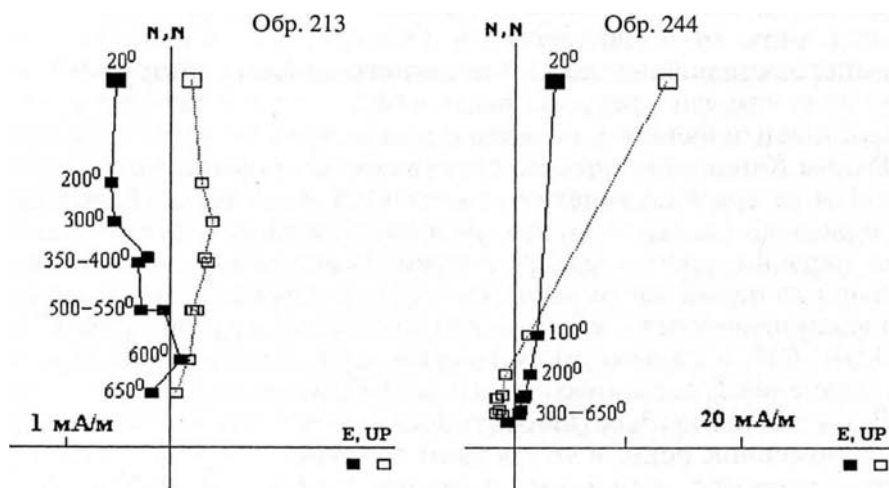


Рис. 3.31. Диаграммы Зийдervельда обр. 213, 244, разрез г. Маячная.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

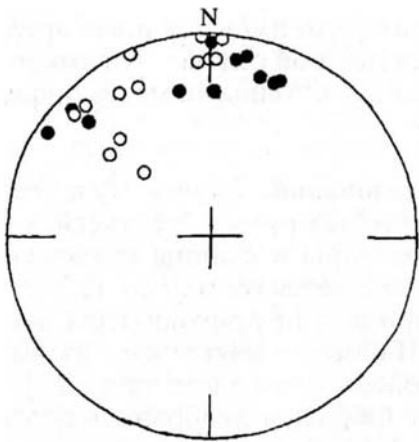


Рис. 3.32. Стереограмма направлений высокотемпературной компоненты J_n , разрез г. Маячная.
Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

новлено, что вполне достаточно проводить магнитную чистку до $300\text{ }^\circ\text{C}$, так как средние палеомагнитные направления, полученные по восьми контрольным штуфам в интервале $300\text{...}650\text{ }^\circ\text{C}$, не изменялись и составляли при $300\text{ }^\circ\text{C}$ — $D = 7^\circ$; $I = 12^\circ$; $K = 22,9$; $\alpha_{95} = 9,8^\circ$; при $650\text{ }^\circ\text{C}$ — $D = 4^\circ$; $I = 11^\circ$; $K = 27,8$; $\alpha_{95} = 8,7^\circ$. Поэтому в табл. 3.7 внесены результаты, полученные по образцам, нагретым как до $650\text{ }^\circ\text{C}$, так и до $300\text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 3.32).

Причина высокой стабильности J_n объясняется присутствием в породах гематита, который и отвечает за намагниченность. Гематит в породе, по всей вероятности, первичный, так как в обнажении наблюдается ритмичное чередование светло-серых и красноцветных слоев.

Среди образцов отмечены полностью перемагниченные позднепалеозойским полем.

Разрез метеостанция Балаталдык (шебектинская свита). Мраморизованные известняки разреза характеризуются слабыми магнитными свойствами, часть их диамагнитны: магнитная восприимчивость изменяется от -2 до $8 \cdot 10^{-5}$ СИ. Однако естественная остаточная намагниченность достигает в двух случаях 30 и 38 мА/м при вариациях от $1,2$ до $13,7$ мА/м. Основная составляющая J_n низкотемпературная, поскольку при нагреве до $100\text{ }^\circ\text{C}$ разрушается от 50 до 90% намагниченности. Выделенная в результате термочистки компонента является позднепалеозойской (см. табл. 3.7).

Разрез Кайракты (шебектинская свита) обнажается по р. Кайракты, в ее среднем течении и находится в $1,5$ км от Борсыкская. Породы отличаются большим разнообразием магнитных свойств из-за неравномерного распределения в них магнетита. Поэтому образцы из одной части песчано-сланцевой толщи имеют магнитную восприимчивость от 10 до $100 \cdot 10^{-5}$ СИ, из другой — от 100 до $1000 \cdot 10^{-5}$ СИ, а сильно обогащенные магнетитом — до $3400 \cdot 10^{-5}$ СИ. Значения J_n варьируют от $0,3$ до 2400 мА/м.

Разрез Балаталдык (шебектинская свита) расположен в долине одноименной реки, в ее среднем течении. Породы в основном характеризуются слабыми магнитными свойствами: 80% образцов имеют магнитную восприимчивость от 12 до $40 \cdot 10^{-5}$ СИ, у остальных она не превышает $550 \cdot 10^{-5}$ СИ. Естественная остаточная на-

магнитность изменяется в пределах от 0,1 до 9,6 мА/м и только у небольшого числа образцов превышает 10 мА/м, достигая в одном случае 167 мА/м.

Разрез Улыталдык (шебектинская свита) находится на р. Улыталдык, в ее среднем течении и начинается в 11 км ниже устья р. Милысай. Большинство образцов слабомагнитны, только 10 % имеют магнитную восприимчивость более $100 \cdot 10^{-5}$ СИ. В большинстве случаев последняя колеблется в пределах от 18 до $55 \cdot 10^{-5}$ СИ. Естественная остаточная намагнитченность варьирует от 0,1 до 15,4 мА/м, и достигает в единичных образцах до 240 мА/м и выше.

Образцы из перечисленных разрезов прошли термочистку до 300 °С, и только со стабильной намагнитченностью до 600 °С. Связано это не столько с низкой интенсивностью J_n , сколько с подмагничиванием образцов при температуре выше 300 °С из-за недостаточной компенсации геомагнитного поля в кольцах Гельмгольца: в 1981—1982 годы, когда проводилась работа, магнитные экраны при лабораторных исследованиях еще не использовались.

Анализ диаграмм Зийдервельда контрольной группы образцов показал, что J_n пород многокомпонентна и включает в различных комбинациях низко-, средне- и высокотемпературную компоненты. На рис. 3.33 представлены результаты терморазмагничивания образцов из всех разрезов. В J_n обр. 164 из разреза Кайракты выявлены три составляющие с близкими направлениями: $D_1 = 66,3^\circ$, $I_1 = -8,7^\circ$ (100...300 °С); $D_2 = 99,9^\circ$; $I_2 = -47,4^\circ$ (400...500 °С); $D_3 = 35,3^\circ$; $I_3 = -27,3^\circ$ (500...600 °С); обр. 257 из разреза Балаталдык — одна с $D = 207,3^\circ$; $I = -35,3^\circ$, соответствующая полю позднего палеозоя; обр. 240 из разреза Улыталдык — две компоненты с $D_1 = 15,1^\circ$; $I_1 = 10,2^\circ$ (100...400 °С) и $D_2 = 81,7^\circ$; $I_2 = -21,7^\circ$ (450...600 °С). Но в обр. 164 и 240 предполагается присутствие второй высокотемпературной составляющей, так как после 600 °С часть J_n сохранялась. Если первая, высокотемпературная, очевидно, связана с магнетитом, то вторая обусловлена гематитом, но направление ее не было определено даже для лидирующей группы. При температуре выше 600 °С образцы подмагничивались, что привело к рассеянию векторов на сфере. Однако, несмотря на значительный разброс последних, намечается тенденция распределения компонент J_n (рис. 3.34). Векторы средней С и высокотемпературной V_1 компонент имеют азимут от 0 до 180°, тогда как второй высокотемпературный V_2 — от 180 до 360°. Что касается наклонов, то у С примерно поровну положительных и отрицательных знаков, у V_1 — положительные, у V_2 — отрицательные значения.

Таким образом, предварительные результаты дают надежду, что лабораторные исследования, проведенные с использованием магнитных экранов, позволят определить направления компонент

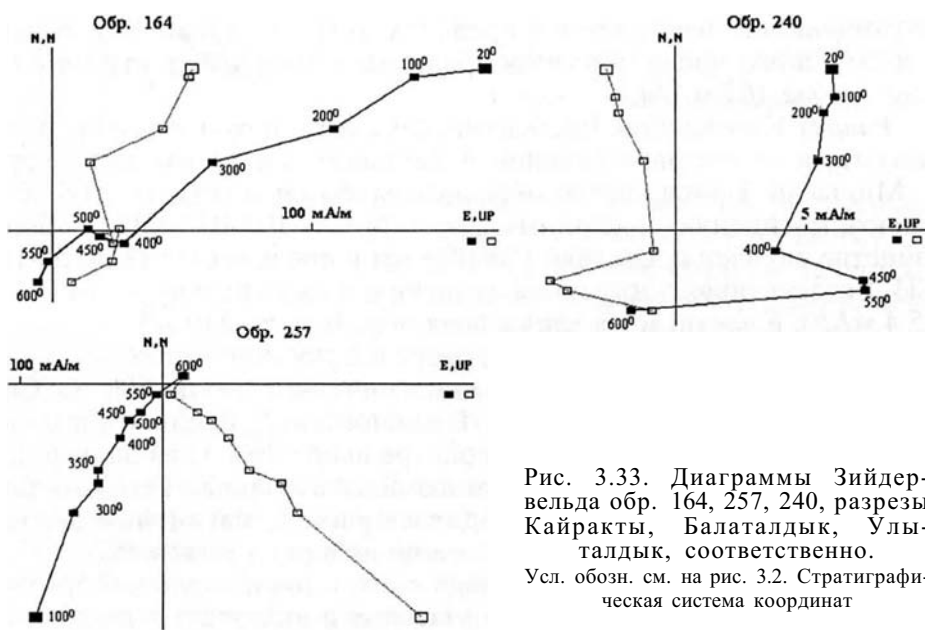


Рис. 3.33. Диаграммы Зейдел-вельда обр. 164, 257, 240, разрезы Кайракты, Балаталдык, Улыталдык, соответственно.

Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

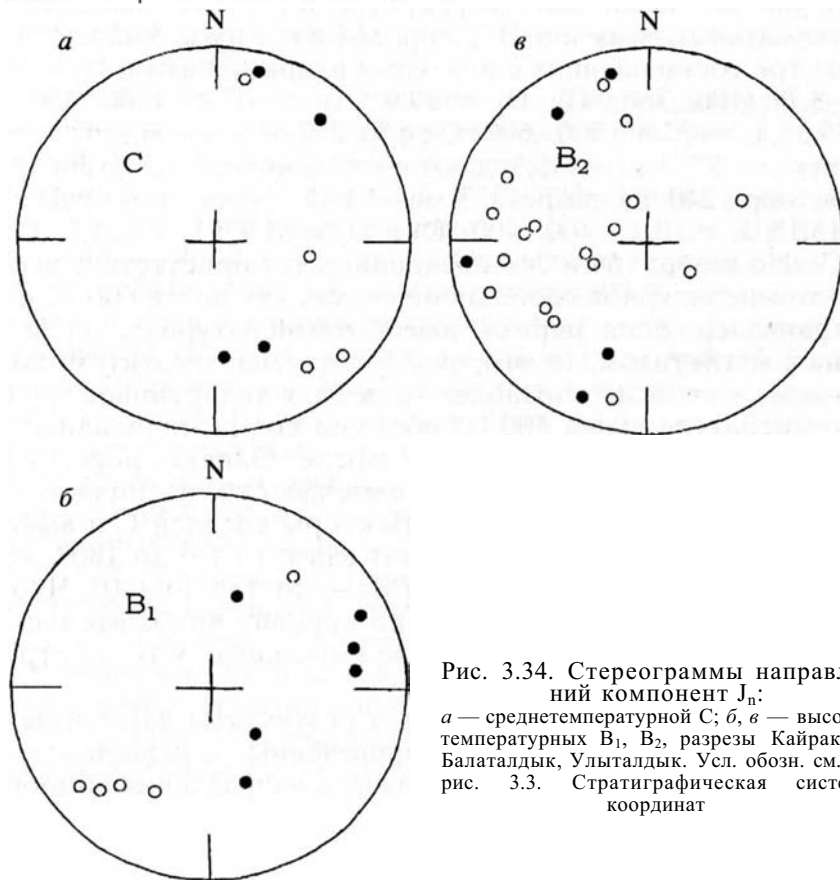


Рис. 3.34. Стереогаммы направлений компонент J_n :

а — среднетемпературной *С*; *б*, *в* — высокотемпературных B_1 , B_2 , разрезы Кайракты, Балаталдык, Улыталдык. Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

J_n и тем самым с помощью палеомагнитных данных уточнить их возраст и время отложения шебектинской свиты.

Интерпретация данных осложняется тем, что в Южных Мугоджарах наложены две складчатости (Штейнберг, 1979). Главная, позднекаледонская, и сопряженный с ней региональный динамометаморфизм прошли на рубеже силура — девона, вторая, позднепалеозойская, судя по палеомагнитным направлениям в свите, проявлена слабо.

Зауральское поднятие

Палеомагнитные исследования в пределах Зауральского поднятия проведены на пяти разрезах тогузак-аятской и увельской свит, имеющих возраст от верхнего кембрия — нижнего ордовика до среднего — верхнего ордовика (см. табл. 3.6).

Геологическое описание изученных объектов. *Тогузак-аятская свита.* Лучший разрез свиты наблюдается по правому берегу р. Средний Тогузак, ниже совхоза "Заречный" (разрез Заречный). В нижней части свиты вскрыта пачка крупнообломочных конгломератов. Выше по разрезу преобладают песчаники, алевролиты и сланцы, образующие тонкое переслаивание пород. В средней части преобладают сланцы с подчиненными прослоями кварцито-песчаников. Верхняя часть свиты представлена тонким чередованием кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев.

Второй разрез свиты расположен по р. Уй ниже пос. Троицкой ГРЭС и сложен преимущественно слоистыми кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев.

Возраст пород свиты определяется по положению в разрезе и находкам фауны: верхние ее части досреднеордовиковские, нижние горизонты — предположительно верхний кембрий.

Мощность свиты 200 м.

Разрез Тогузак расположен по р. Средний Тогузак, ниже совхоза "Большевик". Он сложен подушечными, реже трубчатymi лавами толеитовых базальтов с редкими, тонкими прослоями яшм. Часть базальтов гематитизирована и имеет красный цвет. В яшмах найдены ордовиковские конодонты (Иванов и др., 1992).

Разрез Варна изучен по правому берегу р. Нижний Тогузак в 2 км выше (южнее) окраины пос. Варна и далее вверх по течению реки на протяжении примерно 450 м. Здесь обнажаются потоки массивных базальтов, чередующиеся с пачками подушечных лав базальтов и спилитов, с редкими маломощными (до 0,5—0,7 м) прослоями красных кремнистых гидротермалитов (яшмоидов), красных кремнистых туффитов (падают на восток под углом примерно 40°) и более мощными (до 2—3 м) пачками измененных гиллокластитов, вариолитов, туффов. Отмечаются также дацитовые порфиры.

Палеомагнитные данные

Возраст	Свита	Разрез	N/n	Географическая система координат						
				D°	I°	P _f	P _a	K	α ₉₅ °	
Є-O _{1f}	Тогузак-аятская	Троицкая ГРЭС	34/13	208	-25	2,56	0,74	14,7	11,2	
O ₃		Заречный	105/48	243	-14	0,61	0,31	22,3	4,7	
O _{1a}		Тогузак		61/43	182	-23	-	0,11	12,6	6,4
				/13	217	-30	-0,98	-0,90	17,9	10,1
O _{1k}		Варна	50/21	284	-9	-1,18	1,78	9,0	11,2	
			/11	228	-8	-0,32	1,99	12,1	13,7	
			*	302,3	-7,5	-	-	4,4	14,8	
O ₂₋₃	Увельская	г.Троицк	64/26	240	-30	-0,5	0,4	15,5	8,3	

Примечания. * Данные В. Бахтадзе, Институт общей и прикладной геофизики Людвиг-

Увельская свита. Стратотип свиты находится на р. Увельке у северо-западной окраины г. Троицка. Нижнюю часть разреза составляет пачка переслаивающихся аркозовых песчаников, серицит-глинистых и хлорит-серицитовых сланцев мощностью 120—140 м. Средняя часть свиты мощностью 80—100 м представлена чередованием глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, порфиритов и туфов с обильной и очень разнообразной фауной, указывающей на ее средне-верхнеордовикский возраст. Некоторые более поздние данные по обоснованию возраста ордовикских пород содержатся также в работах М. Л. Ключиной (1985), К. С. Иванова и др. (1992).

Результаты палеомагнитных исследований. *Разрез на плотине Троицкой ГРЭС* (тогузак-аятская свита). Образцы представлены темно-серыми и серо-зелеными сланцами и песчаниками с очень слабыми магнитными свойствами: магнитная восприимчивость имеет пределы от 0 до $10,7 \cdot 10^{-5}$ СИ и только у двух образцов — $23,7$ и $66,4 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность от $0,25$ до $5,9$ мА/м, у двух образцов $10,1$ и $14,6$ мА/м.

Магнитная чистка проведена только до 300 °С из-за слабых свойств пород. Выявленное палеомагнитное направление, возможно, является векторной суммой двух намагниченностей — ранне- и позднепалеозойской. По крайней мере, тест выравнивания — $K_s > K_g$ — свидетельствует о наличии доскладчатой компоненты (табл. 3.8).

Разрез Заречный (тогузак-аятская свита). Породы отличаются слабыми свойствами: магнитная восприимчивость варьирует от

по Зауральскому поднятию

Стратиграфическая система координат					
D°	I°	P _f	P _a	K	α ₉₅ °
201	-12	3,1	-0,25	16,4	10,5
180	22	-0,38	-0,39	12,6	6,4
284	14	-0,03	0,15	13,0	9,2
220	26	-0,64	-0,34	6,5	19,3
296,1	14,2			28,2	5,2

Максимилиан Университета, Мюнхен. Усл. обозн. см. в табл. 2.2.

1,2 до $61,2 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность — от 0,2 до 4,2 мА/м. Поэтому образцы прошли термомагнитную чистку до 300 °С, в результате установлено, что они полностью перемагничены полем позднего палеозоя (см. табл. 3.8).

Разрез Тогузак (тогузак-аятская свита). Толеитовые базальты имеют незначительную для эффузивов мощность — 60 м. Большинство базальтов гематитизированы и эпидотизированы. Магнитная восприимчивость пород изменяется от 29 до $103 \cdot 10^{-5}$ СИ, в 20 % случаев — от 120 до $928 \cdot 10^{-5}$ СИ. J_n варьирует в широких пределах (от 1 до 110 мА/м, в двух случаях составляет 110 и 401 мА/м).

J_n пород двухкомпонентна и состоит из низкотемпературной составляющей, разрушающейся при 300 °С и высокотемпературной, выявленной в интервале 400...600 °С. На рис. 3.35 приведены примеры диаграмм Зийдервельда двух образцов базальта. Высокотемпературная компонента обр. 558 имеет $D = 140,7^\circ$; $I = 40,2^\circ$; обр. 590 — $D = 193,0^\circ$; $I = 38,1^\circ$.

Терморазмагничивание шести контрольных образцов показало, что уже при 300 °С выделяется направление, соответствующее высокотемпературной составляющей на приведенных выше диаграммах Зийдервельда. Поэтому при статистике были учтены результаты нагревов и до 300 °С (см. табл. 3.8, рис. 3.36).

Высокотемпературная компонента J_n могла образоваться в ордовике, так как $K_s > K_g$. Расхождение в палеосклонении вектора-результанта по сравнению с приведенными выше по другим разрезам Южного Урала, возможно, объясняется импульсным характером фиксации геомагнитного поля в эффузивах.

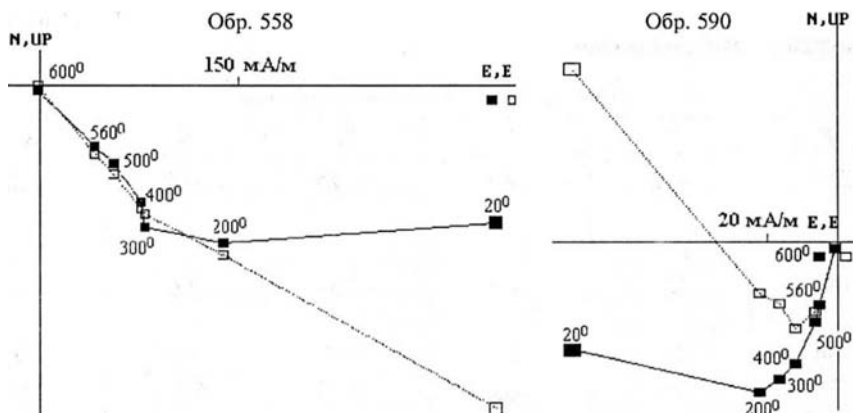
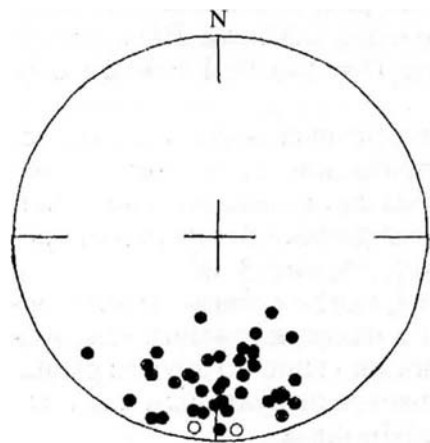


Рис. 3.35. Диаграммы Зийдervельда обр. 558, 590, разрез Тогузак.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

Магнетизм пород связан с магнетитом и гематитом, окрашивающим породу в красный цвет, которые, как бывает в лавовых потоках, образуются одновременно.

Разрез Варна. Опробованы дацитовые порфириды, подушечные лавы основного состава, а также диабазы, туфы и красные яшмоиды. Магнитные свойства дацитов, базальтов и диабазов варьируют в широких пределах: магнитная восприимчивость от 39 до $2520 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность от 26,5 до 970 мА/м. Магнетизм красных яшм характеризуется χ от 21,2 до $79 \cdot 10^{-5}$ СИ и J_n от 15,9 до 48,5 мА/м.

Как показали лабораторные исследования, J_n пород одно- или двухкомпонентна. Последняя состоит из низкотемпературной, которая снимается нагревом до 300 °С и высокотемпературной (350...600 °С) составляющих. На рис. 3.37 приведены диаграммы



Зийдervельда, построенные по результатам терморазмагничивания обр. 5 и 6 дацитового порфирита и обр. 24 красной яшмы. J_n обр. 5 однокомпонентна и имеет направление $D = 267,3^\circ$; $I = 11,7^\circ$, обр. 6 также состоит из одной компоненты с $D = 223,1^\circ$; $I = -29,0^\circ$, что, возможно, связано с позднепалеозойским

Рис. 3.36. Стереодиаграмма направлений высокотемпературной компоненты J_n , разрез Тогузак.

Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

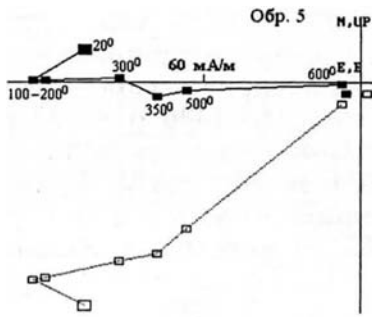
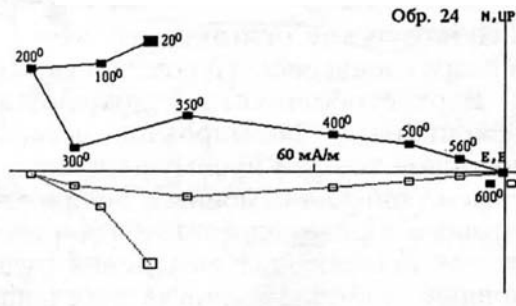
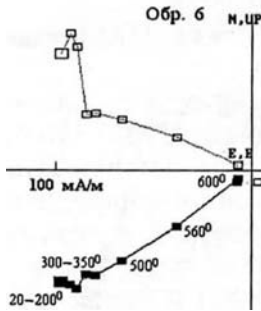


Рис. 3.37. Диаграммы Зийдервельда обр. 5, 6, 24, разрез Варна.

Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат



перемагничиванием. J_n обр. 24 двухкомпонентная: низкотемпературная с $D = 348,5^\circ$; $I = 84,1^\circ$ и высокотемпературная с $D = 284,8^\circ$; $I = 6,2^\circ$.

Выявленная компонента J_n с западным и северо-западным склонением, вероятнее всего, является первичной, так как присутствует в генетически разных породах. Она принципиально отличается от современной и позднепалеозойской намагниченностей и в то же время совпадает с намагниченностью ордовикского возраста, выявленной в других структурах Урала (рис. 3.38).

Палеомагнитологи из Института общей и прикладной геофизики Людвиг-Максимилиан Университета, работавшие на разрезе Варна в 1996 году, получили те же результаты и пришли к выводу о наличии в базальтах и порфирирах первичной намагниченности (см. табл. 3.8) (Bachtadse et al., 1998).

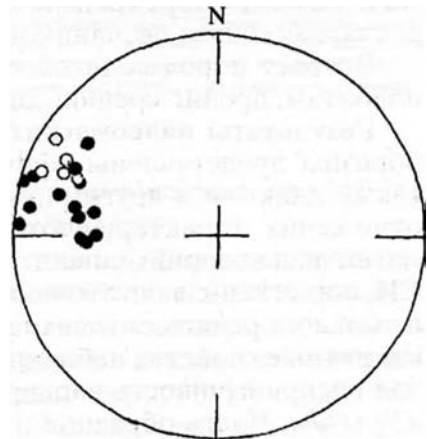


Рис. 3.38. Стереодиаграмма направлений высокотемпературной компоненты J_n , разрез Варна.

Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

Разрез г. Троицк (увельская свита). Свита характеризуется большим разнообразием пород и столь же широким диапазоном магнитных свойств. Магнитная восприимчивость варьирует от $1,9 \cdot 10^{-5}$ СИ у опоковидных глин, до $1440 \cdot 10^{-5}$ СИ у порфиритов. Такой же разброс наблюдается по естественной остаточной намагниченности — от 0,04 до 665 мА/м. Единственное общее направление J_n , выделенное во всех типах пород — это направление позднепалеозойского перемагнитывания (см. табл. 3.8).

Денисовская спрединговая зона

Геологическое описание изученного объекта. Представительный разрез денисовского комплекса наблюдается по северному берегу Верхнетобольского водохранилища, ниже пос. Денисовка (Орджоникидзе) (Формирование земной коры..., 1986). Он сложен монотонной толщей преимущественно подушечных лав спилитов, диабазов, миндалекаменных афиритов и микропорфиритов базальтового и реже андезито-базальтового состава, в которых содержатся пылевидные выделения рудных минералов (рис. 3.39). Основные эффузивы иногда рассланцованы и повсеместно подвержены интенсивным зеленокаменным изменениям, карбонатизации, гематитизации (Пучков, Иванов, 1985).

Эффузивы прорваны субвулканическими телами альбитофирров, а также отдельными дайками порфиритов базальтового состава.

Наибольшую площадь в Денисовской зоне занимают основные вулканы, образующие здесь вместе с небольшими массивами серпентинитов и спиридоновским габбро-плагиогранитным комплексом достаточно типичную офиолитовую ассоциацию.

Среди эффузивов комплекса отмечаются редкие прослои осадочных пород, представленных туффитами, кремнистыми сланцами и яшмами. Перекрываются эффузивы флишоидной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов.

Возраст пород денисовского комплекса, определенный по конodontам, арениг-средний ордовик.

Результаты палеомагнитных исследований. Ориентированные образцы представлены эффузивными и осадочными породами, а также дайками и другими субвулканическими породами. В целом отложения характеризуются слабыми магнитными свойствами; магнитная восприимчивость изменяется в пределах от 10 до $60 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность от — 0,5 до 50 мА/м и только в редких случаях превышает эти пределы. Повышенные магнитные свойства наблюдаются у диоритов из даек — их магнитная восприимчивость варьирует от 80 до $120 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n от 260 до 430 мА/м. Часть образцов из субвулканических тел обладает ано-

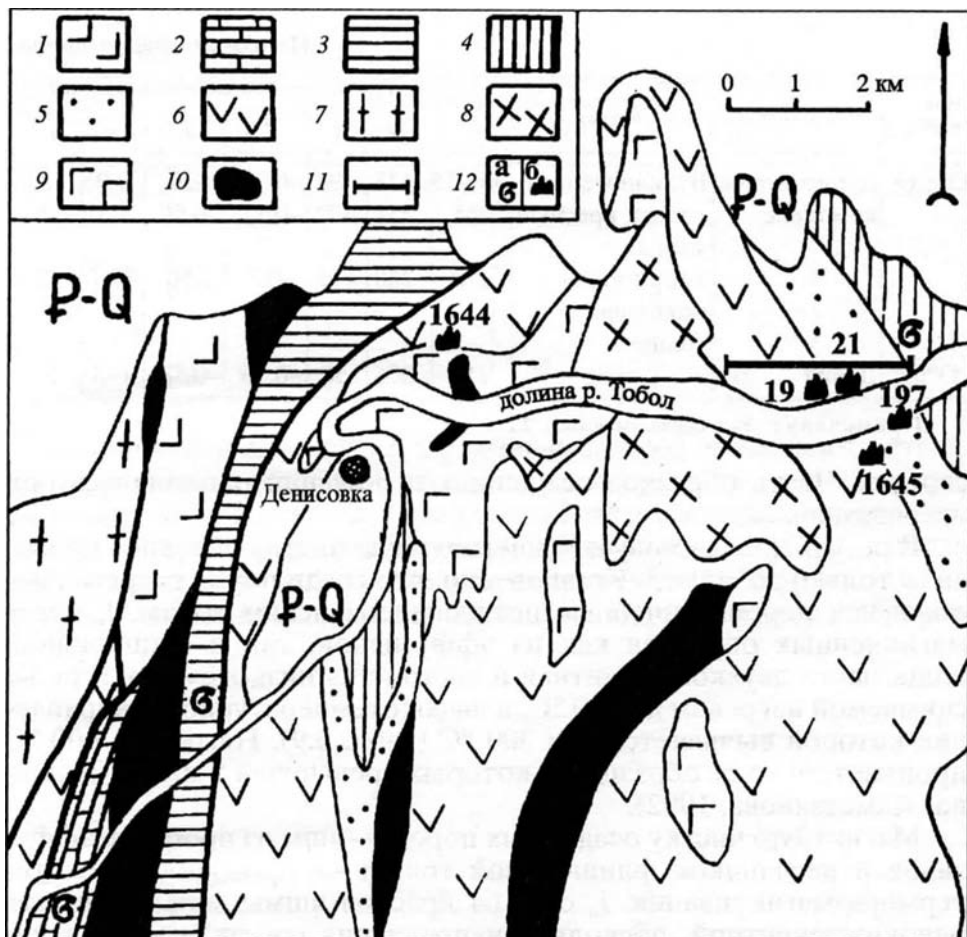


Рис. 3.39. Геологическая схема средней части Денисовской зоны Урала с использованием данных П. А. Литвина и других (Геол. карта..., 1981).

1 — андезитовые порфиры визе; 2 — известняки верхнего девона; 3 — полимиктовые песчаники, конгломераты, глинистые сланцы эйфеля; 4 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники ландовери; 5 — полимиктовые песчаники, алевролиты верхнего ордовика; 6 — диабазы, спилиты аренига-среднего ордовика; 7 — филлитовидные, графитистые и зеленые сланцы, кварцито-песчаники (верхнего протерозоя); 8 — плаггиограниты, плагидиориты; 9 — габброиды; 10 — серпентиниты; 11 — профиль палеомагнитного опробования; 12 — места находок фауны и их номера: а — макрофауна, б — конодонты

мальной для разреза магнитной восприимчивостью от 150 до $2000 \cdot 10^{-5}$ СИ при значениях J_n от 30 до 250 мА/м.

При относительно большом количестве штуфов и выпиленных из них кубиков пригодными для палеомагнитных исследований оказались лишь 183 (см. табл. 3.6). Не использовались образцы из субвулканических тел с неясным залеганием за исключением даек и образцы из вулканогенной и особенно терригенно-осадочных толщ, которые были отбракованы из-за очень слабых магнитных

Палеомагнитные данные

Возраст	Свита	Разрез	N/n	Географическая система координат					
				D°	I°	P _f	P _α	K	α ₉₅ °
O _{1a} -O ₂	Денисовский комплекс	Вулканогенная толща, красные яшмы Терригенно-осадочная толща	350/35	133	-34	-0,20	-20	3,9	21,0
			/65	251	-32	-0,17	-0,66	27,0	6
			/70	240	-28	-0,5	0,56	37,7	5
O?	Дайки		/13	306	50	-0,16	-0,58	193	3,1

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 2.2.

свойств. Часть образцов осадочных отложений рассыпалась при нагревах.

В результате массовую температурную чистку образцов проводили только до 300 °С. Установлено, что среди пород разреза преобладают перемагниченные позднепалеозойским полем. J_n перемагниченных образцов как из эффузивной, так и флишоидной толщ часто двухкомпонентная и состоит из низкотемпературной, снимаемой нагревом до 200 °С, и высокотемпературной, направление которой выявляется при 300 °С (табл. 3.9). Нагрев до 600 °С прошли только те образцы, J_n которых превышала 5 мА/м (Свяжина, Ахметзянова, 1992).

Магнитную чистку осадочных пород — яшм из прослоев эффузивов и песчаников флишоидной толщи — проводили методом терморазмагничивания. J_n обр. 64 красной яшмы можно считать однокомпонентной, поскольку направления составляющих в интервалах 100...300 и 450...600 °С отличались не столь значительно: D₁ = 97,0°; I₁ = -33,5° и D₂ = 121,6°; I₂ = -35,6°. Поэтому направление компоненты определено для интервала 100...600 °С и составило D = 101,8°; I = -34,2° (рис. 3.40). Эта же компонента J_n с юго-восточным склонением была выявлена в остальных образцах красной яшмы и в некоторых песчаниках. В последних чаще всего высокотемпературная намагниченность по времени формирования относится к позднему палеозою.

Высокотемпературная составляющая в красных яшмах обусловлена пороодообразующим тонкорассеянным гематитом, окрашивающим породу в красный цвет. Гематит является причиной слабых магнитных свойств яшм — χ, J_n, а также J_r — остаточной намагниченности, полученной в поле 4·10⁻⁵ А/м, недостаточное для получения J_{rs} · J_r = 1 А/м. Таким образом, выделенная в красных яшмах высокотемпературная компонента является первичной намагниченностью и служит репером для J_n остальных пород разреза.

по Денисовской зоне

Стратиграфическая система координат					
D°	I°	P _f	P _a	K	α ₉₅ °
163	-12	0,9	0,7	4,8	20,8
350	32	-0,98	-1,2	202	2,9

Компонентный анализ J_n эффузивных пород проводился методами терморазмагничивания, переменного магнитного поля или с применением того и другого. При комплексном исследовании образцы вначале нагревали до 300 °С, затем проводили чистку переменным магнитным полем до $5 \cdot 10^4$ А/м и снова нагревали до 350 и 500 °С. Повторный нагрев проводили тех образцов, в которых в результате раз-

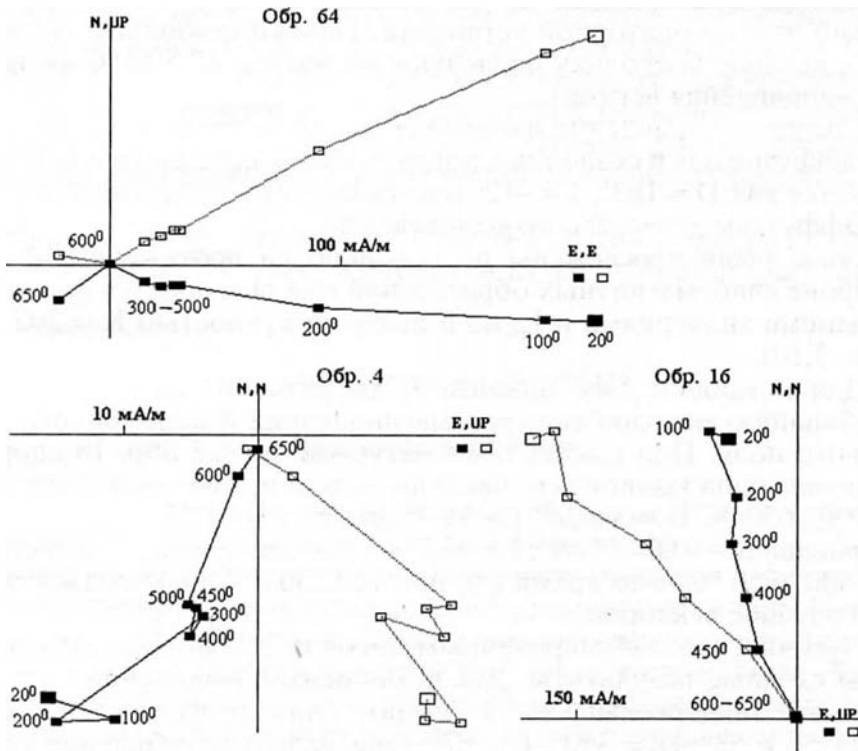


Рис. 3.40. Диаграммы Зийдервельда обр. 64, 4, 16, разрез Денисовка.

Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

магничивания \vec{H} была выявлена стабильная компонента с палеосклонениями, изменяющимися в пределах от 93° до 195° , и палеонаклонениями от 2° до -54° , т. е. близкая к области рассеяния векторов первичной намагниченности осадочных пород.

Как показали лабораторные исследования, J_n эффузивов двухкомпонентна. При любом методе чистки сначала выявляли составляющую с направлением позднепалеозойского возраста, а затем компоненту, установленную в красных яшмах. Например, в обр. 4 в процессе терморазмагничивания в интервале $100\dots300^\circ\text{C}$ выявлено направление J_n с $D = 224,1^\circ$; $I = -69,8^\circ$, $400\dots650^\circ\text{C}$ — с $D = 195,1^\circ$; $I = -35,0^\circ$ (см. рис. 3.40). Снятые с диаграммы Зийдервельда обр. 7, полученной в результате размагничивания, направления компонент определяются: $D_1 = 225^\circ$; $I_1 = -24^\circ$ и $D_2 = 93^\circ$; $I_2 = -34^\circ$. В обр. 22 соответственно $D_1 = 225^\circ$; $I_1 = -40^\circ$ и $D_2 = 131^\circ$; $I_2 = -43^\circ$. Стабильность составляющих различна, но в обоих случаях первая, позднепалеозойская, менее стабильна и начинает разрушаться при меньших переменных полях: практически полностью исчезает в поле $4 \cdot 10^4$ А/м. Оценить стабильность к переменному полю второй компоненты, согласующейся с первичной намагниченностью красных яшм, не удалось, так как поле $45 \cdot 10^3$ А/м предельно для лабораторной установки. Однако стабильность, вероятно, высока, поскольку последующий нагрев до 500°C не изменил направления вектора.

Среднее направление намагниченности ордовикского возраста для эффузивных и осадочных пород денисовского комплекса определяется как $D = 163^\circ$; $I = -12^\circ$ (см. табл. 3.9).

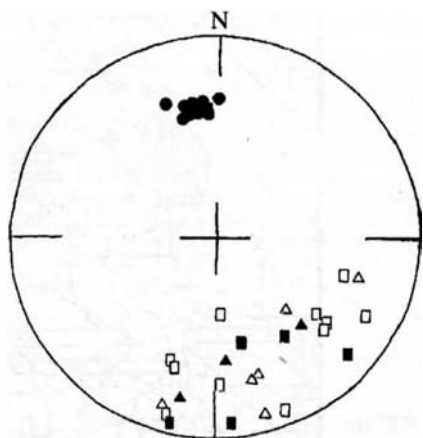
Эффузивы денисовского комплекса прорваны дайками диоритов, которые были прослежены по профилю на протяжении 1400 м. На фоне слабомагнитных образований они выделяются не только большими значениями J_n , но и высокой кучностью $K = 202$ (см. табл. 3.10).

Для компонентного анализа J_n диоритов из даек применяли комбинацию методов терморазмагничивания и переменного магнитного поля. При высокотемпературной чистке обр. 16 диорита выявлена одна компонента намагниченности, имеющая в интервале $100\dots650^\circ\text{C}$ $D = 346,7^\circ$; $I = 32,7^\circ$ (см. рис. 3.40). В обр. 26 то же направление — $D = 341,9^\circ$; $I = 46,2^\circ$ — установлено при температурах $400\dots650^\circ\text{C}$, в то время как при $100\dots300^\circ\text{C}$ наблюдался большой разброс векторов.

При чистке комбинированным методом тех же диоритов получены сходные результаты. Две компоненты, выделенные по диаграммам Зийдервельда по \vec{H} , имеют близкие направления $D_1 = 305^\circ$; $I_1 = 53^\circ$; $D_2 = 350^\circ$; $I_2 = 67^\circ$. Определить направление третьей не удалось из-за разброса точек в результате подмагничивания образцов в полях больших $22 \cdot 10^3$ А/м, но при последующем нагре-

Рис. 3.41. Стереограммы направлений высокотемпературных компонент J_n пород разреза Денисовка.

Прямоугольники — эффузивы, треугольники — красные яшмы, кружки — диориты из даек.
Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат



ве до $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ было выявлено направление с $D = 278^{\circ}$; $I = 2^{\circ}$ при $K = 29$. Возможно, оно является промежуточным между описанным выше и позднепалеозойским.

Таким образом, ни один из использованных методов чистки не дал однозначного ответа о компонентном составе J_n диоритов из даек. Но сопоставление полученных результатов позволяет предполагать, что J_n , возможно, неоднocomпонентна и состоит из нестабильной современной низкотемпературной, очень стабильной позднепалеозойской, вклады которых в суммарную намагниченность небольшие, и компоненты, с которой связана преобладающая часть J_n . Поскольку направление отличается от современного и позднепалеозойского, то очевидно является более древним. Судя по $D = 350^{\circ}$; $I = 32^{\circ}$ при $K = 202$ не исключено, что эта компонента образовалась в ордовике, но в поле другой полярности. Следовательно, также не исключено, что диоритовые дайки, прорывающие эффузивы денисовского комплекса, могут иметь ордовикский возраст (см. табл. 3.10).

Распределение векторов первичной намагниченности вулканогенной и осадочной толщ и диоритов из даек показано на стереограмме рис. 3.41.

3.2. СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН

Кокчетавский блок

Геологическое описание изученных объектов. В пределах протерозойского Кокчетавского массива метаморфитов и вдоль его южной и восточной окраин широко развиты мощные практически не метаморфированные вулканогенно-кремнистые толщи (Иванов и др., 1988; и др.). В восточной части массива они образуют николюско-бурлукскую серию и люботинскую свиту, в его южном обрамлении — гаршинскую серию, еще южнее, в районе Ишимской Луки — братолюбовскую серию. Николюско-бурлукская серия по ручью Жембарак, между Золотоношским гранитным и Сыродырским габбровым массивами прорвана дайками диабазов (рис. 3.42).

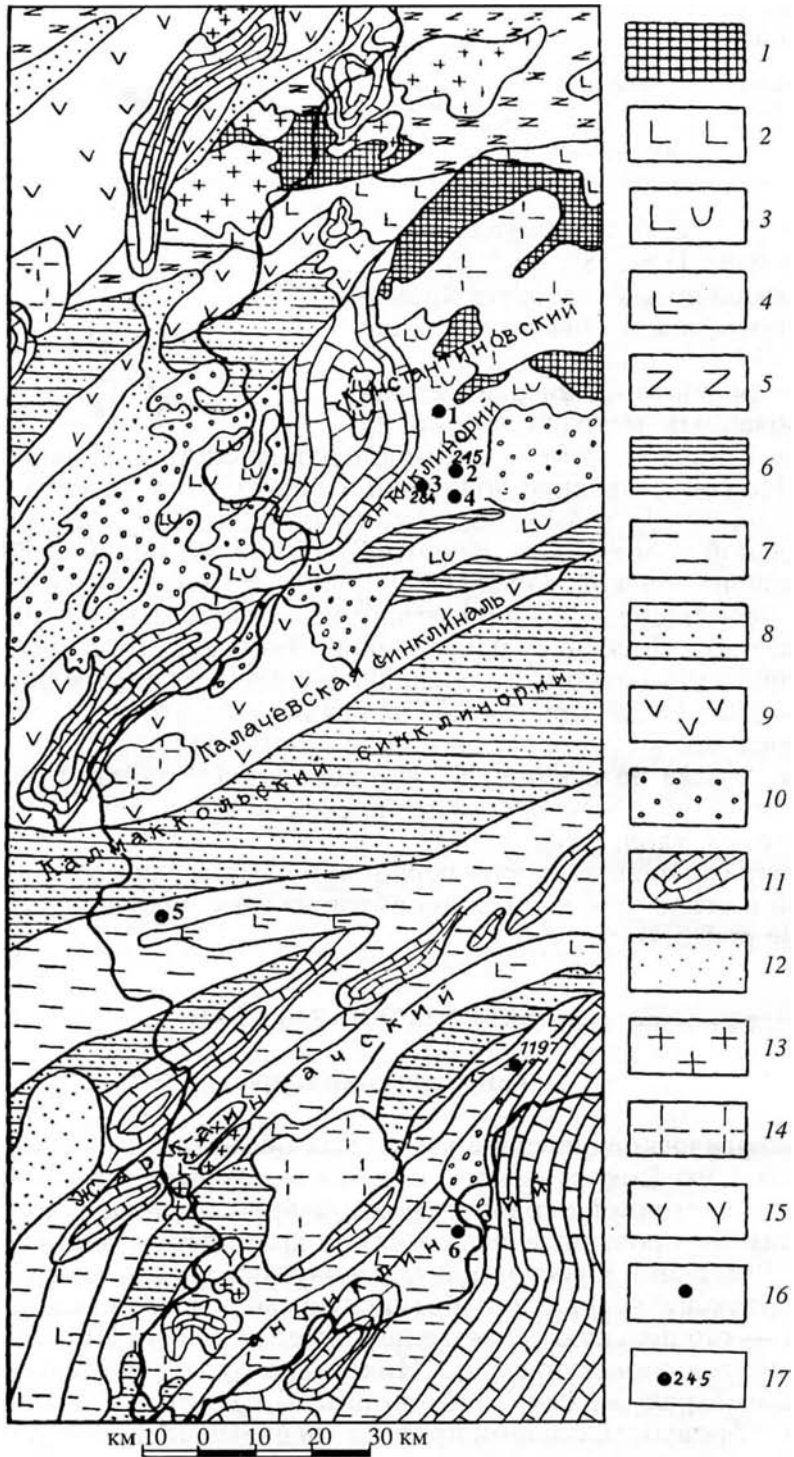


Рис. 3.42. Геолого-структурная схема западной части Кокчетавского поднятия

(по: Иванов и др., 1988).

1 — комплекс регионально-метаморфических пород (PR); комплекс раннегеосинклинального этапа (2—7); вулканогенно-кремнистая формация (Е-О₁) (2—4); 2 — отложения николюско-бурлуцкой серии; 3 — нижняя эффузивная пачка гаршинской серии; 4 — братолюбовская серия; кремнисто-слоистая формация (5—7); 5 — володарская свита; 6 — верхняя пачка гаршинской серии; 7 — верхняя часть братолюбовской серии и талсайская, шинсайская свиты; 8 — флишевая формация (O_{2,3}); 9 — нижняя моласса (D_{1,2}); 10 — верхняя моласса (красноцветные конгломераты, песчаники и др., D_{2,3}); 11 — комплексы наложенных прогибов (С-Р); 12 — комплексы киммерийских грабенов (Т-Ј); интрузивные комплексы: 13 — Зерендинский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс (O₃-S); 14 — Дальненский комплекс щелочных гранитов (D₂); 15 — Ишимский щелочной комплекс (D_{2,3}); 16 — точки палеомагнитного опробования: 1 — Жембарак, 2 — Байтугуль, 3 — Гаршино, 4 — Кедей, 5 — Есиль, 6 — Ишимка; 17 — места находок конодонтов

Отложения гаршинской и братолюбовской свит представлены чередующимися основными эффузивами, особенно в нижней части разрезов, а также яшмами, кремнистыми и глинистыми сланцами, кремнистыми туффитами и туфопесчаниками, граувакковыми песчаниками, слагающими верхнюю часть разрезов, общей мощностью до 3—4 км. Николюско-бурлуцкая серия имеет несомненное сходство с братолюбовской и гаршинской сериями и отличается лишь повышенной щелочностью базальтоидов.

Возраст вулканогенно-кремнистых толщ обрамления Кокчетавской глыбы, установленный по конодонтам, раннеордовикский до аренига включительно. Можно предполагать, что нижние части этих разрезов относятся еще к кембрию.

Гаршинская серия опробована в трех разрезах (табл. 3.10). Разрез Байтугуль расположен по р. Акканбурлук, ниже устья р. Байтугуль. Разрез сложен слабометаморфизованными чередующимися светло-серыми, сиреневыми, ржаво-желтыми, зелеными сланцами, аргиллитами, алевролитами. В кровле и подошве толщи обнажаются яшмо-кварциты и кремни. Разрез опробован на протяжении 380 м.

Разрез Гаршино находится в 3 км северо-восточнее д. Гаршино и представлен серыми, серо-розовыми и красноватыми кремнистыми сланцами, в меньшей мере — основными эффузивами. Этот разрез частично повторяет предыдущий. Породы имеют позднеаренигский возраст.

Третий разрез — Кедей — расположен на правом берегу р. Акканбурлук, выше пос. Чистополь, имеет протяженность 370 м и представлен неритмично чередующимися красно-бурыми и зелеными яшмовидными кремнями с редкими и маломощными прослоями сланцев и туфопесчаников.

Николюско-бурлуцкая серия опробована в разрезе Чаглинка, люботинская свита — в Люботино. Разрез Чаглинка находится в 7 км к западу от г. Кокчетав, на правом берегу р. Чаглинки. Наиболее обнаженная часть разреза, небольшие гребешки, сложена серыми, зелеными, красноватыми кремнистыми алевролитами и песчаниками. В краевых частях присутствуют серицит-кварцевые

Таблица 3.10

Опробованные разрезы Северного Казахстана

Структура	Возраст пород	Свита, серия	Разрез	φ°	λ°	Nh	Геолог-консультант
Кокчетавский блок	O ₁	Никольско-бурлукская	Люботино	53,2	68,0	20/20	К. С. Иванов
			Чаглинка	53,3	69,2	21/22	
	O ₁	Братолобовская	Есиль	52,0	66,4	52/69	
			Ишимка	51,2	67,3	50/64	
	O ₁	Гаршинская	Байтугуль	52,7	66,9	82/116	
			Гаршино	52,7	66,9	28/44	
	O ₁ ?	Дайки	Кедей	52,6	67,3	56/66	
			Жембарак	52,7	66,9	82/111	

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 2.1.

или углисто-кремнистые сланцы, порфиритоиды. Возраст — архей.

Разрез Люботино расположен на пересечении р. Иманбурлук с трактом Кустанай — Кокчетав. Здесь небольшим карьером вскрыты серые и сиреневые глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, кварцевые алевролиты, коричневатые плитчатые фтаныты (рис. 3.43). Возраст пород тремадок.

Братолобовская серия. Разрезы Есиль и Ишимка представлены теми же кремнями и окремненными песчаниками и алевролитами, характерными для никольско-бурлукской и гаршинской свит. Опробован карьер вблизи пос. Есиль и выходы пород по левому берегу р. Ишим на протяжении 800 м. Карьером вскрыты яшмоиды темно-серые, полосатые серо-красные, красные, вишневые. Обнажения вдоль р. Ишим представлены серо-зелеными, зелеными, бурыми окремненными песчаниками.

Второй разрез расположен южнее, в излучине р. Ишим, в 1,5—2 км ниже д. Ишимка. Разрез сложен окремненными песчаниками вишневыми, красными, серо-розовыми, серыми, зелеными. Тектоническое нарушение делит его на две части, которые описаны ниже как обнажения 1-е и 2-е.

Мощность толщи 700—800 м.

Все описанные толщи являются относительно глубоководными и, по-видимому, принадлежат раннеордовикской части чехла Кокчетавского микроконтинента.

Разрез Жембарак сложен базальтами, шаровыми лавами афировых базальтов, туфами, кремнистыми аргиллитами, алевролитами и яшмоидами. Породы рвутся дайками. Предполагается, что возраст толщи — кембрий, субвулканических тел — кембрий или нижний ордовик.

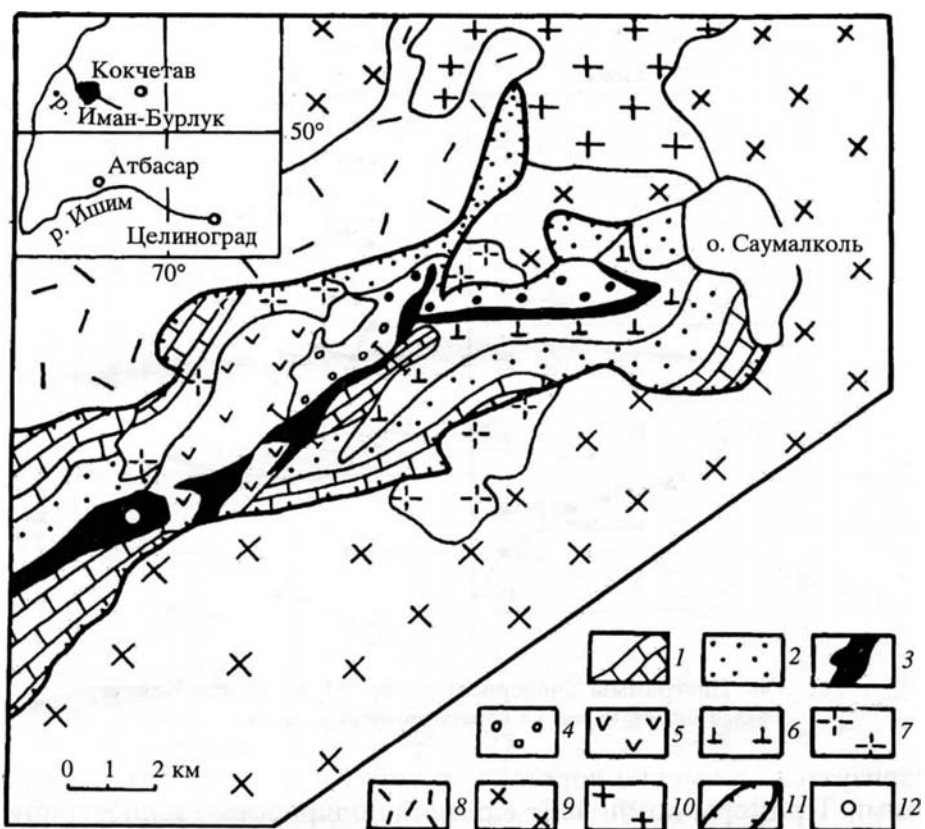


Рис. 3.43. Геологическая схема Володарской депрессии.

1—7 — комплекс пород, слагающих собственно депрессию: 1 — володарская (шарыкская) свита (венд) и люботинское антиклинальное сооружение (венд-ордовик); 2 — андреевская свита (венд-ордовик); 3 — люботинская свита (тремадок); 4 — акмалышская свита (ордовик); 5 — покровы и субвулканические тела андезитовых порфиритов и дацитов (O-S); 6 — базальтовые порфириты центрального тела (ордовик?); 7 — плагιοгранит-порфиры (D_{1,2}?); 8—10 — комплекс пород, слагающих гранитизированное основание депрессии: 8 — порфиритоиды (R), 9 — гранодиориты зерендинского комплекса (O₃—S₁), 10 — лейкократовые граниты дальненского комплекса (D_{1,2}); 11 — постгранитизационные контуры Саумалкольской линейной депрессионной структуры; 12 — точка палеомагнитного опробования — разрез Люботино

Результаты палеомагнитных исследований. *Разрез Байтугуль* (гаршинская серия). Отложения разреза слабомагнитны: магнитная восприимчивость варьирует от 2,5 до $23 \cdot 10^{-5}$ СИ, среди серых разностей встречаются диамагнитные. По естественной остаточной намагнитченности выделяются сиреневые сланцы, их намагнитченность колеблется от 0,62 до 30,8 мА/м на фоне 0,21—2,3 мА/м у остальных пород.

Как показали лабораторные исследования, наибольший интерес для палеомагнитных целей представляют сиренево-красные породы, намагнитченность которых двухкомпонентна и содержит низко- и высокотемпературную составляющие. Последняя харак-

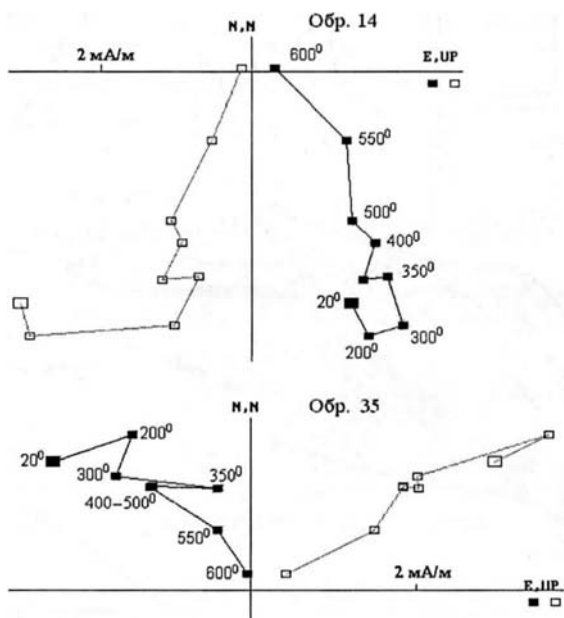


Рис. 3.44. Диаграммы Зийдervельда обр. 14, 35, разрез Байтугуль.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

теризуется (примерно поровну) прямой и обратной намагниченностями. Примеры компонент с разной полярностью иллюстрируют диаграммы Зийдervельда, построенные по результатам терморазмагничивания обр. 14 сиреневого сланца и обр. 35 красного глинистого алевролита (рис. 3.44). В том и другом случае присутствует низкотемпературная составляющая, которая полностью разрушается при $300\text{ }^{\circ}\text{C}$, и высокотемпературная компонента с противоположными направлениями. Так, в обр. 14 высокотемпературная составляющая имеет $D = 154,6^{\circ}$; $I = 13,6^{\circ}$, в обр. 35 — $D = 326,9^{\circ}$; $I = -44,0^{\circ}$. Часть сиреневых сланцев перемагничена полем позднего палеозоя (табл. 3.11).

Носителем намагниченности сиренево-красных пород, очевидно, является гематит. J_n этих образцов в поле $H = 4 \cdot 10^5$ А/м далека от насыщения. Своей окраской порода обязана гематиту.

В качестве основного аргумента в пользу ордовикского возраста высокотемпературной компоненты J_n использован факт ритмичного чередования разноцветных слоев, который позволяет сделать вывод о приобретении породой окраски в процессе осадко-накопления.

Изучение компонентного состава J_n желтых и серо-зеленых сланцев затруднено из-за их очень слабых магнитных свойств. Но в отдельных случаях имеются основания предполагать, что в жел-

Таблица 3.111
Палеомагнитные данные по Кокчетавскому блоку

Возраст	Серия, свита	Разрез	N/n	Географическая система координат						Стратиграфическая система координат					
				D°	I°	P _f	P _α	K	α ₉₅ °	D°	I°	P _f	P _α	K	α ₉₅ °
O _{1t} -O _{1a}	Гаршинская	Байтугуль	59/17	168	-50	0,8	0,0	2,6	28	156	9	-1,1	2,5	5,0	17,8
		Гаршино	/35	235	-35	1,8	0,7	15,0	7						
		Кедей	43/22	128	-53	4,0	1,6	3,5	19,4	152	5	2,7	4,8	7,0	12,3
O _{1t} -O _{1a}	Никольско- бурлукская	Есиль	66/23	240	-81	-1,17	-0,49	7,2	11,5	343	-8	0,68	2,5	7,25	12,1
		Чаглинка	/16	227	-41	-1,1	0,53	18,0	8,9						
		Есиль	21/14	278	72	4,24	-1,03	3,1	27,4	183	19	0,11	-0,25	18,9	9,8
O _{1t} -O _{1a}	Братолюбовская	Ишимка	69/7	108	47,1			21,1	13,5	125	6,2			20,5	13,7
		Ишимка	/23	232	-53	0,67	0,03	30,5	6,4						
		Люботино	64/27	182	-13	-0,29	0,34	10,7	8,8	161	41	-0,81	1,41	20,9	6,2
O _{1t}	Люботинская	Люботино	/14	242	4	-0,30	2,33	10,7	12,8	211	34	-0,05	-0,11	12,8	11,6
		Жембарак	19/15*	42	77	0,92	1,4	13,4	11,8	125	6	0,92	1,1	24,5	8,5
O ₁ ?	Дайки-диабазы	Жембарак	/11**	23,9	77,2			19,3	10,7	127	7,2			35,1	7,8
		Базальты	6/6	114	-3	0	0,1	332	4	116	14	-0,6	0,1	303	4
			15/15	252	-43	0,7	0,2	51,0	7,0						

Примечания. * Метод конечных точек. ** По диаграммам Зийдверельда. Усл. обозн. см. в табл. 2.2.

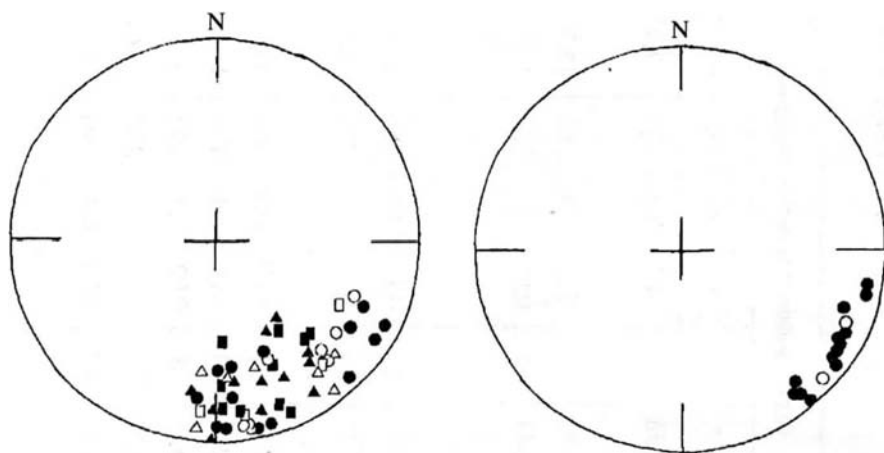


Рис. 3.45. Стереогаммы направлений высокотемпературной компоненты J_n разрезов Байтугуль (прямоугольники), Гаршино (кружки) и Кедей (треугольники).
Усл. обозн. см. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

Рис. 3.46. Стереогамма направлений высокотемпературной компоненты J_n разреза Люботино.
Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат

тых возможно присутствие двух древних компонент, одна из которых может быть ранне-, а вторая позднепалеозойской. Серо-зеленые сланцы перемагничены полем позднего палеозоя.

Разрез Гаршино (гаршинская серия). Красноцветные сланцы имеют магнитную восприимчивость, которая варьирует от $1,7$ до $10,2 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n от $0,47$ до $22,9$ мА/м. Основные эффузивы более магнитны, их χ достигает $47,8 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n имеет пределы от 31 до 224 мА/м. Поведение J_n пород в ходе терморазмагничивания аналогично изученному в разрезе Байтугуль, и палеомагнитные направления их близки между собой (рис. 3.45). На рисунке все векторы приведены по методу обращения в единую полярность.

Различие в намагниченности пород разрезов Байтугуль и Гаршино заключается в отсутствии в последнем образцов перемагниченных позднепалеозойским полем.

Разрез Кедей (гаршинская серия). Породы разреза слабомагнитные, магнитная восприимчивость кремнистых отложений изменяется в пределах от $2,2$ до $6,6 \cdot 10^{-5}$ СИ, туфопесчаников — от $14,4$ до $29,7 \cdot 10^{-5}$ СИ. Естественная остаточная намагниченность тех и других варьирует от $0,19$ до $3,14$ мА/м.

Массовую магнитную чистку образцов из-за малых значений их J_n проводили до 300 °С. Тем не менее, установлено, что остаточная намагниченность красноцветных яшмоидов отличается стабильностью. При нагреве до 300 °С ни модуль, ни направление практически не изменялись. Выявленная в яшмоидах магнитожестькая ком-

понента с направлением $D = 343^\circ$; $I = -8^\circ$, вероятно, содержит первичную составляющую, так как ее направление соответствует направлению ордовикской намагниченности в других разрезах гаршинской серии. Отличие ее в отложениях разреза Кедей от пород разреза Байтугуль в том, что на Кедее породы имеют намагниченность одной полярности (см. табл. 3.11). Ее направления показаны на рис. 3.45 вместе с векторами по Байтугулю и Гаршино и также, как они, переведены по методу обращения в общую полярность.

Туфопесчаники обладают метастабильной намагниченностью, вследствие чего данные по ним исключены из статистики.

Разрез Люботино (люботинская свита). Кремни из разреза имеют очень малую магнитную восприимчивость — до $4,26 \cdot 10^{-5}$ СИ, отдельные образцы диамагнитны, но все они обладают естественной остаточной намагниченностью, варьирующей от 1,8 до 20,3 мА/м.

Практически все образцы (15 из 19) прошли массовую термочистку до 600°C . Установлено, что в разрезе присутствуют кремни с прямой и обратной намагниченностью. Для проведения статистического анализа все данные по методу обращения были приведены к единой полярности (рис. 3.41). В табл. 3.11 приведены результаты, полученные по конечным точкам и диаграммам Зийдерверльда и показана полная их сходимость.

В качестве примера намагниченности разных знаков на рис. 3.47 приведены диаграммы Зийдерверльда обр. 829 и 834 серосиреневых кремней. Если для первого образца направление высокотемпературной компоненты ($500 \dots 600^\circ \text{C}$) составило по $D = 116,5^\circ$; $I = 14,7^\circ$, то второго в том же интервале — $D = 322,5^\circ$; $I = -4,7^\circ$.

Основным носителем намагниченности пород, по-видимому, является гематит, так как почти во всех случаях после нагрева до 600°C сохранялось до 70 % J_n .

Разрез Чаглинка (никольско-бурлукская серия). Породы, слагающие разрез, характеризуются слабыми магнитными свойствами. Магнитная восприимчивость кремней, кремнистых песчаников, алевролитов имеет пределы от 1,32 до $49 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественную остаточную намагниченность от 0,4 до 18,4 мА/м.

Породы прошли магнитную чистку до 300°C . Дальнейшую, до более высоких температур, провести не удалось из-за малых, на уровне шума, значений намагниченности. В итоге было выделено общее для большинства образцов палеомагнитное направление $D = 183^\circ$; $I = 19^\circ$, которое, судя по соотношению K_s и K_g сформировалось до складкообразования (см. табл. 3.11).

Разрез Есиль (братолюбовская серия). Яшмоиды из карьера вблизи пос. Есиль характеризуются слабыми магнитными свойст-

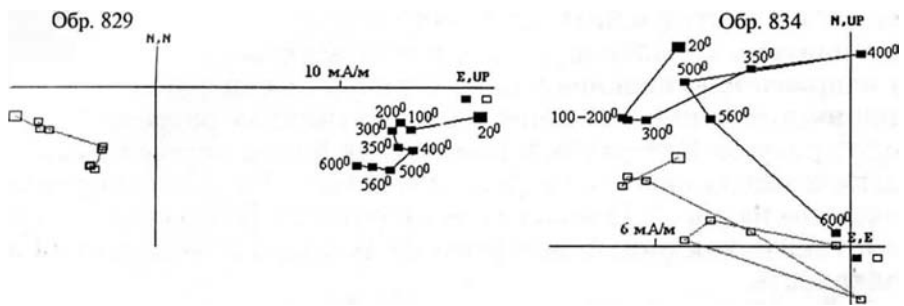


Рис. 3.47. Диаграммы Зийдервельда обр. 829, 834, разрез Люботино.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

вами: магнитная восприимчивость не превышает $7,5 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность варьирует от 0,54 до 5,4 мА/м. Серо-зеленые песчаники из обнажений более магнитны, их магнитная восприимчивость изменяется в пределах от 11 до $156 \cdot 10^{-5}$ СИ, J_n от 0,3 до 111 мА/м.

Наиболее магнитные семь образцов прошли термочистку до 600°C и во всех было выделено направление J_t , которое может быть отнесено по времени образования к ордовика, так как аналогичные направления установлены в других разрезах Кокчетавского блока. В табл. 3.11 приведены данные, полученные по диаграммам Зийдервельда контрольных образцов, а в качестве их примера на рис. 3.48 представлены результаты по обр. 688 красного яшмоида и обр. 708 серо-зеленого песчаника. В обр. 688 в интервале $500 \dots 600^\circ\text{C}$ зафиксировано направление с $D = 129,9^\circ$; $I = 10,6^\circ$, в обр. 708 при температурах $500 \dots 600^\circ\text{C}$ — $D = 130,2^\circ$; $I = -4,9^\circ$.

Среди остальных образцов после нагрева до 300°C выделена группа перемагнитенных позднепалеозойским полем.

Разрез Ишимка (братолюбовская серия). Породы разреза обладают магнитной восприимчивостью от 20 до $611 \cdot 10^{-5}$ СИ и естественной остаточной намагниченностью в пределах от 3,5 до 123 мА/м.

Диаграммы Зийдервельда, построен-

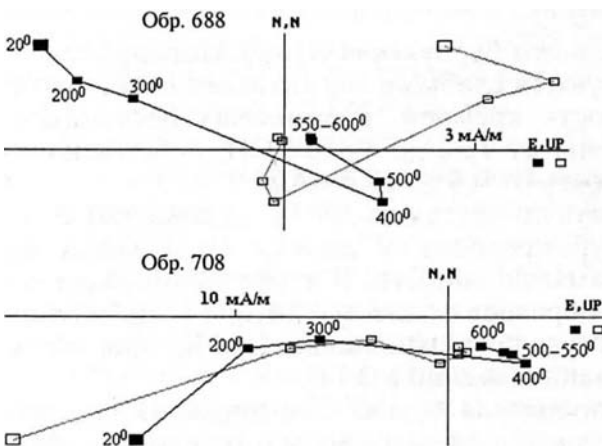


Рис. 3.48. Диаграммы Зийдервельда обр. 688, 708, разрез Есиль.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

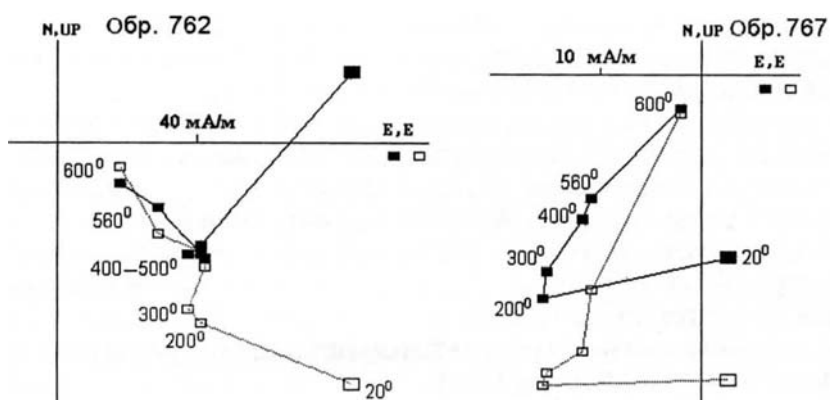


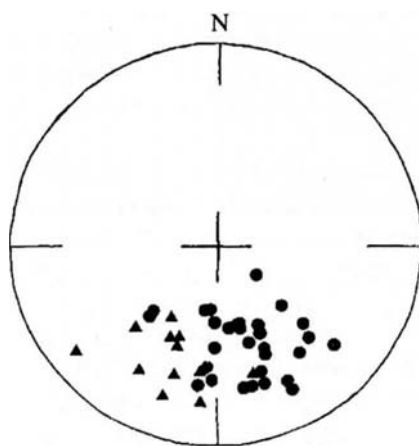
Рис. 3.49. Диаграммы Зейдверельда обр. 762, 767, разрез Ишимка.
Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Стратиграфическая система координат

ные для песчаников — обр. 762 серо-розового из первого обнажения и обр. 767 красного из второго — указывают на наличие в том и другом низкотемпературной компоненты, разрушающейся при 200 °С (рис. 3.49). Направления высокотемпературной составляющей J_n в этих образцах разные и имеют значения, соответственно, $D_1 = 135,5^\circ$; $I_1 = 37,2^\circ$ и $D_2 = 209,1^\circ$; $I_2 = 51,4^\circ$. В табл. 3.11 средние значения древней компоненты приведены отдельно для двух обнажений (1-е по 27 штуфам, 2-е — по 14), которые, как было отмечено выше, разделены тектоническим нарушением. Как следует из табл. 3.11, направления векторов-результантов мало отличаются по палеонаклонениям и значительно по склонениям (рис. 3.50). Для объяснения расхождений была проведена оценка кучностей всей группы векторов, т. е. по всему разрезу по палеомагнитным направлениям и отдельно по палеонаклонениям (McFadden, Reid, 1982). Оказалось, что в первом случае K_g — 5,3; K_s — 13,6, во втором кучности имеют более высокие значения — $K_g = 11,9$; $K_s = 19,4$. Таким образом, расхождение в палеомагнитных направлениях двух обнажений разреза связано главным образом с палеосклонениями.

Результаты терморазмагничивания свидетельствуют о присутствии в породе магнетита и гематита,

Рис. 3.50. Стереодиаграмма направлений высокотемпературной компоненты J_n разреза Ишимка.

Кружки — 1-е обнажение, треугольники — 2-е. Усл. обозн. см. на рис. 3.3. Стратиграфическая система координат



окрашивающего породу в красный цвет. Поскольку направление J_n после перехода через блокирующую температуру магнетита остается прежним, то гематит цемента имеет с ним один возраст.

В песчаниках магнетит, как правило, обломочный, что дает основание предполагать ордовикский возраст высокотемпературной компоненты. Отношение K_s/K_g , согласно методу выравнивания, указывает на доскладчатый возраст намагниченности. Об этом же свидетельствует диаграмма синскладчатости, построенная по шести контрольным образцам, K_{max} достигается при 80 % введения поправки за тектоническое залегание. В таком случае различие в палеосклонениях является результатом локального разворота второго блока относительно первого.

Среди пород разреза отсутствуют образцы, перемагниченные полем позднего палеозоя.

Разрез Жембарак. На профиле протяженностью 290 м, пройденном вдоль ручья Жембарак, опробованы четыре дайки диабазов предположительно нижеордовикского возраста. Породы отличаются сильными магнитными свойствами. Магнитная восприимчивость образцов имеет пределы от 8860 до $11\ 800 \cdot 10^{-5}$ СИ, естественная остаточная намагниченность от 4900 до 23 400 мА/м.

J_n диабазов однокомпонентна и характеризуется высокой магнитной стабильностью. Тем не менее результаты по дайкам не используются для интерпретации, так как остается неясным их залегание. Данные, приведенные в табл. 3.11, получены с учетом элементов залегания вмещающих пород.

Выделенное в дайках палеомагнитное направление не является ни современным, ни позднепалеозойским и в то же время приближается к тем, что были получены по другим разрезам Кокчетавского массива. Поэтому не исключено, что дайки могут иметь раннепалеозойский возраст.

Базальты, обнажающиеся между д. Золотоноша и д. Сыродыр, перемагничены полем позднего палеозоя.

Глава 4

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УРАЛА

* * *

4.1. О НАДЕЖНОСТИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ОРДОВИКА УРАЛА

Надежность палеомагнитных данных обеспечивается рядом признаков, главными из которых являются следующие. Прежде всего она определяется выбором объектов изучения, который способствовал бы решению поставленной задачи. Обычно это свиты, серии, толщи, реже отдельные вулканические тела, дайки, в исключительных случаях интрузивы. Обязательным требованием к ним является знание точного возраста пород и элементов их залегания.

Следующее условие — сохранность в опробованных отложениях информации о земном магнитном поле времени формирования толщ или их метаморфизма. Поэтому начальным этапом палеомагнитных исследований является комплексное лабораторное изучение образцов в целях разделения естественной остаточной намагниченности на компоненты и определения времени их образования. Если породы смяты в складки, их наличие позволяет уточнить, на каком этапе тектонических событий — до или после их заложения — образовалась естественная остаточная намагниченность.

Достоверность палеомагнитных данных повышается, если в разрезе присутствуют разновозрастные породы различного генезиса и содержащие разные магнитные минералы. Совпадение связанных с ними компонент J_n снижает вероятность ошибки в определении направлений, ее составляющих.

Методы магнитной минералогии позволяют диагностировать носители намагниченности, с которыми связаны магнитные свойства пород. Дополнительное использование традиционных методов петрографии и минералогии уточняет их состав, дает размер и форму рудных зерен, последовательность образования, число генераций. Все эти признаки служат основой для главного вывода — о присутствии в породе первичной остаточной намагниченности. В пользу первичной намагниченности свидетельствуют полевые наблюдения: наличие четких границ между слоями разной окраски в

терригенной осадочной толще, зон окисления в потоках лав, за-
калки в дайках и т. д.

Полученные в результате исследований палеомагнитные направ-
ления полезно сопоставлять с выделенными в породах региона на-
правлениями компонент J_n , ордовикский возраст которых доказан.

Проанализируем с приведенных выше позиций результаты палеомагнитных исследований пород ордовика Урала.

Возраст изученных пород, за исключением отложений поллю-
довской свиты на Среднем Урале и шебектинской в Южных Му-
годжарах, известен. Кварциты поллюдовской свиты в равной ме-
ре могут быть отнесены как к верхнему ордовику, так и венду.
Ордовикский возраст шебектинской свиты доказан только в из-
вестняках, вскрытых канавой у метеостанции Балаталдык. В
разрезах рек Кайракты, Балаталдык и Улыталдык, также отно-
симых к этой свите, фауна отсутствует, что дает основание неко-
торым исследователям оспаривать ее раннепалеозойский воз-
раст. В разрешение этого спора, вероятно, может внести свой
вклад палеомагнитный метод, и предпосылки для него имеются.
По крайней мере, уже сейчас можно утверждать, что возраст
свиты древнее карбона.

Помимо двух свит вызывает сомнение время внедрения пород
Тассайского массива и даек из разрезов Денисовка и Жембарак
на Южном Урале, которое предполагается ордовикским. Для них
была предпринята попытка решить обратную задачу на палео-
магнитной основе и сделан вывод, что ордовикский возраст даек
не исключен.

По дайкам ранней генерации (р. Ивдель, Северный Урал)
были получены палеомагнитные направления, аналогичные
установленным в верхнеордовикских вулканитах риолит-ба-
зальтовой формации разреза хр. Шемур (Северный Урал).
Это позволило определить возраст даек как верхнеордовик-
ский.

Тектоническое залегание пород в принципе определено во всех
разрезах. Другое дело, что, как выяснилось в процессе исследова-
ний, не всегда удавалось установить запрокинутое залегание, вы-
явить особенности локального строения. Примерами могут слу-
жить разрезы в Сакмарской зоне: Алимбет, Карагансай и особен-
но Чкаловский, с. Троицкое акайской свиты. Аномальные палео-
магнитные направления, в основном палеосклонения, были полу-
чены по разрезам в Эбетинской зоне, что дает основание для пред-
положения о возможном локальном повороте ее относительно
Сакмарской зоны.

В большинстве разрезов пласты залегали монотонно, с неболь-
шими вариациями азимутов и углов плоскости падения, и это огра-
ничивало применение тестов складок.

Основные проблемы в палеомагнитных исследованиях раннепалеозойских отложений Урала заключаются в том, что большинство пород обладают слабыми магнитными свойствами, как вследствие естественных изменений, связанных с их возрастом, так и в результате последствий метаморфизма, когда магнитные окислы железа переходят в немагнитные силикатные соединения. Поэтому первичная, ордовикского возраста, намагниченность, сохранилась не везде, а только в слабометаморфизованных породах, например, куагашской и кураганской свит Сакмарской зоны, братолюбовской, николюско-бурлукской и гаршинской серий, люботинской свиты обрамления Кокчетавского блока, и в целом в отложениях, подвергнувшихся метаморфизму не выше зеленокаменной стадии. Слабые магнитные свойства не позволили провести полное терморазмагничивание всех образцов. Однако практически во всех разрезах, пусть в небольшом количестве, были штуфы, которые прошли чистку до 600...650 °С и сыграли роль контрольных для остальной коллекции.

Палеомагнитные данные по породам, сохранившим ордовикскую компоненту намагниченности, приведены в табл. 4.1.

Дополнительные трудности в изучении палеомагнетизма ордовика Урала связаны с широким под- или перемагничиванием пород полем позднего палеозоя, времени коллизии, сопровождавшейся мощным метаморфизмом. При подмагничивании на ордовикскую компоненту накладывалась позднепалеозойская, связанная с новообразованием магнитных минералов, искажавшая в разной степени, в зависимости от их соотношения, направление первичной намагниченности. Разделить их, как было показано выше, удавалось в том случае, если компоненты были обусловлены разными по составу минералами, а не генерациями одного и того же. При полном перемагничивании более молодая составляющая являлась единственной компонентой J_n . Так случилось, к примеру, с поляковской свитой в Присакмаро-Вознесенской зоне, расположенной вблизи Главного Уральского глубинного разлома: ордовикская история ее была стерта из "памяти" пород. В табл. 4.2 перечислены разрезы, в породах которых присутствует позднепалеозойская компонента.

Остался невыясненным вопрос о том, как и в каких масштабах повлиял на J_n пород ордовика Урала позднекаледонский метаморфизм. В табл. 4.3 приведены разрезы, отложения которых могли испытать его воздействие: в изученной части Тагильской зоны вследствие внедрения плутонов Денежкин Камень и Чистоп; в Южных Мугоджарах вследствие большой роли, какую он сыграл в геологической истории района. Возможно, аномальные направления J_n , выявленные здесь, объясняются воздействием этого метаморфизма. Замечено, что среди пород шебектинской

Таблица 4.1

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы по разрезам с J_n , содержащей ордовикскую компоненту (стратиграфическая система координат)

Структура	Возраст	Свита, серия, горизонт	Разрез	D°	I°	Φ°	Λ°	dm°	dp°	φ _m °
Северный Урал										
Улсовско-Висимский синклинорий	O _{1t}	Хапхарская	Хапхар - Не-Тумп	160	13	-21	80	32,1	16,4	6,6
Тагильская палеодуга	O _{3as}	Контрастная формация Дайки	хр. Шемур	325	7	27	280	18,6	9,4	3,5
			р. Ивдель	306	5	19	299	19,7	10,0	2,5
	O _{3as}			310	-4	-16	113	15,5	7,7	2
Средний Урал										
Улсовско-Висимский синклинорий	Є-O ₁	Козинская	В-Серги	70	15	17	163	8,0	4,0	7,6
	O _{2k}	Малыгинская	Малыгино	333	37	49	280	17,0	10,0	20,6
	O _{3aδ}	Полуденный	Промысла	296	-18	-5	122	6,9	3,6	9,2
Южный Урал										
Зилаирский синклинорий	O ₂₋₃		Миндегулово	333	33	49	279	14,8	8,4	18,0
			Максютово	330	23	43	278	18,6	9,9	12,0
			Байназарово	323	26	41	288	11,5	6,1	13,7
Юрюзанская синклиналь	O ₂₋₃		Бакты	327	5	32	278	18,3	9,2	2,5
				155	21	-22	85	17,9	8,4	10,9
Сакмарская зона	O _{1a}	Кураганская	Карагансай	108	53	15	113	21,0	14,0	33,5
			Медес	154	29	-19	85	8,5	4,7	15,5
				46	-30	-12	13	14,5	8,0	16,0
			Алимбет	155	-16	43	273	8,7	4,5	8,2
			Шанды	148	37	-13	89	16,0	9,4	20,6
				151	-38	53	286	19,4	11,4	21,3
				151	-38	53	286	19,4	11,4	21,3
Эбетинская зона	O _a -O _{2kd} O?	Кураганская	Блява	142	33	-13	95	13,0	7,0	18,0
			Письменка	172	40	-15	66	14,0	8,0	22,7
			Тассай	85	55	29	127	11,9	8,4	35,5
			Богунбай	209	-13	39	200	8,0	4,0	6,6
Эбетинская зона	O _{1a}	Булатская	Култава-сай	226	29	-12	13	10,0	6,0	15,5
			Эбета-2	182	6	-30	36	20,0	10,0	3,0

Окончание табл. 4.1

Структура	Возраст	Свита, серия, горизонт		D°	I°	Φ°	Λ°	dm°	dp°	φ _m °
Восточно-Мугоджарский блок	O _{1a} -O ₂ 1	Маячная	г. Маячная	343	1	36	262	12,5	6,0	0,5
Зауральское поднятие	Є-O ₁ O _{1a} O _{1k}	Тогузак-аятская	Троицкая	201	-12	39	215	10,7	5,1	6,1
			ГРЭС	180	22	-25	61	6,8	3,6	11,4
			Тогузак	284	14	14	324	9,4	4,8	7,1
			Варна*	296,1	14,2	21	314			7,2
Денисовская зона	O _{1a} -O ₂ ld O?	Денисовский комплекс Дайки	Денисовка	163	-12	41	265	24,5	12,4	6,1
				350	32	54	258	3,3	1,9	17,3
Северный Казахстан										
Кокчетавский блок	O _{1t} -a	Братоловская	Есиль	125	6	-19	124	7,8	3,9	3,6
			Ишимка	161	41	-13	85	7,6	4,6	23,5
				211	34	-15	37	13,2	7,5	
	O _{1t} -a	Никольско-бурлукская	Люботино	125	6	-18	127	8,6	4,3	3,0
			Чаглинка	183	19	-27	66	10,2	5,3	9,8
	O _{1t} -a	Гаршинская	Байтугуль	156	9	-29	95	18,0	9,0	4,5
			Гаршино	152	5	-30	100	13,0	6,5	2,5
			Кедей	343	-8	-32	87	12,2	6,1	4,0
	O ₁ ?	Дайки	Жембарак	116	14	-10	131	4,0	2,0	7,1

Примечания. D, I — палеомагнитные склонение, наклонение, град.; Φ, Λ — широта и долгота палеомагнитного полюса, град.; dm, dp — полуоси овала доверия определения полюса, град.; φ_m — палеомагнитная широта, град.

* Данные В. Бахтадзе, Институт общей и прикладной геофизики Людвиг-Максимилиан Университета.

Таблица 4.2

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса под-или перемагнитченных в С₃-Р₁ пород ордовика Урала (географическая система координат)

Структура	Разрез	D°	I°	Φ°	Λ°	dm°	dp°	φ _m °
Северный Урал								
Улсовско-Висимский синклиорий	Хапхар-Не-Тумп	224	-37	39	182	18,4	10,8	20,6
	Косьва-1	247	-64	49	138	9,3	7,4	45,7
	Косьва-2	249	-57	42	144	5,2	3,8	37,6
Тагильская мегазона	Ивдель	230	-30	33	179	28,6	15,9	16,1
	Вижай	235	-28	30	174	12,9	7,1	14,9

Окончание табл. 4.2

Структура	Разрез	D°	I°	Φ°	Λ°	dm°	dp°	Φ _m °
Южный Урал								
Зилаирский синклинорий	Миндегулово	239	-35	34	161	17,4	10,0	19,3
	Байнозарово	224	-29	39	178	10,7	5,9	15,5
	Н. Серменево	227	-27	36	177	14,8	8,1	14,3
	Кага	247	-23	23	159	12,2	6,5	12,0
	Б. Майгашты	232	-34	37	167	7,5	4,3	18,6
Юрюзанская синклиналь	Бакты	229	-23	33	177	18,7	9,9	12,0
Сакмарская зона	Уйсылкара	245	-29	28	158	9,1	6,3	15,5
	Тырмантау	238	-26	30	164	5,1	2,8	13,7
	Медес	256	-45	29	141	4,8	3,0	26,6
	Тассай	239	-31	33	161	6,3	3,5	16,7
Присакмаро-Вознесенская зона	Поляковка и Краснохты	232	-36	38	170	6,9	4,0	19,9
Эбетинская зона	Эбета-1	242	-20	26	164	13,0	7,0	10,3
	Шошка	239	-28	31	163	6,0	3,0	14,9
	Култавасай	238	-25	29	165	6,0	3,0	13,1
	Карагансай	240	-29	31	162	13,0	7,0	15,5
Восточно-Мугод-жарский блок	Чулаксай	229	-35	40	172	4,6	2,7	19,3
	г. Маячная	244	-38	33	158	24,2	14,3	21,3
	м/с Балаталдык	215	-34	48	185	8,0	5,0	18,6
	Балаталдык	228	-33	41	171	8,0	5,0	18,0
	Улыталдык	229	-18	33	177	16,0	8,0	9,2
Зауральское поднятие	Варна	228	-8	27	185	13,8	6,9	4,0
	Тогузак	217	-30	43	189	11,2	6,2	16,1
	Заречный	243	-44	36	156	5,9	3,7	25,8
	г. Троицк	240	-30	30	166	9,2	5,1	16,1
Денисовская зона	Денисовка	251	-32	25	156	7,0	4,0	17,3
			-28	30	168	6,0	3,0	14,9
Северный Казахстан								
Кокчетавский блок	Есиль	232	-53	49	162	8,8	6,1	33,5
	Байтугуль	235	-35	36	173	8,0	5,0	19,3
	Кедей	227	-41	44	178	10,9	6,7	23,5
	Жембарак	252	-43	30	155	8,0	5,0	25,0

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 4.1.

Таблица 4.3

**Палеомагнитные направления под- или перемагнитченных в S₂-D₁
пород ордовика Урала**

Структура	Разрез	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат			
		D°	I°	K	α ₉₅ °	D°	I°	K	α ₉₅ °
Северный Урал									
Тагильская мегазона	хр. Шемур	74	51	30,2	3,7	80	41	24,3	4,2
		74	61	31,3	4,5	80	40	26,1	4,9
	Ивдель	63	74	21,8	6,6	80	62	17,8	7,4
		52	60	19,5	12,8	65	55	17,2	13,8
	Вижай	66	64	33,8	8,0	76	58	37,8	7,5
		50	63	22,8	8,9	60	60	19,2	9,7
Южный Урал									
Восточно-Мугоджарский блок	Кайракты	13	56	20,0	4,0	62	20	14,0	6,0
	Балаталдык	55	37	49,0	3,0	80	20	46,0	3,0
	Улыталдык	44	68	14,0	7,0	88	30	12,0	7,0

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 2.2.

свиты почти отсутствуют перемагнитченные полевые породы позднего палеозоя.

Выбор опорных палеомагнитных разрезов ордовика проводили не только по результатам компонентного анализа естественной остаточной намагниченности, тестов складок, но и материалам петрографических, минералогических исследований, данным магнитной минералогии и полевых наблюдений.

Во всех разрезах Сакмарской и Эбетинской зон состав ферромагнитной фракции, ее содержание, размер и форма рудных зерен были определены оптическим методом, и в результате было доказано, что магнетит и спекулярит в терригенно-осадочных породах участвовали в осадконакоплении. Таким образом, связанная с ними намагниченность имеет ориентационную природу. Что касается тонкодисперсного гематита цемента красноцветных отложений, то магнитные методы показали, что он образовался позднее, в результате гематитизации. В эффузивах магнетит и гематит из зоны окисления потоков имеют одно общее направление намагниченности (см. табл. 3.5).

Диагностику носителей намагниченности отложений в других структурах проводили в основном методами магнитной минералогии. Для определения времени их образования и происхождения дополнительно использовали материалы полевых наблюдений. Разрезы Письменка и Блява (Сакмарская зона), г. Маячная (Восточно-Мугоджарский блок), Байтугуль и Люботино (Кокчетавский блок) сложены четко чередующимися пластами аргиллитов, алевролитов, песчаников, кремней разной окраски. Из

них магнитны красноцветные отложения, в которых присутствует гематит, явно участвовавший в осадконакоплении. В красноцветных агатах из базальтов разреза Шанды (Сакмарская зона) и яшмах из Денисовки (Денисовская зона) гематит является породообразующим минералом. По всей вероятности, он обладает намагниченностью химической природы. Разрезы Варна (Зауральское поднятие), Денисовка, а также Култавасай и Эбета-2 (Эбетинская зона) представлены комплексами вулканогенных и терригенно-осадочных образований, магнетизм которых обусловлен магнетитом и гематитом. Намагниченность разнотипных магнитных минералов в каждом разрезе имеет одно и то же направление.

Таким образом, в результате анализа всех материалов были отобраны 27 разрезов, палеомагнитные данные по которым использованы для палеомагнитных реконструкций.

4.2. ПОЛЯРНОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ПОЛОЖЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ ОРДОВИКА

Для палеомагнитных построений были использованы результаты по 27 объектам с надежными данными, которые позволили установить следующее.

1. Геомагнитное поле в течение ордовикского периода неоднократно меняло знак: зафиксированы три состояния обратной полярности — R1, R2, R3 и три прямой — N1, N2, N3. Палеомагнитные зоны нанесены на геохронологическую шкалу ВСЕГЕИ (Жамойда и др., 1993), (табл. 4.4, рис. 4.1).

2. Устойчивое поле обратной полярности R наблюдалось в раннем и отчасти среднем ордовике — в тремадоке, арениге, лланвирне. Поле дважды испытало кратковременные инверсии прямой полярности — N1 в арениге и N2 в лланвирне. В разрезе Письменка (N2) удалось проследить по направлениям векторов J_n переход от зоны обратной полярности R2 к прямой N2 и возврат к обратной R3 (см. рис. 3.22).

3. Переход к устойчивой прямой полярности N3 произошел в карадоке, и это же поле наблюдалось в ашгилле, поздний ордовик.

Составленная по уральским палеомагнитным данным колонка смены полярности геомагнитного поля ордовика в целом согласуется со схемой полярности (Torsvik, Trench, 1991), построенной на основе шкалы Харланда (Harland et al., 1989), но только в целом, так как следует учитывать, что ни авторы работы, ни европейские коллеги не имели возможности провести опробование полного разреза ордовика, а довольствовались лишь его от-

Таблица 4.4

Палеомагнитный разрез ордовика Урала

Возраст	Разрезы	D°	I°	Ф°	Λ°	N/R
O _{1t}	Хапхар-Не-Тумп	160	13	-21	80	R1
O _{1t-a}	Кедей	343	-8	-32	87	N1
	Байтугуль	156	9	-29	95	N1R1
	Гаршино	152	5	-30	100	N1R1
	Люботино	125	6	-18	127	N1R1
	Ишимка	161	41	-13	85	R1
	Есиль	125	6	-19	124	R1
	Чаглинка	183	19	-27	66	R1
	Медес	154	29	-19	85	R1
	Шанды	148	37	-13	89	R1
	Алимбет	155	-16	43	273	R1
O _{1a}	Тогузак	180	22	-25	-61	R1
O _{1a-O_{2l}}	Денисовка	163	-12	41	265	R3
	г. Маячная	343	1	36	262	N2
	Письменка	172	40	-15	66	N2R2
	Блява	142	33	-13	95	R2
O _{2k}	Варна	284	14	14	324	N3
	Малыгино	333	37	49	280	N3
O ₂₋₃	Миндегулово	333	33	49	279	N3
	Максютово	330	23	43	278	N3
	Байназарово	323	26	41	288	N3
	Бакты	327	5	32	278	N3
O _{3aš}	хр. Шемур	325	7	27	280	N3
	хр. Шемур	306	5	19	299	N3
	Ивдель	310	-4	16	293	N3
	Промысла	296	-18	-5	122	N3
O _{1?}	Жембарак	116	14	-10	131	R1

Примечание: N/R — зоны прямой/обратной полярности поля. Цифры — номера зон.

дельными интервалами. Тем не менее в обоих случаях отмечено преобладание в раннем и отчасти среднем ордовике поля обратного знака, дважды прерванного кратковременными инверсиями, а в позднем ордовике — устойчивого поля прямой полярности. На данном этапе палеомагнитной изученности ордовика расхождение сравниваемых схем касается времени протекания событий N1 и N2: на Урале прямая намагниченность выявлена в породах аренигского и лланвирнского ярусов, в Скандинавии — лланвирнского и лландейльского.

Установленная по прямо намагниченным отложениям аренига Урала зона прямой полярности наблюдалась в Сибири и отнесена к Северо-Байкальской суперзоне палеомагнитного разреза палеозоя (Молостовский и др., 1976). Зона прямой полярности в лландейльском веке, установленная в Скандинавии, не нашла

И.А.Свяжина и др.
(1979, 1981–2000)

Т.Торсвик и др.
(1978, 1990–1991)

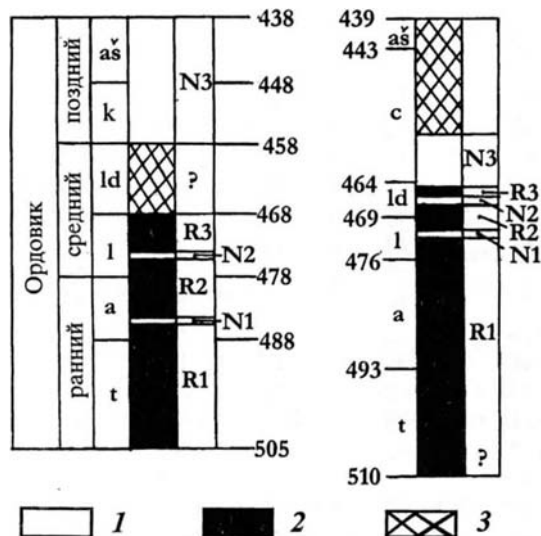


Рис. 4.1. Палеомагнитный разрез ордовика.

Цифры — начало геохронологических подразделений, млн лет. Полярность: 1 — прямая N, 2 — обратная R, 3 — неизвестная

аналога на Урале по объективной причине: одновозрастные отложения поляковской свиты, где было проведено палеомагнитное опробование, не сохранили первичной намагниченности из-за метаморфизма, которому породы были подвергнуты в позднем палеозое. Таким образом, вопрос о наличии

прямо намагниченных пород в лландейльское время на Урале остается открытым.

Общая для двух шкал зона прямой полярности, отнесенная к лланвирну, увязана с уральской стороны по конодонтам (Пучков и др., 1990), со скандинавской — по граптолитам (Jaanusson, 1982; Holmer, 1989).

Палеомагнитные направления положены в основу определения координат палеомагнитных полюсов. Распределения последних в современных географических координатах показаны на рис. 4.2. Палеополюса в зависимости от знака поля группируются либо в южной части восточного полушария, либо в северной части западного. Их средние положения соответствуют $\Phi = 33,1^\circ$ с.ш. $\Lambda = 285,2^\circ$ в.д.; $K = 15,7$, $A_{95} = 10,3^\circ$ для поля прямой, $\Phi = 20,8^\circ$ ю.ш.; $\Lambda = 92,8^\circ$ в.д.; $K = 12,6$; $A_{95} = 12,1^\circ$ — обратной полярности (Φ , Λ — широта и долгота палеомагнитного полюса, K и A_{95} — кучность и радиус круга доверия: $A_{95} = \sqrt{dm \cdot dp}$, с 95 % вероятностью). Угол между полюсами по дуге большого круга состав-

Рис. 4.2. Положение палеомагнитных полюсов в ордовике с овалами доверия dp/dm (без учета разницы в палеоширотах восточного и западного секторов Южного Урала, см. табл. 4.1).

Разрезы: М — Медес, Ш — Шанды, Б — Блява, Пк — Письменка, Иш — Ишимка, Ж — Жембарак, Л — Люботино, Х — Халхар-Не-Тумп, Т — Тогузак, Ч — Чаглинка, Бг — Байтугуль, Г — Гаршино, Е — Есиль, Д — Денисовка, А — Алимбет, г. М — г. Маячная, Пр — Промысла, В — Варна, И — Ивдель, Ше — Шемур, Бк — Бакты, Ба — Байназарово, Ма — Максютово, Ми — Миндегулово, Мг — Малыгино, К — Кедей.

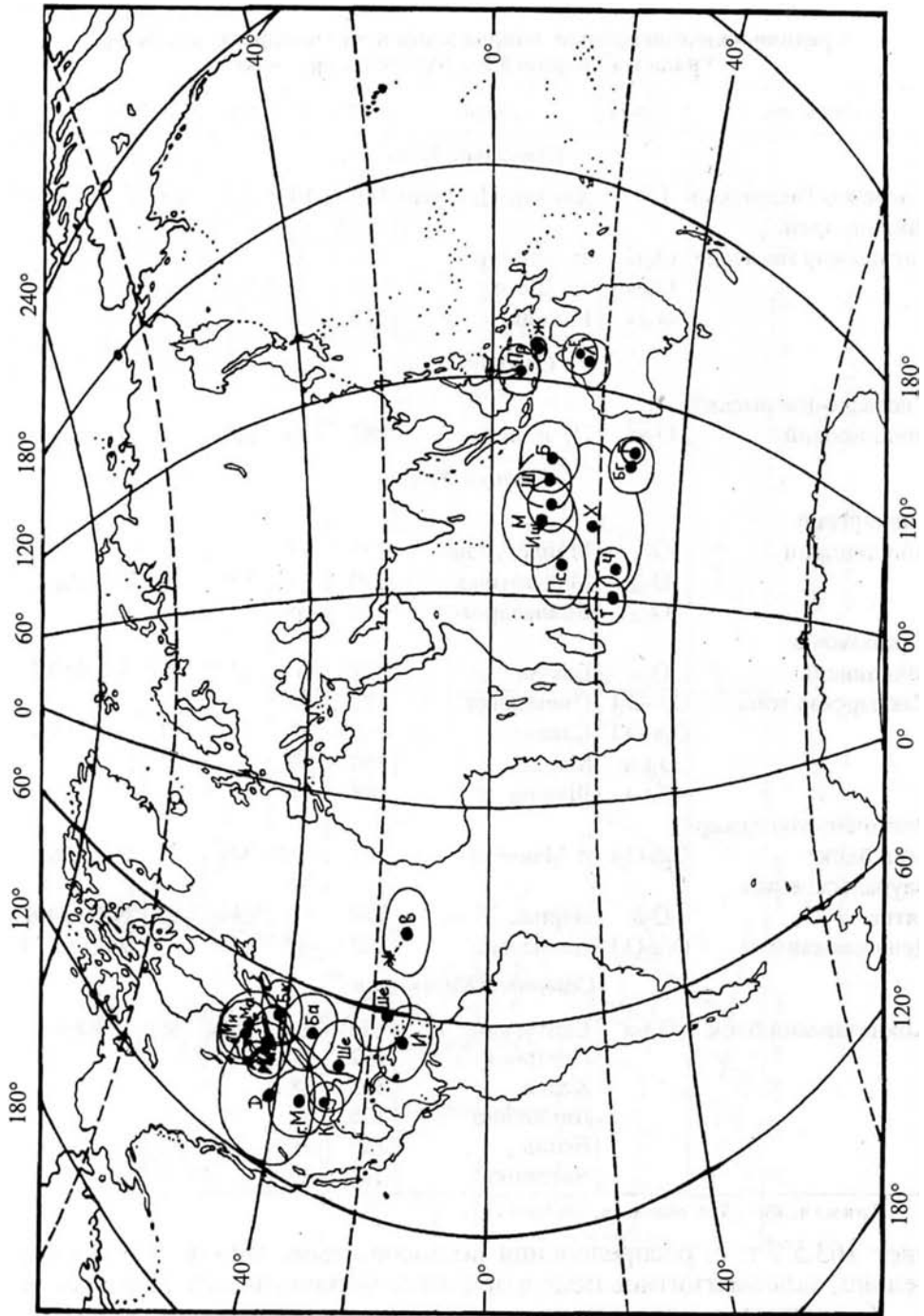


Таблица 4.5

**Средние палеомагнитные направления и палеошироты структур
Урала и Северного Казахстана в ордовике**

Структура	Эпоха	Разрез	D°	I°	D _{ср} °	I _{ср} °	Φ _м °
<i>Северный Урал</i>							
Улсовско-Висимский синклинорий	O _{1t}	Хапхар-Не-Тумп	160	13	160	13	S 6,6±16,4
Тагильская мегазона	O _{3aš}	хр. Шемур	325	7	314	3	N 1,5±8,9
	O _{3aš}	хр. Шемур	306	5			
	O _{3aš}	Ивдель	310	-4			
<i>Средний Урал</i>							
Улсовско-Висимский синклинорий	O _{3aš}	Промысла	296	-18	296	-18	S 9,2±3,6
<i>Южный Урал</i>							
Зилаирский синклинорий	O ₂₋₃	Миндегулово	333	33	329	27	S 14,3±6,2
	O ₂₋₃	Максютово	330	23			
	O ₂₋₃	Байназарово	323	26			
Юрюзанская синклиналь Сакмарская зона	O ₂₋₃	Бакты	327	5	327	5	S 2,5±9,2
	O _{1a-O2l}	Письменка	172	40	154	39	S 22±8,9
	O _{1a-O2l}	Блява	142	33			
	O _{1ta}	Медес	154	29			
	O _{1ta}	Шанды	148	37			
Восточно-Мугоджарский блок	O _{1a-O2l}	г. Маячная	341	1	341	1	S 0,5±6,0
Зауральское поднятие	O _{2k}	Варна	284	14	284	14	N 7,1±4,8
Денисовская зона	O _{1a-O2l}	Денисовка	163	-12	163	-12	N 6,1±12,4
<i>Северный Казахстан</i>							
Кокчетавский блок	O _{1ta}	Байтугуль	156	9	150	9	S 4,7±3,9
		Гаршино	152	5			
		Кедей	343	-8			
		Люботино	125	6			
		Есиль	125	6			
		Чаглинка	183	19			

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 4.17.

ляет 163,5°, т. е. распределения полюсов симметричны и, следовательно, палеомагнитное поле в ордовике можно считать дипольным.

Координаты палеомагнитного полюса для ордовика только Восточно-Европейского палеоконтинента, рассчитанные по девяти опорным разрезам (табл. 4.5), составляют $\Phi = 27,8^\circ$ ю.ш.,

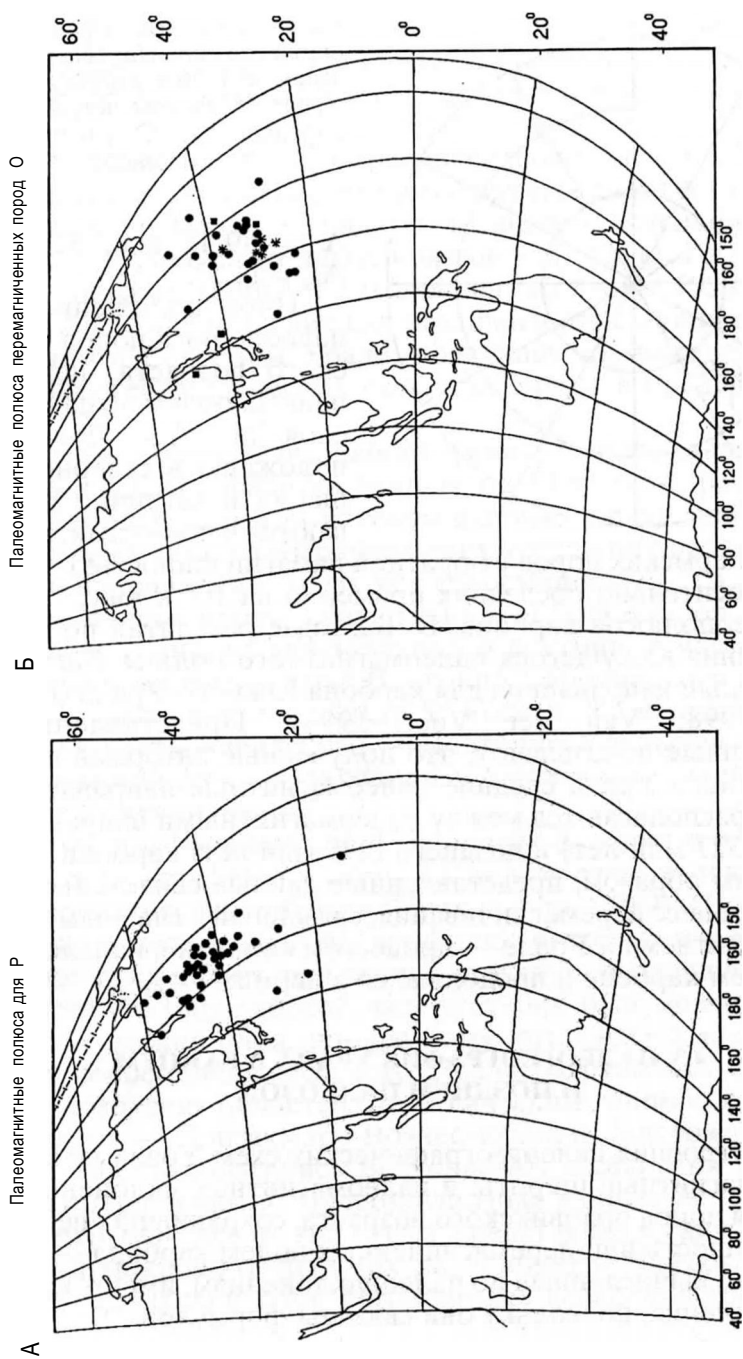


Рис. 4.3. Положение палеомагнитных полюсов:

А — для пород пермского возраста, Б — для пород ордовика, перематченных в позднем палеозое

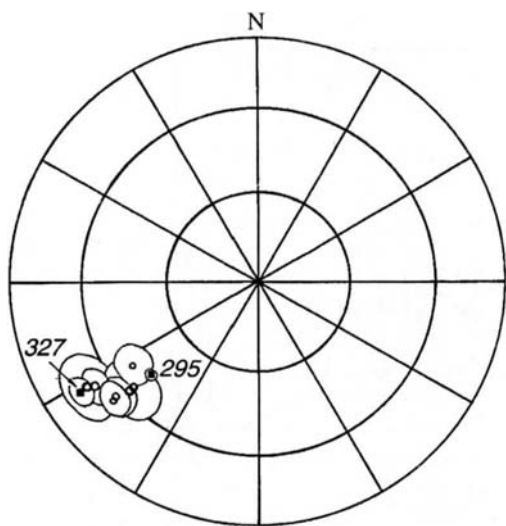


Рис. 4.4. Стратиграфические проекции средних направлений J_n в позднем палеозое структур Южного Урала (с учетом погрешности их определения). Объяснение см. в тексте

$\Lambda = 89,4^\circ$ в.д., $K = 20,9$;
 $A_{95} = 11,5^\circ$.

Иное положение имеют палеополюса пород ордовикского возраста, перемагниченных полей позднего палеозоя (рис. 4.3). Полюса расположены в северном полушарии и частично перекрываются с полюсами, полученными для пермских пород с обратной намагниченностью. Они смещены относительно последних примерно на 10° к югу, т. е. в область палеополюсов карбона.

В. Бахтадзе рассчитал по траектории движения кажущегося палеомагнитного полюса Балтики палеомагнитные направления для карбона Южного Урала (Bachtadse et al., 1998; Van der Voo, 1993). Представленные на рис. 4.4 данные показывают, что полученные авторами по структурам Южного Урала средние палеомагнитные направления (см. табл. 4.2) располагаются между палеомагнитными направлениями среднего (327 млн лет) и позднего (295 млн лет) карбона для Балтики. Таким образом, представленные данные свидетельствуют о том, что процесс перемагничивания, связанный с главным геологическим событием на Урале — процессом коллизии, начался в среднем-верхнем карбоне и продолжался в перми.

4.3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ УРАЛА В РАННЕМ И ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Для построения палеогеографических схем Урала использованы палеомагнитные широты и палеомагнитные склонения, полученные для пород ордовикского возраста, сохранивших первичную намагниченность или перемагниченных полей карбона — перми.

Широты, вычисленные по палеонаклонениям, имеют количественные значения, поскольку они связаны формулой

$$\operatorname{tg} \varphi_m^\circ = \frac{1}{2} \operatorname{tg} I^\circ,$$

где φ_m° — палеомагнитная широта, I° — палеонаклонение.

Направления палеомеридианов заданы палеосклонениями, но без их привязки к современной сетке меридианов, которая не может быть сделана из-за существующей долготной неопределенности.

Первая попытка представить палеогеографию Урала в ордовикском периоде на основе палеомагнитных данных была сделана для структур Южного Урала, относящихся к шельфу и склону Восточно-Европейского палеоконтинента, зоны ГУГР и Восточно-Уральских террейнов (Свяжина, Коптева, 1998). В дальнейшем, когда палеомагнитные исследования были продолжены на Среднем и Северном Урале, появилась возможность выполнения палеогеографических схем для Урала в пределах 61° — 49° с.ш.

Палеогеографическая реконструкция, выполненная для *раннего ордовика*, основана на данных по 14 точкам, расположенным на Европейском и Азиатском склонах Урала (рис. 4.5). Исходя из современных географических координат палеомеридианы имели направление, близкое к современному — ССЗ—ЮЮВ, тогда как палеошироты существенно отличались от современных и были разными для западной и восточной частей Урала. Европейский сектор — край Восточно-Европейского палеоконтинента — располагался между 5° ю.ш. и 20° ю.ш., в то время как южная часть Азиатского — Восточно-Уральские террейны и Кокчетавский блок — находились в приэкваториальной области обоих полушарий.

Наличие расхождений в палеоширотах Западного и Восточного склонов Урала свидетельствует в пользу существования между ними Уральского палеоокеана (Пучков и др., 1989). Палеомагнитные данные, полученные по профилю, который пересекает океан, позволяют представить положение структур, входивших в его состав. Восточно-Европейский палеоматерик был западной окраиной, Кокчетавский блок, по-видимому, относился к восточной. В пределах современного Южного Урала сохранились следы двух раннепалеозойских областей с океаническим типом коры, осадков и вулканитов — Присакмаро-Вознесенской и Денисовской. В пределах океана располагались Восточно-Мугоджарский и Зауральский микроконтиненты. Палеомагнитные данные не исключают, однако, что они уже в это время представляли один Восточно-Уральский микроконтинент (их палеошироты близки, хотя Восточно-Мугоджарский блок располагался несколько севернее Зауральского).

Вторая палеогеографическая реконструкция выполнена для *среднего и позднего ордовика* с использованием восьми точек (рис. 4.6). В общем географическая сетка напоминает предыдущую. Направления палеомеридианов оставались прежними —

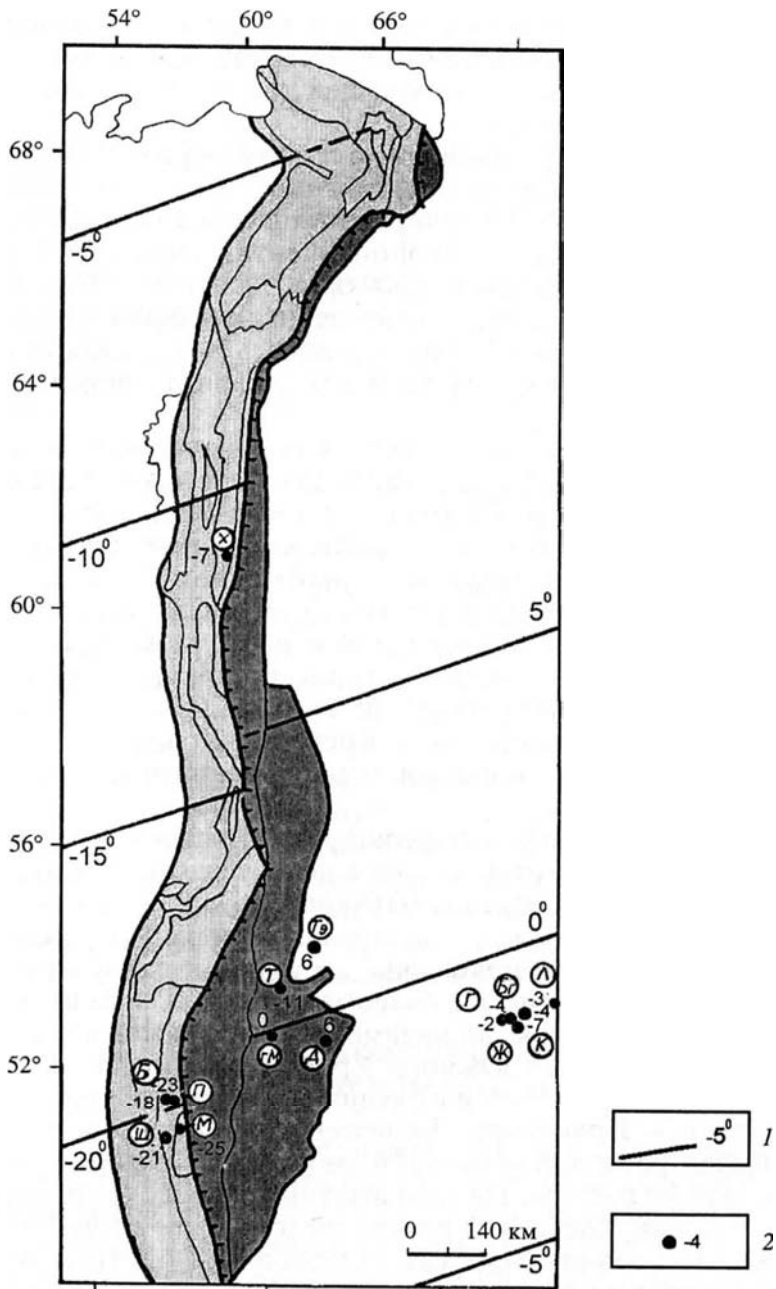


Рис. 4.5. Палеомагнитные (палеогеографические) широты Урала в раннем ордовике.

1 — направление палеопараллелей, минус — ю.ш.; 2 — положения разрезов и значения палеоширот. Буквенные обозначения см. на рис. 4.2

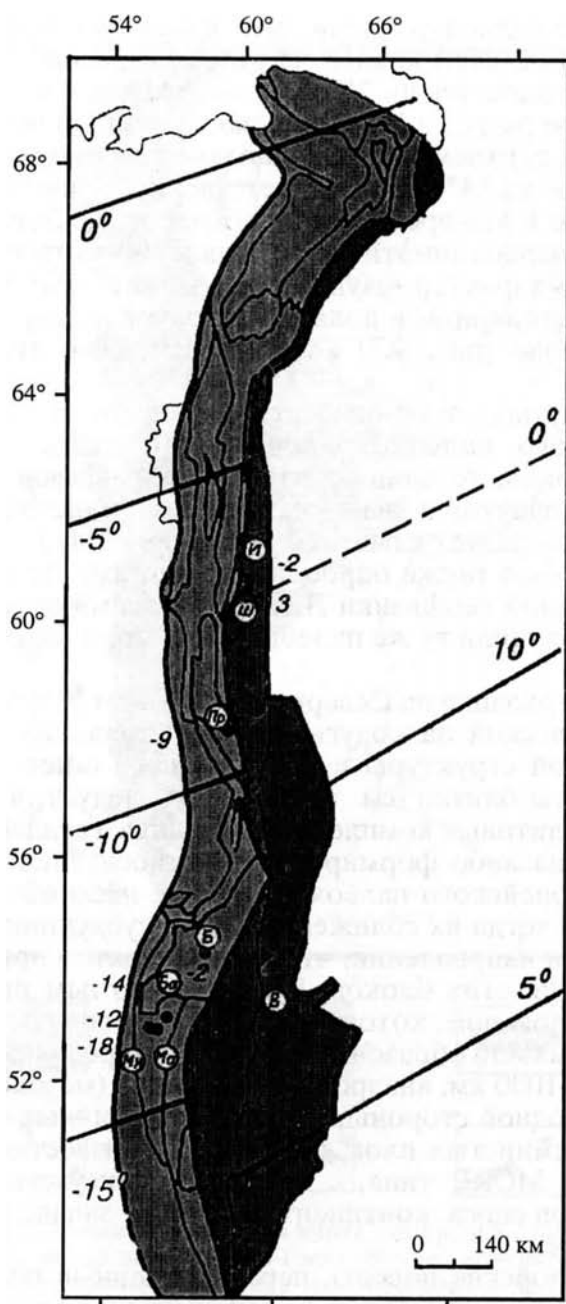


Рис. 4.6. Палеомагнитные (палеогеографические) широты Урала в среднем и позднем ордовике.

Усл. обозн. см. на рис. 4.2 и 4.5

ССЗ—ЮЮВ, а палеопараллели сместились на север, но не столь значительно. Так, если южная часть Сакмарской зоны в раннем ордовике располагалась на 21° ю.ш, то находящиеся ныне на один градус севернее разрезы Зилаирского синклинория по р. Белой, в ее широтном и верхнем меридиональном течении в среднем-позднем ордовике — на 14° ю.ш. Соответственно, разрез Промыслы на Среднем Урале в это время располагался на 9° . Этим оценкам не противоречат палеоклиматические и палеобиологические данные: теплолюбивый характер фауны, присутствие эвапоритов и краснокветов в приполярном и полярном Приуралье и рифов в Западноуральской зоне (рис. 4.7) (Антошкина, 1994; Никонов и др., 2000).

Все упомянутые точки относятся к шельфу или краю Восточно-Европейского палеоконтинента. Что касается Восточно-Уральских блоков, то один из изученных разрезов находится на Зауральском поднятии и два — на Тагильской палеодуге. Относительно первого следует отметить, что разрез Варна, как было отмечено выше, был также опробован коллегами из Института общей и прикладной геофизики Людвиг-Максимилиан Университета, которые получили ту же палеошироту, что и авторы — 7° ю.ш. (см. табл. 4.1).

В позднем ордовике на Северном и Среднем Урале началось заложение Тагильской палеодуги. Из сопоставления палеомагнитных широт этой структуры и граничившего с ней палеоматерика — их широты близки (см. табл. 4.1) — следует, что надсубдукционные офиолитовые комплексы основания Тагильской островодужной системы либо формировались относительно недалеко от Восточно-Европейского палеоконтинента, либо на значительном расстоянии, но тогда их сближение в ходе субдукции происходило бы в широтном направлении, что мало вероятно при разных скоростях движения этих блоков. Более вероятным представляется первое предположение, которое находит подтверждение и в геологических данных. Об образовании осадков в пределах неширокого, не более 500—1000 км, анаэробного бассейна (мезбассейна) свидетельствуют, с одной стороны, отсутствие типичных океанических осадков — кремнистых илов, пелагических известняков, а также метабазальтов MORB типа, с другой — присутствие признаков двух источников сноса, континентального на западе и вулканического на востоке.

Раннепалеозойские породы, перемагниченные полев *среднего-позднего карбона* — *ранней перми*, зафиксировали другие направления палеомеридианов и значения палеоширот: простирающие палеомеридианов вместо субмеридионального становится СВ—ЮЗ, а палеошироты Западного и Восточного склонов Урала выравниваются и варьируют от 15 до 25° , но уже в северном полушарии (рис. 4.8).

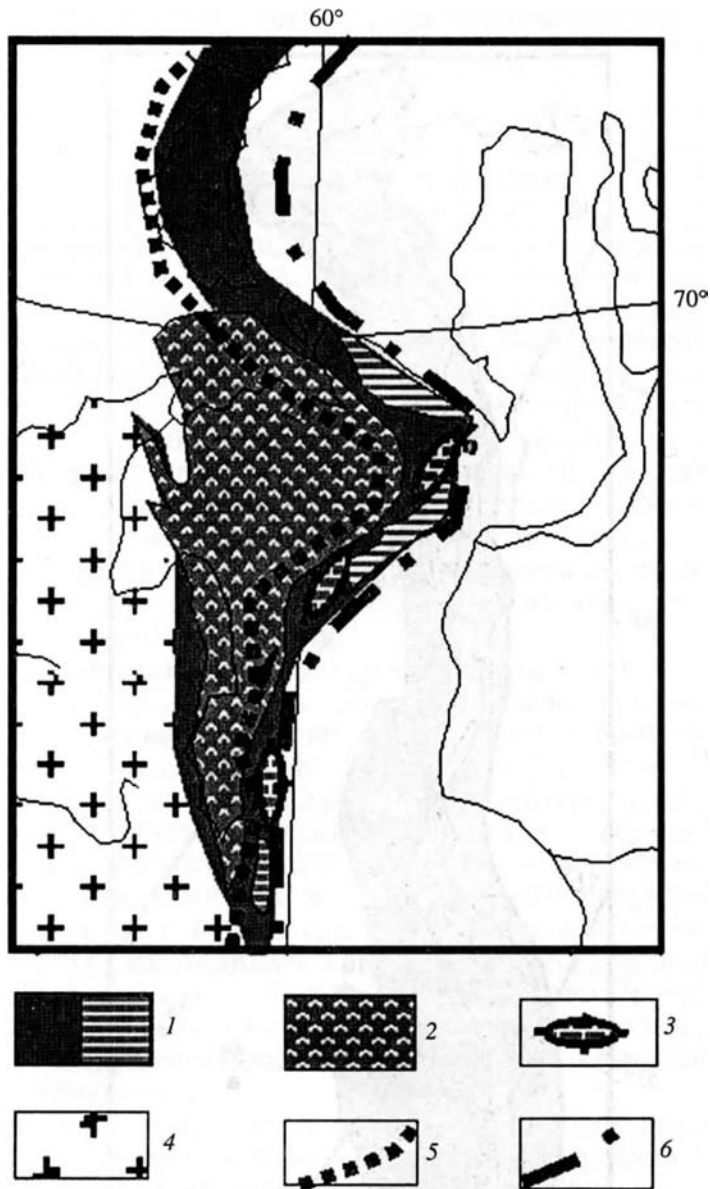


Рис. 4.7. Схематизированная карта литофаций северо-восточной окраины Восточно-Европейского континента для среднего-верхнего ордовика (по Никонову и др., 2000, с изменениями).

1 — Шельфовые фации (слева — преимущественно карбонатные отложения, справа — преобладающее переслаивание доломитов и эвапоритов (гипсов, ангидритов, солей); 2 — батинальные комплексы; 3 — карбонатные рифы; 4 — отложения отсутствуют; 5 — западная граница уралид; 6 — Главный Уральский разлом. Широкое развитие рифов и эвапоритов указывает на положение Восточно-Европейского континента в низких широтах

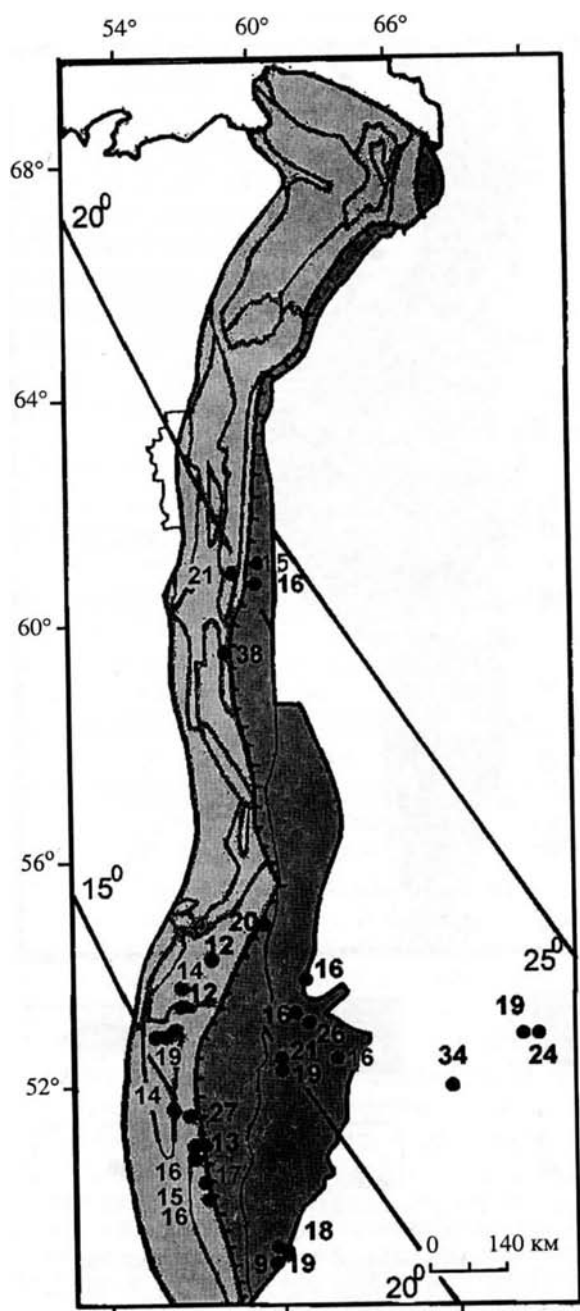


Рис. 4.8. Палеомагнитные (палеогеографические) широты Урала в позднем палеозое.
Усл. обозн. см. на рис. 4.2 и 4.5

4.4. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ УРАЛА

Как уже отмечалось, ордовикские направления палеомеридианов европейского и азиатского склонов Урала одинаковы и субпараллельны современным. Действительно, если не учитывать наличие в ордовике обеих полярностей поля, а принять одну, например, прямую, то в западном секторе Урала палеосклонения варьируют от 327 до 340°, а в восточном — от 314 до 343° (см. табл. 4.5). Исключением являются в первом случае разрез Промысла (296°), во втором — Варна (284°). Для Промыслов характерна сложная локальная тектоника, а разрез Варна сложен аллохтонным комплексом, возможно, образованным в ордовике в океаническом бассейне, далеко от Зауральского блока. К тому же он представлен эффузивами, которые в зависимости от времени формирования толщи могут дать ошибку в склонении до 30°. Что касается палеоширот, то они имели значительные расхождения. Существовавшая в течение ордовика разница в палеопараллелях указывает на иное, не соответствующее современному положение структур региона.

В основу палеотектонических реконструкций положены две характеристики — средние для ордовика направления палеомеридианов (палеосклонений) и значения палеоширот, полученные для структур Урала и Кокчетавского блока (Свяжина и др., 2001). На рис. 4.9 показаны положения Уральских структур в раннем и среднем-позднем ордовике. Западный склон Урала — восточный край Восточно-Европейского палеоконтинента — в течение периода располагался между 10° с.ш. и 20° ю.ш. Восточноуральские террейны и Кокчетавский блок сгруппировались в приэкваториальной области. Здесь находились Тагильская палеодуга, ныне являющаяся главной структурой Северного и Среднего Урала; Восточно-Мугоджарский, Зауральский, Кокчетавский блоки и Денисовская зона — структуры Южного Урала и примыкающего к нему Северного Казахстана.

Палеомагнитные данные, полученные по породам ордовикского возраста, сохранившим память о поле позднего палеозоя, позволяют определить положение Урала в то время (рис. 4.10). Сравнение ранне- и позднепалеозойских реконструкций показывает, что в течение палеозоя уральские блоки сместились из южного полушария в северное. Движение на север сопровождалось поворотом региона против часовой стрелки на угол около 60°, постепенным сближением континентальных блоков — Восточно-Европейского и формировавшегося Казахстанского, что в конечном счете выразилось в косо направленной коллизии. При этом происходило проскальзывание азиатской части Урала относительно Восточно-Ев-

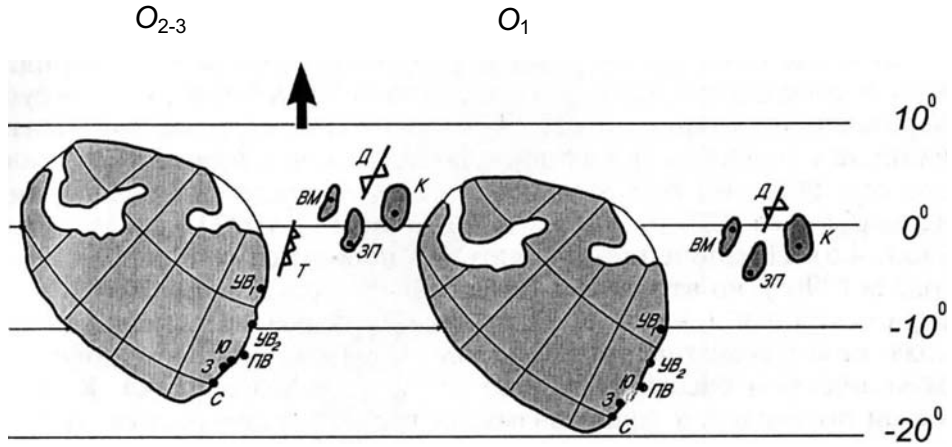


Рис. 4.9. Палеомагнитные (палеотектонические) реконструкции Урала в ордовике.

Структуры: УВ — Улсовско-Висимский синклиорий (1 — Северный, 2 — Средний Урал), ПВ — Присакмаро-Вознесенская зона, Ю — Юрюзанская синклиналь, 3 — Зилаирский синклиорий, С — Сакмарская зона, Э — Эбетинская зона, Т — Тагильская палеодуга, ВМ — Восточно-Уральский микроконтинент, Д — Денисовская зона, ЗП — Западно-Уральское поднятие, К — Кокчетавский блок. Цифры — значения палеоширот, минус — ю.ш.

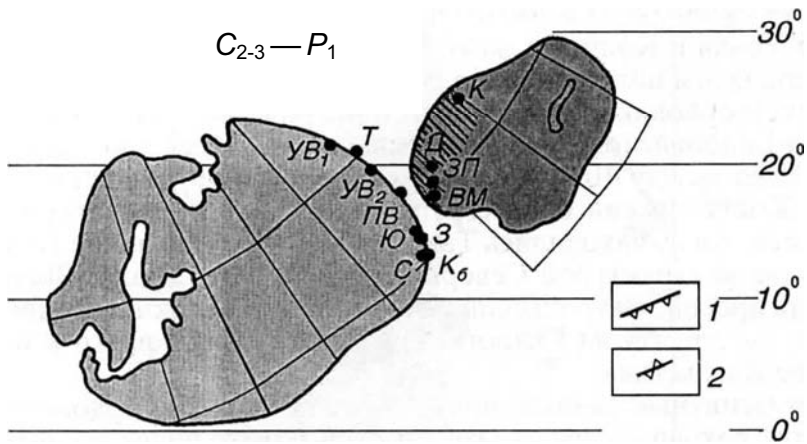


Рис. 4.10. Палеомагнитная (палеотектоническая) реконструкция Урала в позднем палеозое.

1, 2 — палеоостроводужные формации. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.9

ропейского палеоматерика: меридиональная, направленная к северу составляющая скорости у последнего была больше примерно на 1 см/год. К концу палеозоя взаимное положение структур становится сходным с современным.

Результаты палеомагнитных исследований на Северном Урале, в Тагильской мегазоне позволяют уточнить путь, по которому происходило смещение (проскальзывание) Восточно-Уральских террейнов Южного Урала вдоль края палеоконтинента (в современных географических координатах). Если учесть, что становление Тагильской палеоостроводужной системы происходило вблизи палеоконтинента и Уральский палеоокеан мог располагаться восточнее ее, то и трек, по которому смещались блоки Южного Урала, проходил восточнее палеодуги. В противном случае она была бы вовлечена в глобальное движение и в настоящее время располагалась вместе с остальными террейнами на Южном Урале.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение палеомагнетизма ордовикских отложений Урала, осуществлявшееся в течение последних 25 лет, позволило выявить достаточное количество разрезов, в которых ордовикские породы сохранили информацию о сингенетичном геомагнитном поле, а перемагниченные в позднем палеозое — о поле времени их метаморфизма. Последнее связано с тем, что процессы перемагничивания в S_3 – P_1 , вызванные коллизией, были особенно интенсивными.

В процессе обработки полученных данных показано, что палеомагнитное поле в течение ордовика было дипольным и неоднократно меняло знак. В раннем и отчасти среднем ордовике преобладала обратная полярность с двумя кратковременными инверсиями, тогда как в позднем — устойчивая прямая. На данном этапе палеомагнитной изученности ордовика выявилось некоторое расхождение предлагаемой схемы со схемой скандинавских исследователей: на Урале прямая намагниченность выявлена в породах аренигского и лланвирнского ярусов, в Скандинавии — лланвирнского и лландейльского, что, вероятнее всего, связано с неполнотой полученной информации как в том, так и в другом случае.

В конечном счете полученный материал, несмотря на его неполноту, удалось успешно использовать для палеотектонических реконструкций. При этом было показано, что все основные тектонические элементы, которые впоследствии участвовали в образовании уралид (пассивная окраина Восточно-Европейского палеоконтинента, или Балтики, фрагменты океанического основания Тагильской и Денисовской островных дуг, а также микроконтиненты) находились в течение ордовика в низких широтах; для Восточно-Европейского палеоконтинента это подтверждается независимыми литолого-климатическими индикаторами. Расстояния между структурными элементами будущего Урала на это время не удается оценить вследствие долготной неопределенности, но имеются основания считать, что южноуральские террейны не меняли взаимное положение с ордовикского времени и донныне. Разница в палеоширотах позволяет предполагать значительные горизонтальные перемещения литосферных плит с поворотами на разный угол против часовой стрелки.

В течение палеозоя все упомянутые участки земной коры (тектонические элементы) испытывали дрейф в северном направле-

нии, пройдя расстояния от 20° до 30° и даже более, перед тем как столкнуться в конце палеозоя, образовав складчатый пояс. При этом меридиональная скорость уральской окраины Восточно-Европейского континента была наибольшей.

Полученная информация не противоречит данным других исследователей, и значительно расширяет круг знаний по истории геомагнитного поля и палеогеодинамике ордовикского времени.

Не следует делать вывод, что вопрос о палеомагнетизме ордовика Урала полностью закрыт. Имеются возможности дополнить полученную информацию. В частности, остались неисследованными, с точки зрения палеомагнетизма, наиболее полные разрезы Приполярного Урала и Пай-Хоя (Дембовский и др., 1990; Тимонин, Юдин, 1999), изучение которых могло бы значительно детализировать магнитостратиграфическую шкалу и дать возможность отдельной реконструкции положения Балтики для среднего и позднего ордовика, а также уточнить положение палеополюсов для раннего ордовика в сравнительно просто, с точки зрения тектоники, построенных районах. Изучение разрезов Приполярного Урала проводилось Н. Ф. Данукаловым, но он, к сожалению, не успел обработать полученные материалы. Информация по Южному Уралу могла бы быть дополнена изучением вулканитов Сухтелинского аллохтона, ордовикский возраст которых в последнее время был доказан находками конодонтов (Тевелев и др., 1998). Это может дать шанс определить положение Магнитогорского блока в палеотектонических реконструкциях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, КазССР, 1977. 241 с.
- Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печерского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
- Анцыгин Н. Я. К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. М.: Мингео РСФСР, 1985. С. 68—86.
- Анцыгин Н. Я., Шурыгина М. В., Наседкина В. А. Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М.: Мингео РСФСР, 1988. С. 111—121.
- Багин В. И., Гендлер Т. С., Авилова Т. Е. Магнетизм α -окислов и гидроокислов железа. М.: ИФЗ АН СССР, 1988. 180 с.
- Веденков В. С. Обработка палеомагнитных данных на ЭЦВМ. Красноярск, 1974. 21 с. (Препринт. ИФСО-2М, Ин-т физики им. Л. В. Киренского СО АН СССР).
- Геологическая карта Казахской ССР. М-б 1 : 500 000. Серия Тургайско-Мугоджарская. Алма-Ата: Мингео КазССР, 1981. 228 с.
- Гипергенные окислы железа в геологических процессах / Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова, А. И. Горшков и др. М.: Наука, 1975. 207 с.
- Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л. и др. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология и стратиграфия / Отв. ред. В. Н. Пучков. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1990. 196 с.
- Доломанский Ю. К. Цилиндрический магнитный экран // Приборы и технические эксперименты, 1983. № 3. С. 151—153.
- Жамойда А. И., Мазарович О. А., Соколов Р. И. Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993.
- Зиновкин А. Д. О тектонике Кемпирсайского плутона // Сов. геология, 1940. № 12. С. 36—42.
- Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1,6—0,2 млрд лет) и строение Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
- Иванов К. С., Бабенко В. А., Наседкина В. А. К стратиграфии вулканогенных толщ ордовика Сакмарской зоны Урала // Новые данные по геологии Урала. Информационные материалы. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987. С. 12—25.
- Иванов К. С., Пучков В. Н., Наседкина В. А., Пелевин И. А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник — 1988. Информационные материалы. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 12—13.
- Иванов К. С., Пучков В. Н., Пелевин И. А. Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозоя восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 3—10.
- Иванов К. С., Сахаров В. А., Наседкина В. А., Музыка М. И. Новые данные о возрасте вулканогенно-кремнистых толщ обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Докл. АН СССР. Сер. геол., 1988. Т. 301, № 1. С. 158—163.

Клюжина М. Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.

Коробков В. Ф., Санин В. Г., Воробьев Л. Н. и др. // Отчет Тереклинской партии за 1975—83 гг. Актюбинск, Фонды ПГО Запказгеология. 1984.

Краузе С. А., Маслов В. А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Южного Урала. Уфа: Горно-геол. ин-т, БФАН СССР, 1961. 95 с.

Кудрявцева Г. П., Гаранин В. К., Жилыева В. А. и др. Магнетизм и минералогия природных ферромагнетиков. М.: Изд-во МГУ, 1982. 294 с.

Миловский А. В., Гетлинг Р. В., Зверев А. Т. и др. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: МГУ, 1977. 267 с.

Молостовский Э. А., Певзнер М. А., Печерский Д. М. и др. Магнитостратиграфическая шкала палеозоя и режим инверсий геомагнитного поля // Геомагнитные исследования. М.: Наука, 1976. № 17. С. 45—52.

Никонов Н. И., Богацкий В. П., Мартынов А. В. Тимано-Печерский эвапоритовый бассейн. Атлас геологических карт. Тимано-Печорский исследовательский центр, Ухта, 2000. 64 листа.

Павлов Ю. П. Новый взгляд на возраст и метаморфизм шебектинской свиты Восточных Мугоджар // Ежегодник — 1987. Информационные материалы. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. С. 27—29.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Вып. 6. М.: МГК при Президиуме АН СССР. Материалы МЦД, 1986. С. 18.

Палеомагнитология / А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др.; Под ред. А. Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. и др. Тектоника Урала: объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.

Пелевин И. А. О возрасте "шебектинской" свиты в зоне Восточно-Мугоджарского поднятия // Ежегодник — 1976. Информационные материалы. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1977. С. 8—11.

Петров Г. А. Геологическая природа "амфиболитовой" полосы зоны Платиноносного пояса на Северном Урале // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1992. С. 167—177.

Петров Г. А., Пучков В. Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника, 1994. № 1. С. 25—37.

Петров Г. А., Свяжина И. А., Рыбалка А. В. Геодинамическая реконструкция Тагильской палеоостроводужной системы по геологическим и геофизическим данным // Отечественная геология, 2000а. № 4. С. 14—20.

Петров Г. А., Свяжина И. А., Рыбалка А. В., Мезенина З. С. Тагильская палеоостроводужная система: к вопросу о положении и времени формирования // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Сб. докл. Пятой международной научной конференции "Чтения А.Н.Заварицкого". Екатеринбург: УрО РАН, 2000б. С. 51—64.

Петрова Г. Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования. М.: Сов. радио, 1977. № 19. С. 40—49.

Пирс Дж. А., Липпарт С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134—165.

Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В. Н., Иванов К. С. Новые данные по геологии Денисовской зоны Урала // Ежегодник — 1984. Информационные материалы. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1985. С. 23—25.

Пучков В. Н., Иванов К. С., Наседкина В. А. Первые сведения о кремнистых толщах ордовика на Западном склоне Урала // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Информационные материалы. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 16—20.

Пучков В. Н., Свяжина И. А., Иванов К. С. Геодинамика Урала и Северо-Западного Казахстана в ордовике // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 113—116.

Свяжина И. А. Палеомагнитные данные и горизонтальные движения блоков Казахского Урала // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Сб. науч. трудов. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 31—45.

Свяжина И. А. Палеомагнитные исследования бокситов Аркалыкского месторождения // Теория и практика магнитометрии. Геофизический сб. № 7. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 3—10.

Свяжина И. А., Ахметзянова А. А. Палеомагнитная характеристика раннепалеозойских отложений Южного Урала // Палеомагнетизм докембрия и раннего палеозоя. Сб. науч. трудов. Киев: Наук. думка, 1992. С. 125—136.

Свяжина И. А., Коптева Р. А. Палеомагнитная реконструкция Уральского палеоокеана // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Сб. науч. трудов. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 14—30.

Свяжина И. А., Коптева Р. А., Мезенина З. С. Палеогеография Южного Урала в раннем и позднем палеозое по палеомагнитным данным // Палеогеография венда — раннего палеозоя Северной Евразии. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 125—129.

Свяжина И. А., Петров Г. А., Мезенина З. С. Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 1. С. 36—44.

Свяжина И. А., Пучков В. Н., Иванов К. С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика, 1992. №4. С. 17—22.

Свяжина И. А., Пучков В. Н., Иванов К. С., Петров Г. А. Основные итоги изучения палеомагнетизма ордовика Урала и смежной части Казахстана // Уральский геофизический вестник. № 2. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 56—64.

Свяжина И. А., Пучков В. Н., Коптева Р. А., Мезенина З. С. Палеомагнетизм пород ордовика западного склона Башкирского Урала // Ежегодник — 1994. Информационные материалы. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1995. С. 115—121.

Свяжина И. А., Пучков В. Н., Коптева Р. А., Мезенина З. С. Палеомагнитная реконструкция Восточно-Европейского континента в ордовике по материалам Южного Урала // Ежегодник — 1995. Информационные материалы. Уфа: УфНЦ РАН, 1996. С. 110—116.

Свяжина И. А., Таврин И. Ф., Бабенко В. А., Коробков В. Ф. Тектоника Кемпирсайского антиклинория по палеомагнитным и геофизическим исследованиям // Земная кора и полезные ископаемые. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1993. С. 82—88.

Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала / В. Г. Варганов, Н. Я. Анцыгин, В. А. Наседкина и др. М.: Недра, 1973. 228 с.

Тевелев Ал. В., Артющкова О. В., Борисенко В. И. и др. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюл. МОИП. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 63—65.

Тимонин Н. И., Юдин В. В. Тектоника Пай-Хоя. Сыктывкар: Коми НЦ РАН, 1999. 33 с.

Формирование земной коры Урала / С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 248 с.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.

Шипунов С. В. Основы палеомагнитного анализа: теория и практика. М.: Наука, 1993. 159 с.

Штейнберг Д. С. Мугоджары и Урал — сопоставление и проблемы // Геология и полезные ископаемые. Актюбинск [Препринт ЗКТГУ Мингео КазССР]. 1979. Вып. IV. С. 30—32.

Bachtadse V., Tait J., Soffel H. et al. Paleomagnetism and plate kinematics // Europrobe workshop on Uralides Programm & Abstracts. M., 1998. P. 23.

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

Fisher R. A. Dispersion on a sphere // Proc. R. Soc. London. 1953. V. A. 217, № 6. P. 295—305.

Halls H. C. A Least-Squares Method to find a Remanence Direction from Converging Remagnetization Circles. // Geophys. J.R. abstr. Soc., 1976. V. 45. P. 297—304.

Harland W. B., Armstrong R. L., Cox A. V. et al. A Geological Time Scale. Cambridge: Cambridge University Press, UK. 1989.

Holmer L. E. Middle Ordovician phosphatic inarticulate brachiopods from Västergötland and Dalarna, Sweden, Fossils Strata, 1989. V. 26. P. 1—172.

Jaanusson V. Introduction to the Ordovician of Sweden // Paleont. Contrib. Univ. Oslo, 1982. V. 279. P. 1—10.

Kirschvink J. L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Soc., 1980. V. 62. P. 699—718.

McFadden P. L., McElhinny. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism // Planetary Science Letters, 1988. V. 87. P. 161—172.

McFadden P. L., Reid A. B. Analysis of paleomagnetic inclination data // Geophys. J. R. astr. Soc., 1982. V. 69. P. 307—319.

Torsvik T. H., Trench A. Ordovician magnetostratigraphy; Llanvirn-Caradoc limestones of the Baltic platform // Geophys. J. Int., 1991. V. 107, № 1. P. 171—184.

Van der Voo R. Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge: University press, 1993. 412 p.

Zijderveld J. D. A. A. C. demagnetization of rock: analysis of results // Methods in paleomagnetic data. Elsevier, Amsterdam, 1967. P. 254—286.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. Методика палеомагнитных исследований	10
1.1. Отбор образцов	10
1.2. Лабораторные исследования	11
1.3. Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности	14
Глава 2. Палеомагнетизм отложений ордовика Северного и Среднего Урала	18
2.1. Северный Урал	19
Шельф Восточно-Европейского палеоконтинента	19
Тагильская островодужная система	24
2.2. Средний Урал	36
Шельф Восточно-Европейского палеоконтинента	36
Глава 3. Палеомагнетизм отложений ордовика Южного Урала и Северного Казахстана	42
3.1. Южный Урал	42
Шельф Восточно-Европейского палеоконтинента	42
Склон Восточно-Европейского палеоконтинента	50
Главный Уральский глубинный разлом	72
Восточноуральские террейны	76
3.2. Северный Казахстан	93
Кокчетавский блок	93
Глава 4. Палеомагнитные реконструкции Урала	105
4.1. О надежности палеомагнитных данных ордовика Урала	105
4.2. Полярность геомагнитного поля и положение палеомагнитных полюсов ордовика	112
4.3. Палеогеография Урала в раннем и позднем палеозое	118
4.4. Палеотектонические реконструкции и некоторые особенности палеогеодинамики Урала	125
Заключение	128
Список литературы	130

CONTENTS

Introduction	5
Chapter 1. Methods of paleomagnetic researches	10
1.1. Sampling	10
1.2. Laboratory researches	11
1.3. Analysis of the components of natural remanent magnetization	14
Chapter 2. Paleomagnetism of the South and Middle Urals Ordovician deposits	18
2.1. The North Urals	19
East-European paleocontinent's shelf	19
Tagil island-arc system	24
2.2. The Middle Urals	36
East-European paleocontinent's shelf	36
Chapter 3. Paleomagnetism of the South Urals and Northern Kazakhstan Ordovician deposits	42
3.1. The South Urals	42
East-European paleocontinent's shelf	42
East-European paleocontinent's slope	50
The Main Uralian deep fault	72
Easturalian terrains	76
3.2. Northern Kazakhstan	93
Kokchetavsky block	93
Chapter 4. Paleomagnetic reconstructions of the Urals Ordovician	105
4.1. Reliability of paleomagnetic data of the Urals Ordovician	105
4.2. Geomagnetic field polarity and the Ordovician paleomagnetic poles' position	112
4.3. Paleogeography of the Urals in the late Paleozoic	118
4.4. Paleotectonic reconstructions and some features of the Urals paleodynamics	125
Conclusion	128
Bibliography	130

Научное издание

**Идея Александровна Свяжина
Владимир Николаевич Пучков
Кирилл Святославович Иванов
Георг Аскольдович Петров**

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОРДОВИКА УРАЛА

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики и НИСО УрО РАН

Редактор **Т. П. Бондарович**
Технический редактор **Е. М. Бородулина**
Корректор **Г. Н. Старкова**
Компьютерная верстка **И. И. Глазыриной**

ЛР № 020764 от 24.04.98

НИСО УрО РАН № 90(02)—30. Сдано в набор 01.04.03. Подписано в печать 03.06.03. Формат 70×100 1/16. Бумага типографская. Печать офсетная. Усл. печ. л. 11. Уч.-изд. л. 10. Тираж 200. Заказ 106.

620219, Екатеринбург, ГСП-169, ул. С. Ковалевской, 18.
Типография УрО РАН.