

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КУЮЛЬСКОГО ХРЕБТА  
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОРЯКИЯ)**

*Е.Е. Чернов\*, Д.В. Коваленко\*, Г.В. Леднева\*\**

*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

*\*\*Геологический институт РАН, г. Москва*

Проведены палеомагнитные исследования геологических комплексов Куюльского хребта (Центральная Корякия). Естественная остаточная намагниченность пород включает 3 компонента. Относительно низкотемпературная компонента А – «послескладчатая». Высокотемпературные компоненты В и С, возможно, являются «доскладчатыми» и формировались одновременно с породами. Если компоненты намагниченности В и С первичны, то исследованные комплексы офиолитовой ассоциации формировались на приэкваториальных широтах. Оси спрединга были ориентированы субширотно. Коллизия исследованных комплексов с материком, возможно, протекала со сдвиговой компонентой, либо указанные комплексы претерпели несколько этапов деформаций, приведших к формированию складок с наклонными или субвертикальными шарнирами. Петромагнитные исследования показали, что первичные магнитные минералы офиолитов практически полностью уничтожены процессами окисления пород. Возможно, образование хемогенного магнетита при окислительных процессах привело к перемагничиванию пород Куюльского хребта после их деформаций. Но нельзя исключать и термовязкое перемагничивание толщ.

**Ключевые слова:** палеомагнетизм, петромагнитные характеристики, офиолиты, мезозой, Куюльский хребет, Корякия.

#### ВВЕДЕНИЕ

Геологические толщи Куюльского хребта, расположенного в Центральной Корякии, являются элементом активной континентальной окраины Евразии. Она характеризуется аккреционной структурой, сформированной в результате тектонического совмещения различных геологических блоков, перемещавшихся с Тихоокеанскими литосферными плитами. Возраст структуры континентальной окраины закономерно омолаживается в сторону океана. В настоящее время детальные палеомагнитные и петромагнитные исследования проведены для наиболее молодых, позднемеловых и кайнозойских структур северо-востока Евразии (Олюторская тектоническая зона и Камчатка) [8, 9, 11, 22]. В результате были оценены широты формирования блоков пород, участвующих в структуре континентальной окраины, скорость их перемещения, последовательность и время их тектонического совмещения с материком. Было выявлено широкое распространение перемагниченных пород и исследованы причины перемагничивания. Для более древних структур палеомагнитные данные пока

очень фрагментарны. Палеомагнитные исследования проведены на п-ве Тайгонос [2, 3], восточной части центральной Корякии (Майницкая и Эконайская зона) [26] и для восточного побережья Пенжинской губы [29]. Было установлено, что в основном все исследованные толщи перемагничены. В работе [10] приводятся исследования причин перемагничивания разновозрастных толщ Тайгоносского полуострова. В единичных образцах из триас-юрских и раннемеловых толщ была выделена доскладчатая намагниченность и рассчитаны палеошироты их формирования. Оказалось, что триасовые, юрские и раннемеловые комплексы Корякии и п-ва Тайгонос были сформированы на приэкваториальных широтах или несколько севернее и испытали значительно большие перемещения до совмещения с материком, чем позднемеловые и кайнозойские. В данной статье приводятся новые палеомагнитные и петромагнитные данные по мезозойским офиолитам Куюльского хребта Центральной Корякии, дополняющие результаты перечисленных выше исследований.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУЮЛЬСКОГО ХРЕБТА

Исследования, результаты которых излагаются в данной статье, были проведены в Центральной Корякии, на Куюльском хребте в бассейнах рек Ганкуваям и Гальмоваям (рис. 1). В этих районах обнажаются комплексы пород, рассматриваемые геологами как офиолитовая ассоциация [13, 18, 20, 23].

**Ультраосновные породы** представлены двумя типами перидотитов [18, 20]. Разрезы первого типа сложены однородными, интенсивно серпентинизированными перидотитами (апогарцбургитовыми серпентинитами, по [13, 18, 20]). Эти перидотиты прорваны маломощными дайками вебстеритов, клинопироксенитов и пегматоидных амфибол-плагиоклазовых пород. Для разрезов второго типа характерно макроритмичное строение. Строение каждого макроритма определяется чередованием (а) массивных, как правило, клинопироксеносодержащих перидотитов и (б) зон тонкой ритмичной расслоенности ультрамафитов. Массивные перидотиты – в различной степени серпентинизированные породы, содержащие полудайки гигантозернистых клинопироксенитов и дайки различной мощности (от 30–40 см до 5–10 м) среднезернистых мезократовых габбро, пегматоидных амфибол-плагиоклазовых пород и плагиоаплитов. Зоны тонкой ритмичной расслоенности представлены чередованием микропрослоев (до 5 см мощности) дунитов, верлитов и иногда оливинных клинопироксенитов. В работе [31] высказывается мнение, что гипербазиты могли быть сформированы в надсубдукционных условиях.

**Расслоенный комплекс** сложен дунитами, клинопироксеновыми дунитами и верлитами кумулятивного облика и иногда хромититами. Мощность прослоев составляет от 1–2 до 10–15 метров.

**Комплекс габбро–кварцевых диоритов**, слагающий самостоятельные тектонические пластины, включает (а) тонкорасслоенные габброиды (чередование прослоев среднезернистых мезократовых габбро и оливинных габбро мощностью от 1–2 см до 3–5 м), (б) массивные среднезернистые мезократовые габбро, (в) тонкорасслоенные кварцевые диориты и аплиты, (г) кварцевые диориты. Среднезернистые мезократовые габбро (далее габбро I фазы внедрения) прорваны дайками пегматоидных амфибол-плагиоклазовых пород (далее габброиды II фазы внедрения). Последние в свою очередь содержат ксенолиты массивных среднезернистых габбро. Кварцевые диориты содержат ксенолиты полностью серпентинизированных перидотитов. Практически на всей исследованной площади залегание толщ комп-

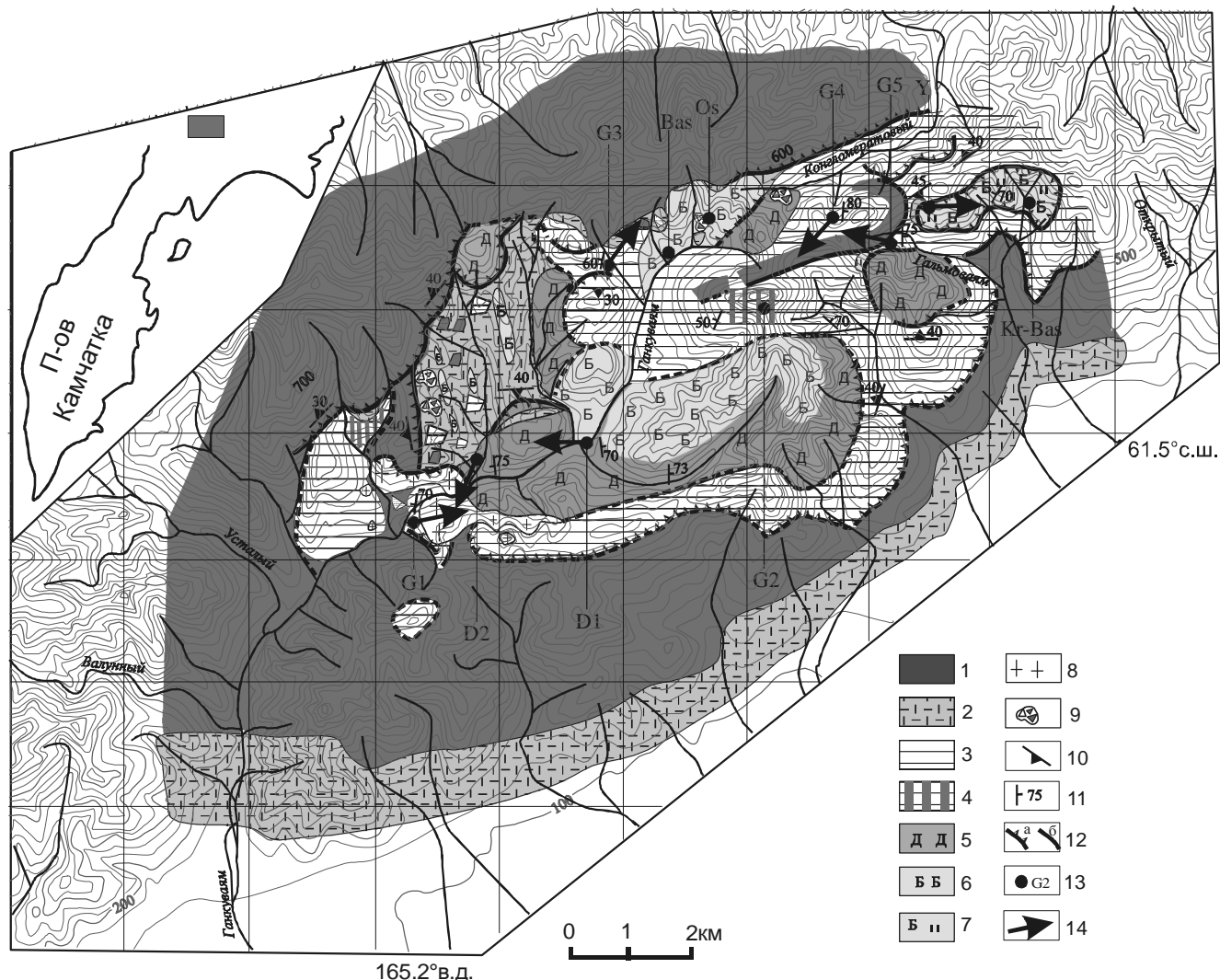
лекса характеризуются близкими простираниями и крутыми углами падения.

**Плагиограниты** были установлены в нескольких структурных позициях. Они слагают (а) самостоятельные тектонические пластины, (б) дайки, прорывающие массивные и тонкорасслоенные перидотиты, габброиды I и II фаз внедрения, и (в) тело на границе с породами дайкового комплекса. Плагиограниты, прорывающие перидотиты, обнаруживают как закалочные, так и реакционные контакты. В работах [12, 31] предполагается, что плагиограниты сформировались в островодужной обстановке.

**Вулканогенно-дайковый комплекс** представлен субвулканическими породами, среди которых преобладают долериты и в подчиненном количестве установлены диориты и афировые базальты с шаровой отдельностью. В отдельных местах видно, что диабазы и долериты представляют собой параллельные дайки с четкими закалочными контактами. Толщи разбиты на блоки. Залегание даек в блоках (там, где оно видно) близко к вертикальному. По мнению авторов работы [20], дайки были сформированы в спрединговом океаническом бассейне. В статье [31] было показано, что в комплексе присутствуют разные генерации даек. Более древние из них имеют толеитовый тренд дифференциации (СОХ или океанические вулканические острова), более молодой – известково-щелочной островодужного типа (хребет вошел в зону субдукции). Эффузивы, пространственно приуроченные к дайковому комплексу, сопоставимы по составу с породами дайкового комплекса [20, 31]. Среди толщ комплекса присутствуют тектонические брекчии, обломки в которых представлены диабазами. Иногда в брекчиях на контакте с дайками наблюдаются зоны обжига.

**Вулканогенно-кремнистый комплекс (кинги-веемский тип, по [7])** сложен сургучно-красными яшмами, серыми кремнями, туфосилицитами, аргиллитами и афировыми базальтами с шаровой отдельностью. Комплекс в разной степени дислоцирован и разбит на блоки. Яшмы и кремни смяты в сложные изоклинальные складки, базальтовые толщи – в более простые. Эффузивы комплекса по геохимическим свойствам рассматриваются как океанические (N-MORB). В работе [31] отмечается, что в других районах Куюльского хребта закартированы вулканогенные толщи с внутриплитными характеристиками.

**Офиолитокластовые осадочные брекчии** встречаются, в основном, в виде небольших блоков в зонах серпентинитового меланжа и включают обломки габбро и диабазов, реже ультраосновных пород.



**Рис. 1.** Схема геологического строения центральной части Куьюльского хребта. На врезке серым прямоугольником показан район работ.

1 – ультраосновные породы; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – лейкократовое и меланократовое габбро; 4 – габбро и ультраосновные породы; 5 – диабазы; 6 – основные лавы и диабазы; 7 – лавы базальтов и яшмы; 8 – плагиограниты; 9 – офиолитокластовые брекчии; 10 – ориентировка плоскостей сместителя; 11 – элементы залегания пород; 12 – разрывные нарушения: надвиги (а) и субвертикальные (б); 13 – места отбора палеомагнитных проб; 14 – склонения намагниченности.

В целом, по мнению [31], офиолиты, участвующие в геологическом строении бассейна р.Ганкувьям, являются надсубдукционными, подобными офиолитам Троодоса.

Данных о возрасте пород немного. Для габброидов имеется датировка абсолютного возраста (K/Ar) – 115–121 млн лет. Близкие датировки получены этим же методом для перидотитов (112–132 млн лет) [1] и аповулканических метаморфических пород, изученных в других районах Куьюльского хребта – 82–102, 133–145 млн лет [1]. По-мнению авторов статьи [31], эти датировки, скорее всего, фиксируют время текто-

нического совмещения исследованных комплексов. Возраст цирконов из плагиогранитов соответствует 280–290 млн лет (устное сообщение Л.В. Сумина, ссылка на него в [31]). Возраст яшм и кремней из кремнисто-вулканогенного комплекса по радиоляриям соответствует поздней юре (бат-келловой, титон [5, 7]). В работе [31] на Куьюльском хребте помимо позднеюрских толщ выделяются кингивеевские толщи поздне триас-байосского возраста.

Геологическая структура изученных районов, исследованная нами с использованием материалов работ [20, 31], показана на рис. 1. Она характеризу-

ется покровно-складчатый строением. Взаимоотношения всех выявленных фрагментов офиолитовой ассоциации – тектонические. Разрывные нарушения проявлены в виде зон дробления или зон серпентинитового меланжа. Толщи вулканогенно-кремнистого комплекса деформированы в мелкие изоклинальные складки, в остальных комплексах в основном фиксируется блоковое строение, складчатые структуры неотчетливы. Вергентность главных разрывных и складчатых элементов структуры юго-восточная, но встречаются и надвиги обратной вергентности. Время формирования структуры пока не определено, но она уже была сформирована к позднему мелу [31], а первые фазы деформаций, по-видимому, отражены в формировании осадочных офиолитокластовых брекчий.

Образцы для палеомагнитных исследований были отобраны практически из всех комплексов пород, обнажающихся в исследованных районах, где отчетливо устанавливается залегание пород (рис. 1). Из комплекса габбро–кварцевых диоритов были отобраны 106 образцов габбро и более кислых пород из тонко расслоенных габброидов, кварцевых диоритов и аплитов из 5 геологических разрезов G1–G5, многие из которых разбиты на блоки (в табл. 1 G1-1, G1-2; G3-1, G3-2, G3-3 обозначают блоки из разрезов G1, G3, соответственно). Из вулканогенно-дайкового комплекса были отобраны 37 образцов из закалочных и внутренних частей диабазовых и долеритовых даек из 2 разрезов – D1 и D2 – и 5 образцов из разреза базальтов (Bas). Из вулканогенно-кремнистого комплекса опробован 1 разрез красных яшм (Y) – 52 образца (разбит на 4 блока – Y1–Y4) и 1 разрез (Kr-Bas), сложенный чередующимися потоками базальтов и пачек кремней (12 образцов кремней, 7 образцов базальтов). 20 образцов были отобраны из тонкообломочных офиолитокластовых брекчий (Os).

#### МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНОЙ ОБРАБОТКИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОБРАЗЦОВ

Обработка палеомагнитных образцов проводилась в палеомагнитной лаборатории ИГЕМ РАН. Из каждого образца выпиливалось по 2 кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке в интервале температур 20–660° С. Термочистка проходила в печи, защищенной пермалловыми экранами, позволяющими компенсировать магнитное поле Земли до 4–5 нанотесла. Верхняя граница чистки определялась появлением магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Появление магнит-

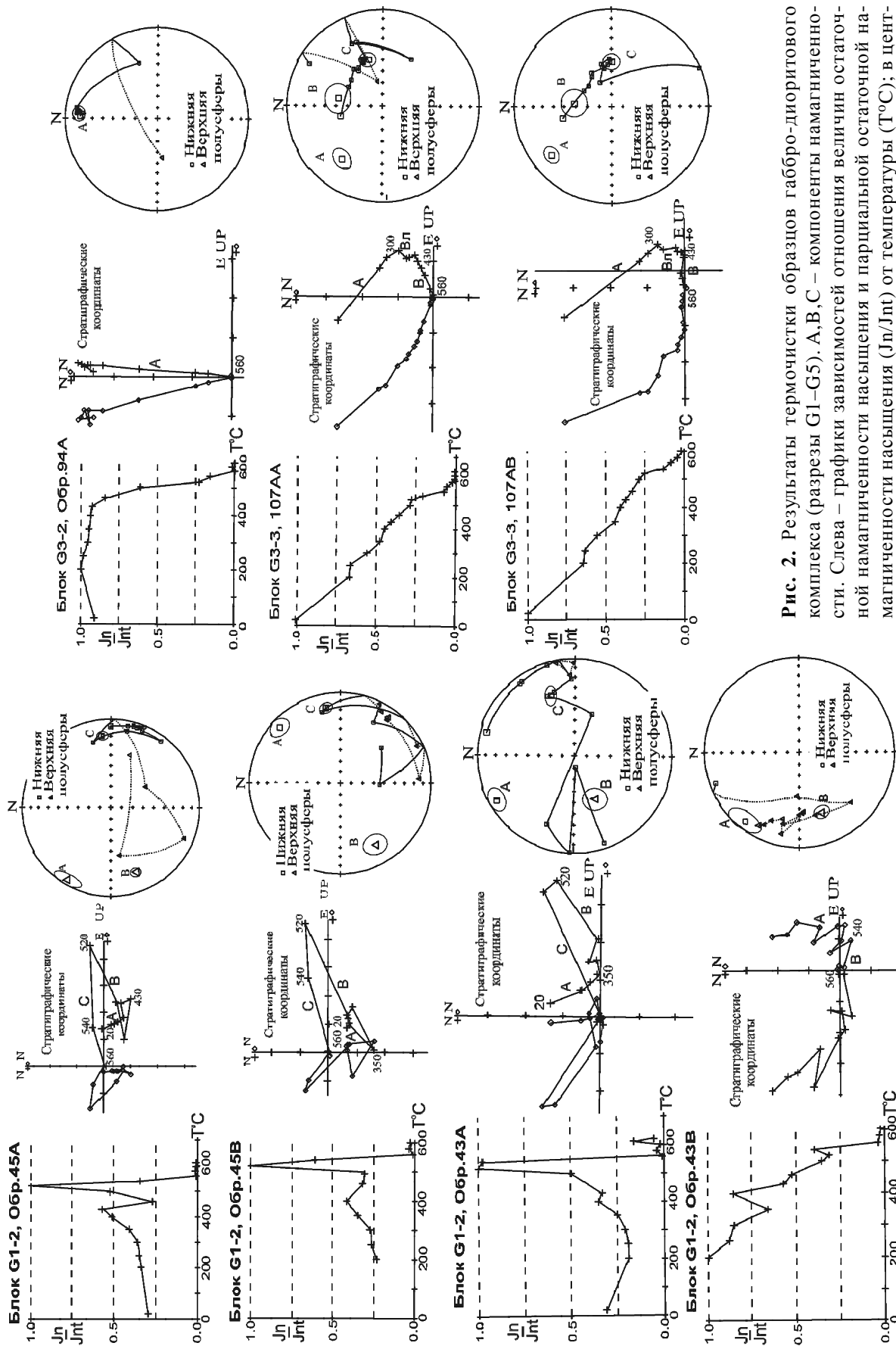
ных новообразований в процессе температурной чистки определялось по резкому увеличению величины намагниченности кубика и по тому, что направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву начало меняться хаотически. Для большинства кубиков проводилось 12–15 нагревов.

Измерение величины и направления остаточной намагниченности образцов проводилось на магнитометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [32], проводился компонентный анализ намагниченности [30] и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере. Для каждого образца по двум кубикам рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка направлений намагниченности образца производилась в тех случаях, когда диаграмма Зийдервельда не позволяла выделить компоненты (хаотическое распределение направлений намагниченности от нагрева к нагреву), либо когда среднее направление компоненты, рассчитанное по двум кубикам, имеет кучность меньше 10.

Направления выделенных компонент намагниченности образцов анализировались на сфере для каждого тектонического блока отдельно, а также совместно по всем опробованным блокам из каждого разреза исследованных комплексов пород в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат [21].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Естественная остаточная намагниченность образцов пород Куюльского хребта очень сложна. Во многих образцах она включает 2–3, иногда больше магнитных компонент. В породах **габбро-диоритового комплекса** относительно надежно выделяются 3 магнитные компоненты. Близкие по направлению векторы намагниченности компоненты (А) выделяются практически во всех образцах. В некоторых из них эта компонента единственная и сохраняется во всем температурном интервале магнитной чистки (от 20 до 550–580°С) (рис. 2, обр.94а). В образцах, где присутствуют несколько компонент намагниченности, компонента А наиболее низкотемпературная и выделяется в интервале температур от 20 до 350–540°С (рис. 2). Компонента В либо наиболее высокотемпературная (интервал температур 520–600°С) (например, обр.43В на рис. 2), либо среднетемпературная (350–520°С), если в этих образцах выделяется более высокотемпературная компонента С (рис. 2, обр.43А, 45А, 45В). Компонента С наиболее высокотемпературная (520–580°С). Компоненты намагни-



**Рис. 2.** Результаты термочистки образцов габбро-диоритового комплекса (разрезы G1-G5). А, В, С – компоненты намагниченности. Слева – графики зависимости отношения величин остаточной намагниченности насыщения (Jn/Jnt) от температуры (T°C); в центре – диаграммы Зейдверelda; справа – распределение направлений Jnt и компонент намагниченности на сфере.

ченности В и С выделяются в небольшом количестве образцов, их векторы резко отличаются от направлений компоненты А и приблизительно противоположны друг другу. За счет этого на кривых зависимости  $J_n/J_{nt} - T$  (отношение величин естественной остаточной намагниченности до начала чистки и после каждого шага чистки от температуры) в интервале температур, где уничтожается компонента В, наблюдается рост величины отношения  $J_n/J_{nt}$  (рис. 2). В блоке G1 компонента В выделена в 5, а компонента С – в 7 образцах; в блоке G2 компоненты В и С выделены, соответственно, в 13 и 4 образцах; в блоке G3 компонента В выделена в 9 образцах; в G4 – компонента В

– в 4, компонента С в 5 образцах и в блоке G5 помимо компоненты А в 4 образцах выделяется компонента намагниченности В (табл. 1). В двух образцах блока G3, по-видимому, выделяется ложная компонента намагниченности Вл (рис. 2, обр.107АА и 107АВ). Судя по ее направлению, она может являться векторной суммой компонент А и В, если спектры блокирующих температур этих компонент перекрываются. Компоненты Вл были отбракованы. Подчеркнем, что направления компонент В в других блоках таковы, что эти компоненты не могут быть суммой компонент А и С ни в каких пропорциях, а являются самостоятельными компонентами (рис. 2). Распреде-

Таблица 1.

Разрез, блок	Компонента	N	Dc	Ic	Kc	$\alpha 95c$	Dд	Iд	Kд	$\alpha 95д$
<b>Габбро-диоритовый комплекс</b>										
G1-1	A	11	261	39	20	9.3	268	-20	20	9.3
G1-2	A	6	306	59	5	25	313	-9	5	25
	B	5	249	3.4	12	18	242	-11	10	19.5
	C	7	75	-18	24	11	77	15	23	11.1
G2	A				Не рассчитывалась					
	B				Не рассчитывалась					
	C	4	167	26	120	6	194	70	66	9
G3-1	A	8	13	36	74	5.8	352	11	67	6
G3-2	A	5	31	38	30	11	360	23	14	17
G3-3	A	12	43	51	14	10.6	344	34	18	9.6
	B	9	61	5.5	15	12	42	30	15	12
	Впр	9	67	33	17	11				
G4	В деф	9					30	30	13	13
	A				Не рассчитывалась					
	B	4	38	34	4	34	61	-28	6	28
G5	C	5	232	-30	13	17	238	24	13	17
	A				Не рассчитывалась					
	B	4	285	-35	24	14	285	44	29	13
<b>Вулканогенно-дайкивый комплекс</b>										
<b>Диабазы и долериты параллельных даек</b>										
D1	A	15	353	67	9	11.8	317	65	9.5	11.8
	B	7	90	-44	114	15.7	87	-28	10.7	16.2
D2	A	6	357	61	13	16	6	60	13	16
	B	9	42	-37	21	10	40	-42	21	10
<b>Базальты</b>										
Bas	A	5	17.4	46	9	21	25	-24	9	21
<b>Кремнисто-вулканогенный комплекс</b>										
<b>Кремни и базальты</b>										
Kr-Bas	A	16	38	70	37	5.8	339	14	7	13.2
<b>Яшмы</b>										
Y-1	A	22	1	21	27	5.8	11	18	8	10.6
	B	6	68	53	10	18	80	32	5	25
	В пр	6	132	41	10	18				
Y-2	В деф	6					97	32	4	28
	A	4	358	-18	78	8	5	39	78	8
	A	15	3	24	39	6	21	45	16	9
Y-4	A	5	351	22	18	15	353	55	21	13
<b>Офиолитокластовые осадки</b>										
Os	A	14	33	65	9	14	109	36	2	26

Примечание. N – число образцов, участвующих в расчетах, Dc, Ic, Kc,  $\alpha 95c$  – среднее склонение намагниченности, среднее наклонение намагниченности, кучность и радиус круга доверия для палеомагнитного направления в ССК; Dд, Iд, Kд,  $\alpha 95д$  – те же параметры в ДСК. Остальные обозначения см. в тексте.

ления компонент намагниченности А, В и С на сфере показано на рисунке 3. В основном, они образуют достаточно четкие группы, но в блоке G2 компоненты А и В распределены по дугам больших кругов, а компонента А блока G4 распределена хаотически.

В образцах базальтов из **вулканогенно-дайкового комплекса** в интервале температур от 20 до 600°C выделяется одна компонента намагниченности (рис. 4, обр.50), в диабазах и долеритах параллельных даек – две. В одном блоке компонента А либо единственная, либо более низкотемпературная (рис. 5). Компонента В всегда наиболее высокотемпературная (рис. 5) и выделяется в интервале температур от 400 до 580°C. В другом блоке в область распределения компоненты В, выделенной на двухкомпонентных диаграммах Зийдверельда совместно с компонентной А, попадает часть векторов намагниченности, рассчитанных на однокомпонентных диаграммах (далее они тоже будут называться В). В обоих опробованных блоках векторы намагниченности формируют хорошо выраженные группы (рис. 5, 6).

В кремнях, яшмах и базальтах **кремнисто-вулканогенного комплекса** в большинстве образцов выделяется только одна компонента – А. В одном блоке, сложенном яшмами, в единичных образцах выявляется еще одна компонента (В), которая всегда более высокотемпературная (рис. 4, обр.166А, 166Б, рис. 7). В **офиолитокластовых осадочных породах** выделяется только одна компонента (А) (рис. 4, обр. 09А, рис. 7).

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЫДЕЛЕННЫХ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Средние направления всех выделенных в исследованных породах компонент намагниченности приведены в таблице 1. Распределения направлений компоненты намагниченности А на сфере показаны на рисунке 8А. По-видимому, она является наиболее поздней вторичной компонентой. Во всех изученных породах она является наиболее низкотемпературной. Для некоторых разрезов параллельных даек, офиолитокластовых осадков, а также ряда разрезов кремнисто-вулканогенного и габбро-диоритового комплексов векторы этой компоненты группируются около направления современного поля Земли в районе Куюльского хребта, а также около направлений магнитного поля, рассчитанных для координат Куюльского хребта из позднемиоценовых и кайнозойских палеомагнитных полюсов Евразии и Северной Америки [24]) (ниже – направления перемещения). Для других разрезов этих же комплексов направления компоненты А в разной степе-

ни смещены от направлений перемещения вдоль меридиана (рис. 8А). Наиболее сильно отличаются от направлений перемещения векторы компоненты А для четырех блоков яшм (У1–У4) и нескольких блоков из разрезов габбро-диоритового комплекса. Кроме того, векторы компоненты А для этих блоков не совпадают друг с другом как в ССК, так и в ДСК. Можно предположить, что показанное выше распределение векторов компоненты намагниченности А связано с деформациями исследованных блоков после формирования компоненты намагниченности А. По-видимому, этот этап деформаций привел к наклону исследованных блоков на разные углы против часовой стрелки вокруг горизонтальной оси, протягивающейся с запада на восток.

Компоненты В и С выделяются в единичных образцах в отдельных блоках практически во всех комплексах пород (табл. 1, рис. 8Б, 8В). В габбро-диоритовом комплексе направления компоненты В в разных блоках отличаются по склонению, но близки по наклону в ССК и в ДСК. В трех блоках была выделена компонента С. В двух из них направления компоненты С близки по наклонению в ДСК и противоположно направлены компоненте В, а в одном блоке (G2 – 4 образца) направление компоненты С характеризуется другим наклонением. Учитывая, что в этом блоке компоненты А и В не образуют отчетливых групп, а распределены по расплывчатым дугам больших кругов (рис. 3), мы считаем, что сгруппированность четырех векторов компоненты С тоже случайна и это направление отбраковано. Направления компоненты В в двух блоках вулканогенно-дайкового комплекса близки по наклонению в ДСК и ССК в силу их слабой деформированности, в ДСК наклонения этой компоненты не отличаются статистически от наклонений компонент В и С блоков габбро-диоритового комплекса. Тем не менее, отметим, что направления выделенной компоненты намагниченности В могут быть искажены, если блоки пород вулканогенно-дайкового комплекса претерпели вращения в плоскости даек. Среднее направление компоненты В в одном блоке яшм кремнисто-вулканогенного комплекса характеризуется приблизительно таким же наклонением в ДСК, но характеризуется большим кругом доверия.

Как уже показывалось выше, отличия направлений компоненты А в блоках пород исследованных комплексов от направлений перемещения могут быть связаны с деформациями этих блоков после формирования компоненты А. Вектор компоненты А в блоке G3 в ССК отклонен от направления современного поля (предполагаемого поля перемещения

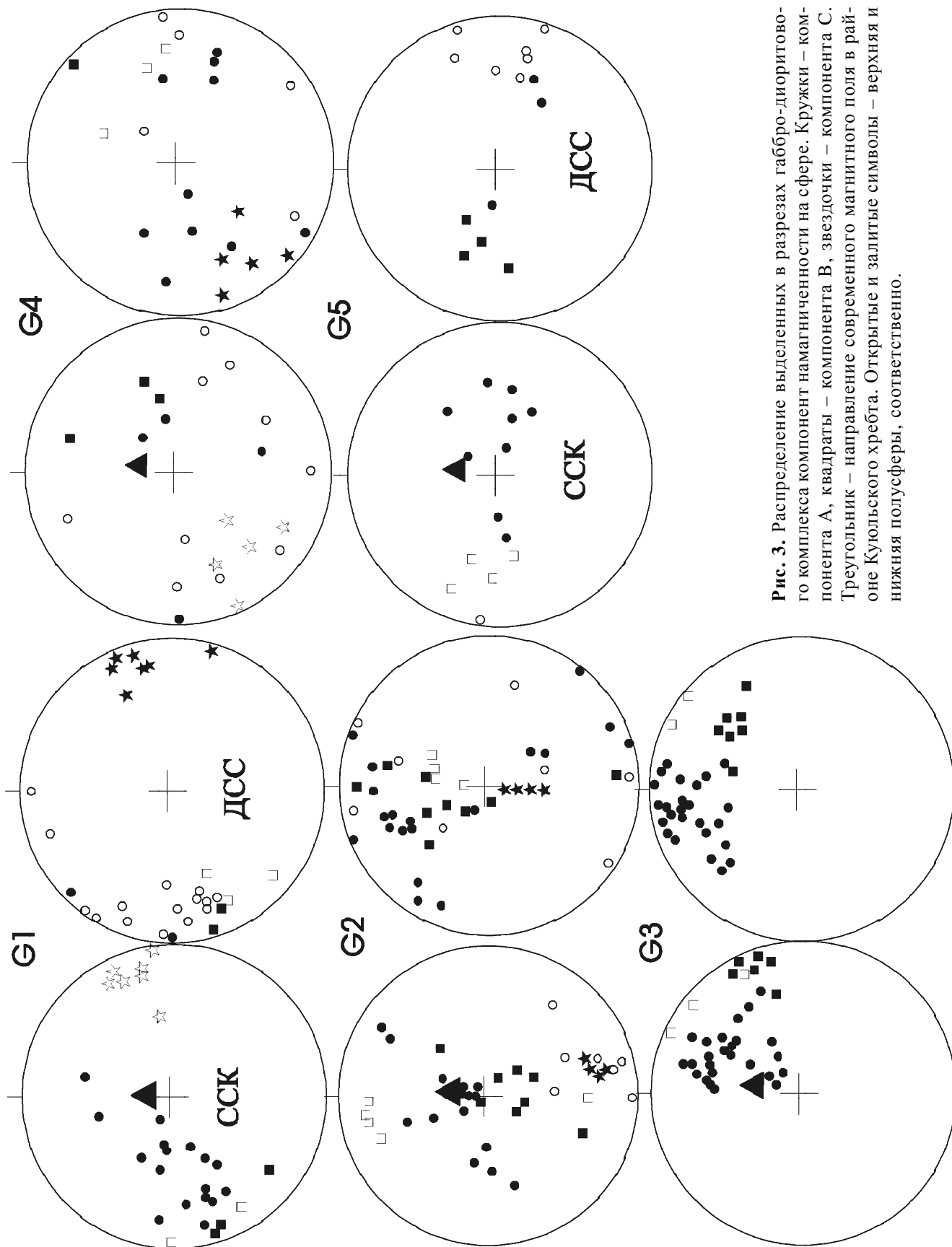
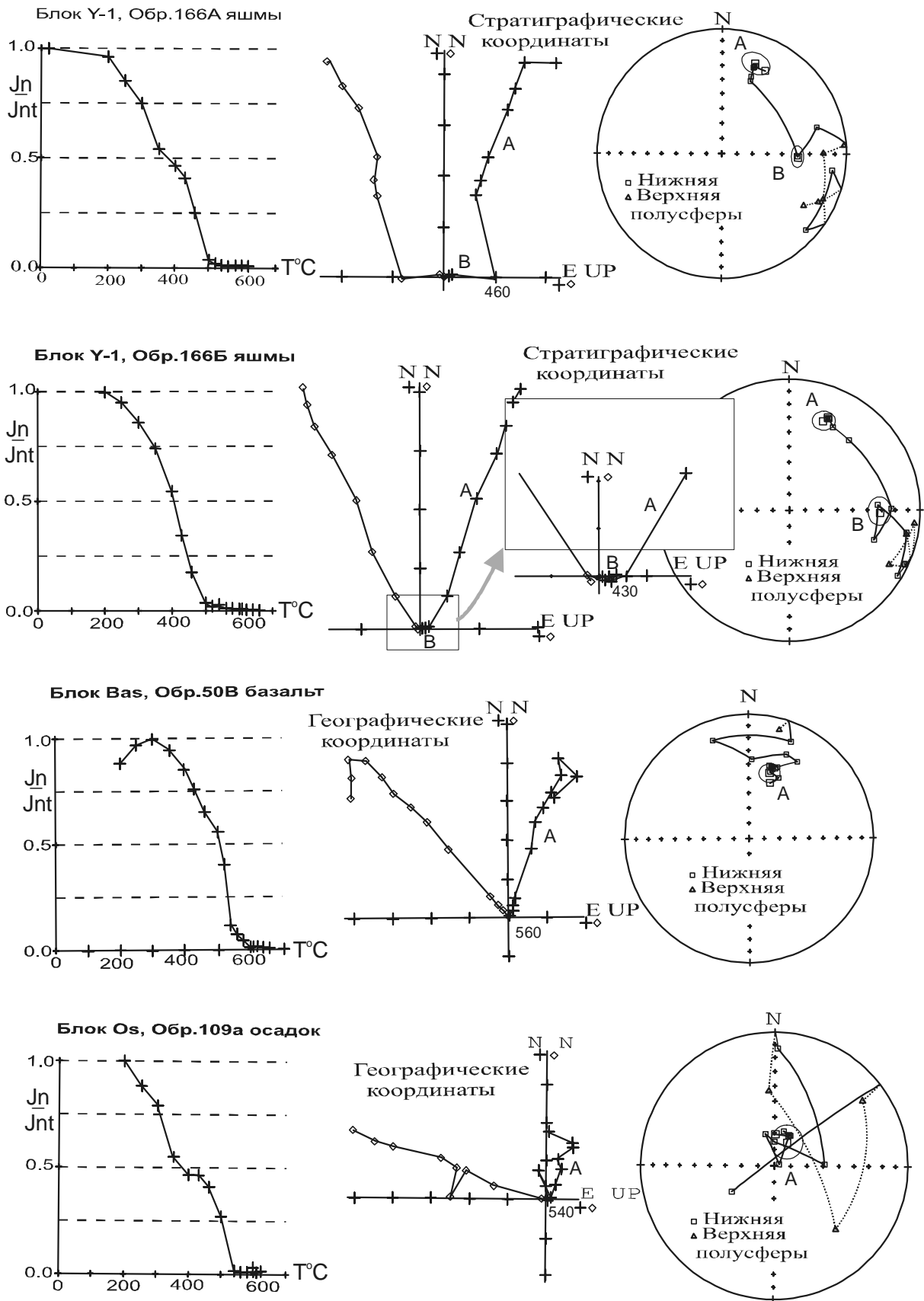


Рис. 3. Распределение выделенных в разрезах габро-диоритового комплекса компонент намагниченности на сфере. Круги – компонент А, квадраты – компонент В, звездочки – компонент С. Треугольник – направление современного магнитного поля в районе Куюльского хребта. Открытые и заштрихованные символы – верхняя и нижняя полушеры, соответственно.





**Рис. 4.** Результаты термочистки образцов кремнисто-вулканогенного (разрез Y), вулканогенно-дайкивого (разрез Bas) комплексов и офиолитокластовых осадков (Os). Объяснения см. на рис.2.

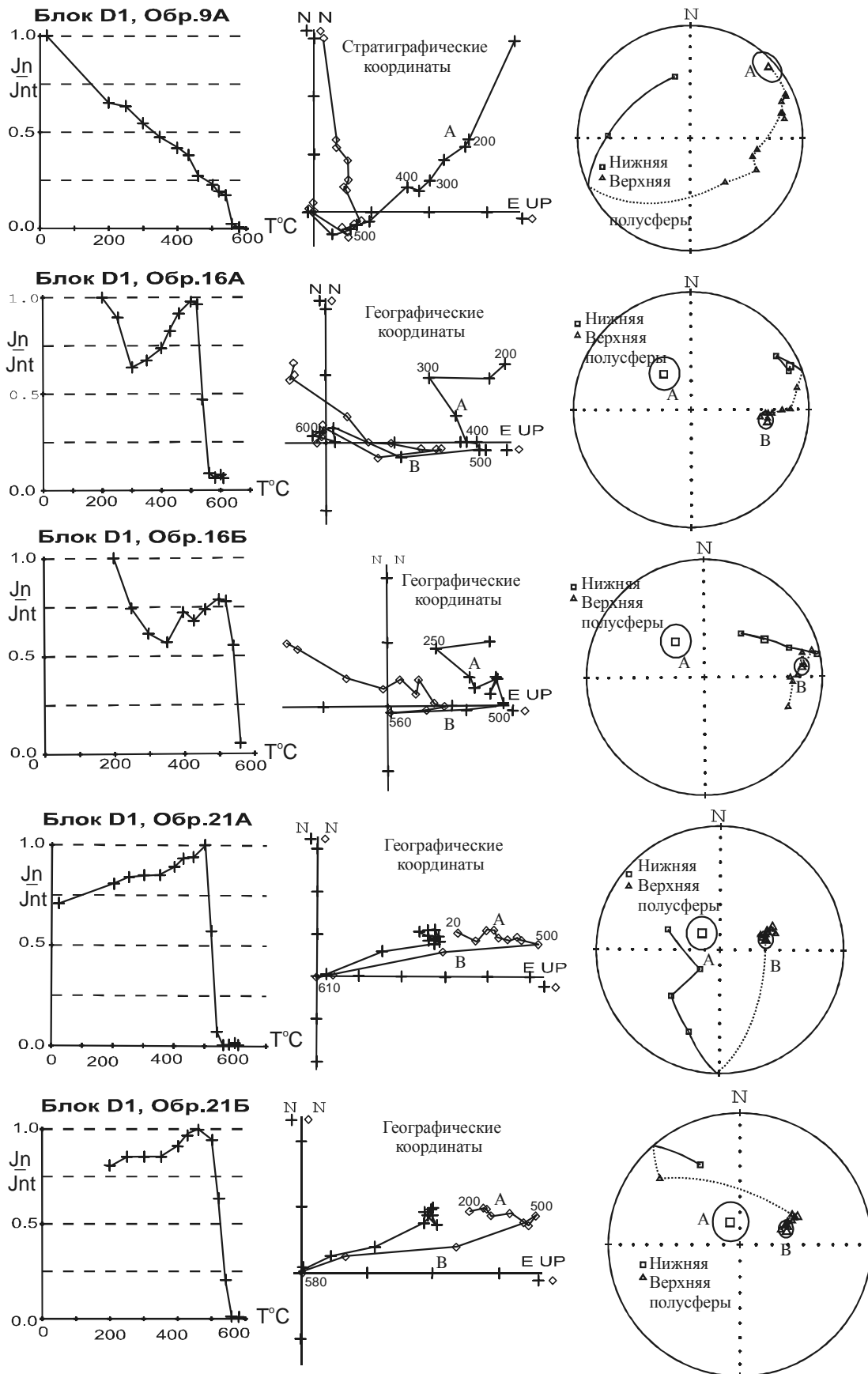
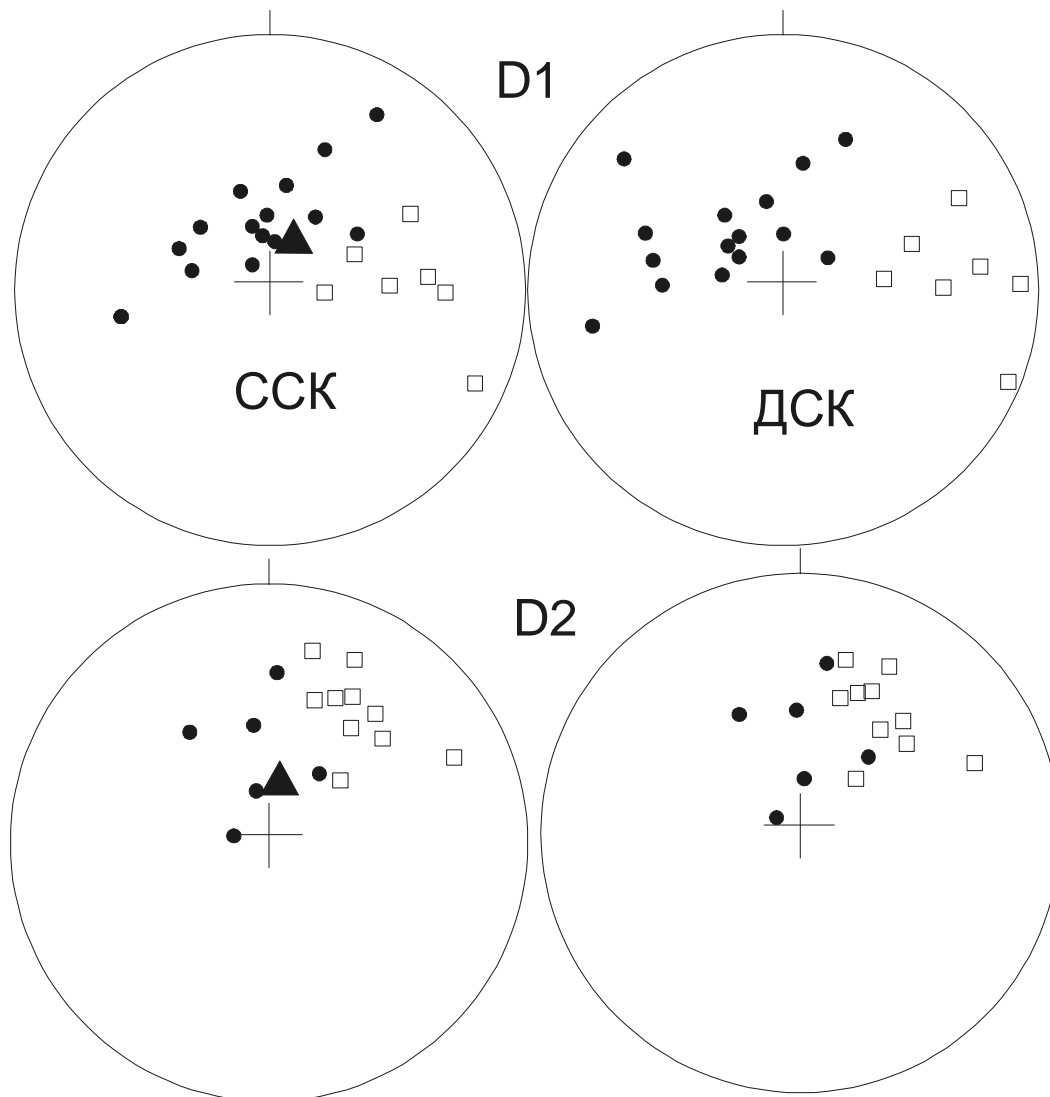


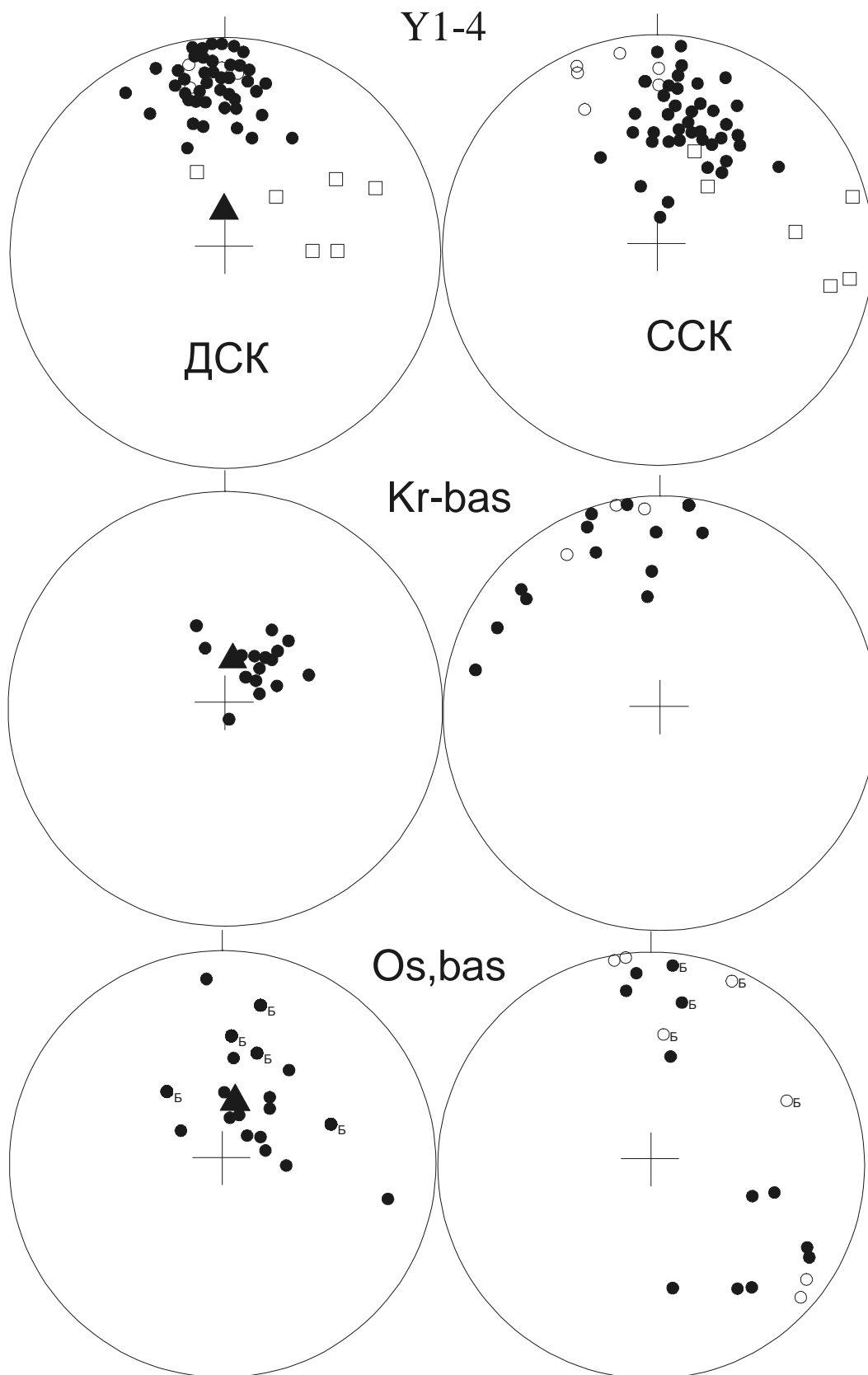
Рис. 5. Результаты термочистки образцов вулканогенно-дайкивого комплекса. Объяснения см. на рис.2.



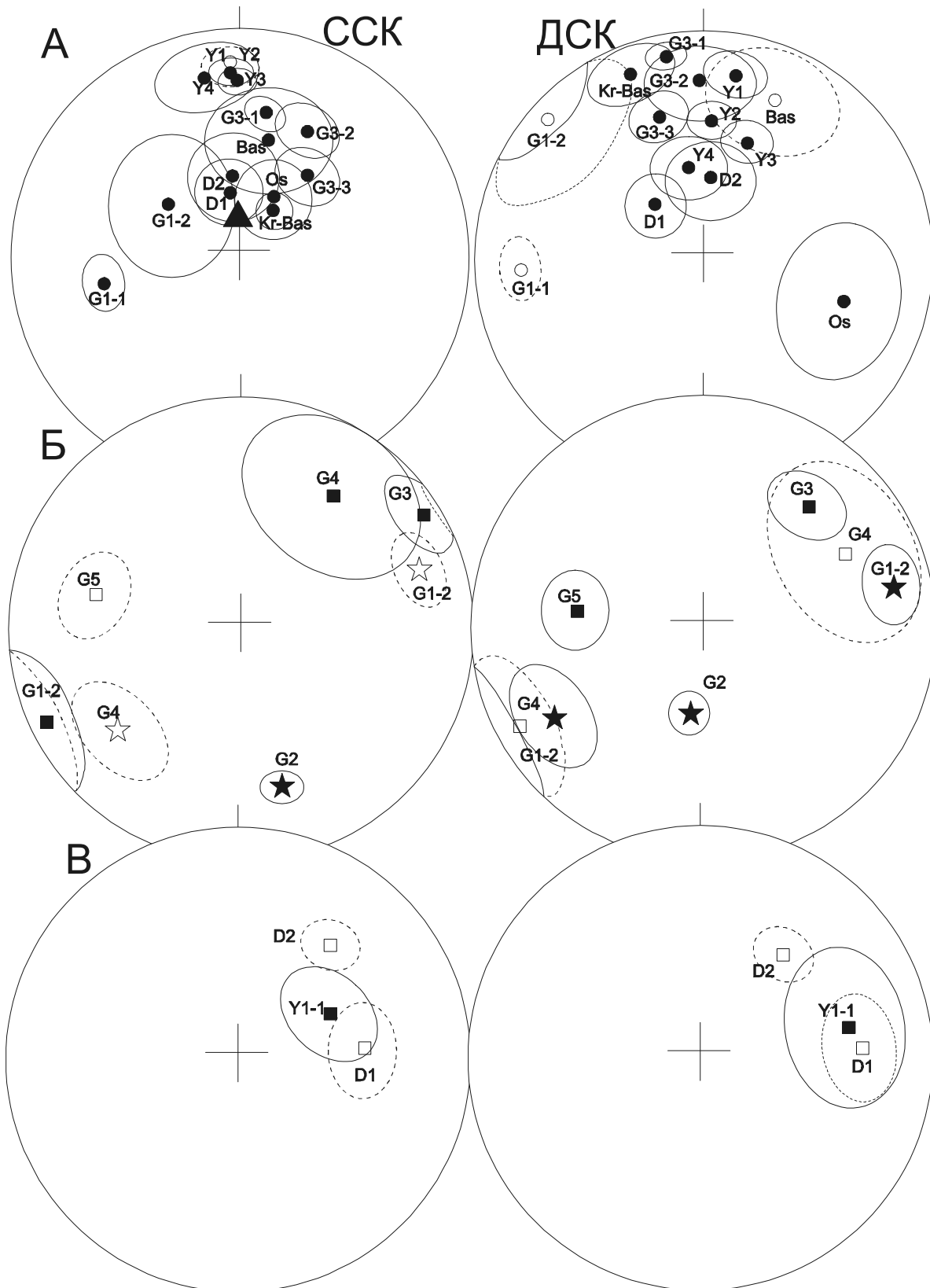
**Рис. 6.** Распределение выделенных в разрезах вулканогенно-дайкивого комплекса компонент намагниченности на сфере. Объяснения см. на рис.3.

ния) приблизительно на 40 градусов в восток-северо-восточном направлении, а блока Y – на 60 градусов в субсеверном направлении. Следовательно, блок G3 был наклонен на 40 градусов в запад-юго-западном направлении, а блок Y – на 60 градусов в южном направлении. Чтобы исключить влияние этих деформаций (обозначим их Д), помимо стандартных пересчетов направлений высокотемпературных компонент намагниченности блоков Y и G3 из ССК в ДСК, также была использована еще одна методика, которая состоит из нескольких этапов. Сначала были рассчитаны новые элементы залегания для палеомагнитных образцов из блоков G3 и Y и новые направления векторов намагниченности компоненты В для

этих образцов в промежуточной системе (в табл.1 – направление Впр.), то есть, после совмещения после складчатой компоненты А с полем перемагничивания (после вращения блоков из ССК на 40° и 60° вокруг горизонтальных осей по азимутам 45 для блока G3 и 0 для блока Y). Затем направления этих векторов из промежуточной системы по элементам залегания, рассчитанным для них в этой же системе, были переведены в ДСК (в табл.1 – направления В деф). Как видно, склонения намагниченности компоненты В изменились незначительно. Конечно, деформации указанных блоков, связанные с этапом Д, могли быть более сложными и не описываться простым вращением вокруг горизонтальной оси.



**Рис. 7.** Распределение выделенных в разрезах кремнисто-вулканогенного, вулканогенно-дайкивого комплексов и офиолитокластовых осадках компонент намагниченности на сфере. Б – базальты блока Bas (табл. 1). Остальные объяснения см. на рис.3.



**Рис. 8.** Распределение средних направлений намагниченности с кругами доверия на сфере. А – компонента А для всех комплексов, Б – компоненты В и С для габбро-диоритового комплекса, В – компоненты В для вулканогенно-дайкивого комплекса. Остальные обозначения см. на рис.3.

### ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОЛЩ КУЮЛЬСКОГО ХРЕБТА

Для выяснения минералов-носителей намагниченности пород офиолитов Куюльского хребта и их преобразований были проведены следующие исследования:

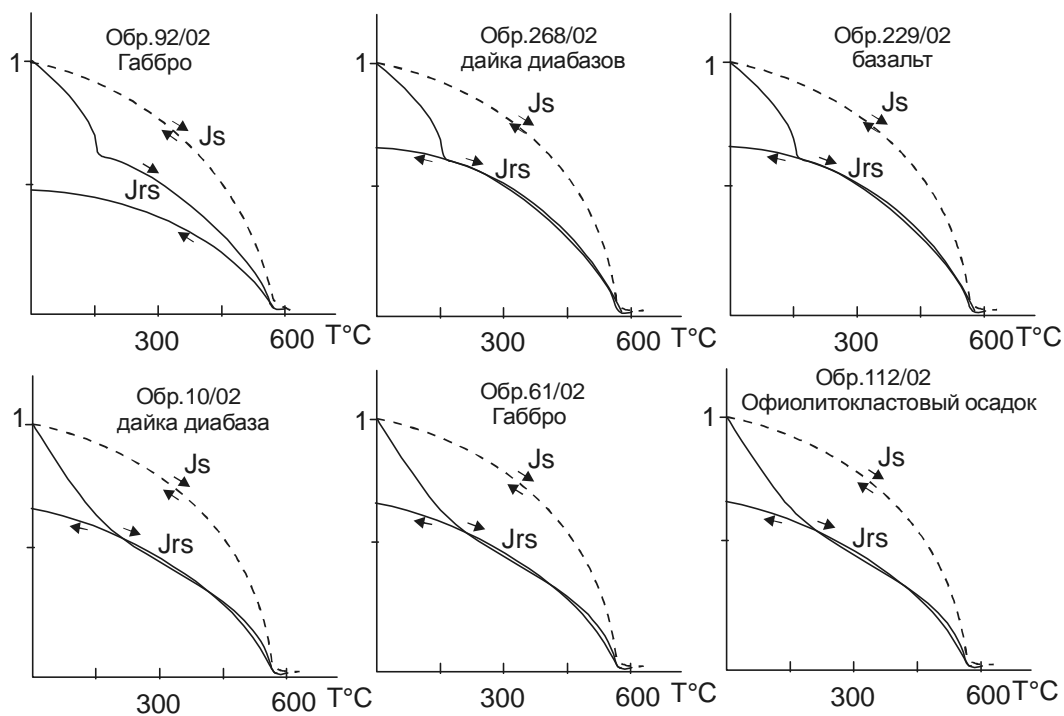
1. Изучение вторичных изменений пород на оптическом микроскопе с целью определения возможных температур их вторичных прогревов.
2. Снятие кривых намагниченности насыщения от температуры ( $J_s$ -T) и остаточной намагниченности насыщения от температуры ( $J_{rs}$ -T) с целью выявления магнитных фаз в исследуемых породах [16, 17].
3. Измерения параметров петель гистерезиса образцов (намагниченности насыщения –  $J_s$ , остаточной намагниченности насыщения –  $J_{rs}$ , коэрцитивной силы –  $H_c$ , остаточной коэрцитивной силы –  $H_{cs}$ ), для того чтобы оценить доменную структуру магнитных минералов.

4. Изучение магнитных минералов и их преобразований на электронном микроскопе "CAMSCAN" с приставкой для микроанализа "LINK-860", позволяющей анализировать объекты до 2–3 мк.

Исследования шлифов пород офиолитов Куюльского хребта на оптическом микроскопе показало, что в габбро, оливинном габбро и в амфибол-содер-

жащих габброноритах оливины замещены серпентинами с рассеянными магнетитами, по серпентинам развит хлорит; клинопироксены замещены амфиболами актинолит-тремолитового ряда, амфиболы – хлоритом; плагиоклазы замещены хлоритом и цоизитом. В плагиогранитах плагиоклаз замещен хлоритом, цоизитом и тонкорассеянным рудным минералом; по минералу неясного состава развивается амфибол актинолит-тремолитового ряда. В долеритах и долерито-базальтах в основной массе присутствуют хлориты и глинистые минералы, по плагиоклазам развиваются соссюрит и глинистые минералы. В кремнях и яшмах обнаружены в прожилках хлорит, глинистые минералы и карбонат. Ассоциации вторичных минералов в магматических породах характерны для температур 200–400°C, в кремнистых породах – для интервала 150–250°C.

Графики зависимостей  $J_s$ -T и  $J_{rs}$ -T были сняты по 12 образцам даек диабазов и 2 образцам разделяющих их скринов габбро (вулканогенно-даيكтовый комплекс), 16 образцам габбро (габбро-диоритовый комплекс), 3 образцам базальтов (вулканогенно-даيكтовый комплекс), 1 образцу офиолитокластового осадка. Для всех исследованных типов пород характерны близкие формы кривых  $J_s$ -T и  $J_{rs}$ -T (рис. 9). Кривые нагрева и охлаждения  $J_s$ -T характерны для магнетита. Они не имеют видимых перегибов до точки Кюри магнетита ( $T_c=576^\circ\text{C}$ ). На многих графиках



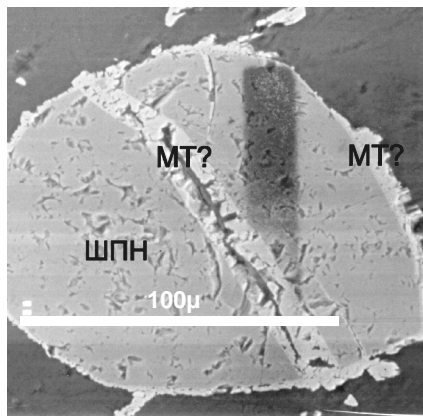
**Рис. 9.** Примеры кривых зависимости намагниченности насыщения ( $J_s$ ) и остаточной намагниченности насыщения ( $J_{rs}$ ) от температуры ( $T^\circ\text{C}$ ). Стрелки обозначают кривые нагрева и охлаждения.

нагрева  $J_s-T$  для всех типов исследованных пород в области температур 150–170°C наблюдается перегиб, который не фиксируется на кривых охлаждения образцов в слабом магнитном поле, около 50э (рис. 9). По-видимому, он связан с присутствием в породах титаномагнетита [17]. На кривых  $J_s-T$  аналогичный перегиб не фиксируется, вероятно, из-за низкой концентрации этого минерала в породах. Для многих образцов пород (например, обр.92/02 на рис. 9) кривая  $J_s-T$  охлаждения идет заметно ниже кривой нагрева, начиная от точки Кюри магнетита. Скорее всего, это связано с изменением структуры кристаллической решетки магнетита при нагреве.

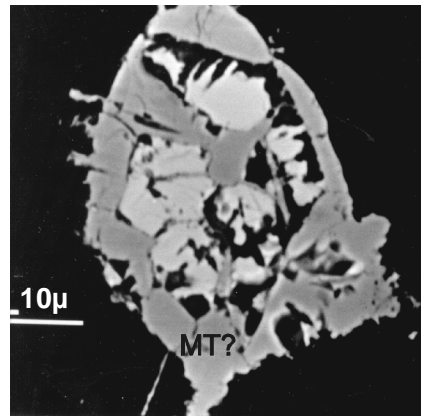
Микрозондовые исследования проводились по 2 образцам диабазов из параллельных даек, 2 образцам габбро, разделяющих дайки скринов, и 2 образ-

цам габбро из комплекса габбро-кварцевых диоритов. Из каждого образца было проанализировано около 20 зерен минералов.

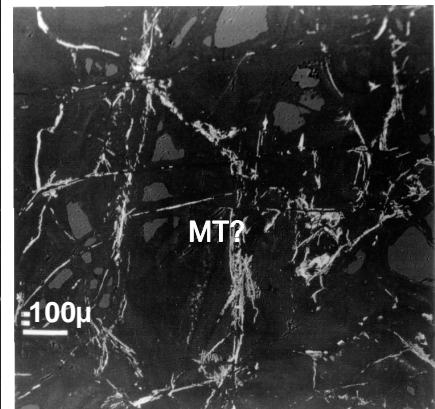
В диабазах параллельных даек были обнаружены многочисленные зерна оксидов железа, вероятно, магнетита (рис. 10, обр.11/02). Их размер не превышает 20 мк. Сумма содержаний оксидов в некоторых анализах этих зерен около 90%, что характерно для гематита, но такие же низкие суммы может давать неоднородный, сильно измененный магнетит. В некоторых зернах фиксируется присутствие  $TiO_2$ . Содержание  $TiO_2$  – от 3 до 9%. Часто магнетит ассоциирует с агрегатами минерала, состоящего из оксидов железа, титана, кальция и кремния. Такой набор оксидов определяет состав сфена, но их содержания варьируют в широких пределах. В качестве примеров приведем составы 4 зерен:



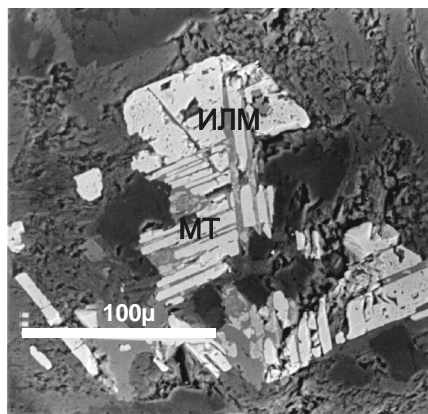
Обр.61/02. Шпинель с зонами окисления в габбро расслоенного комплекса.



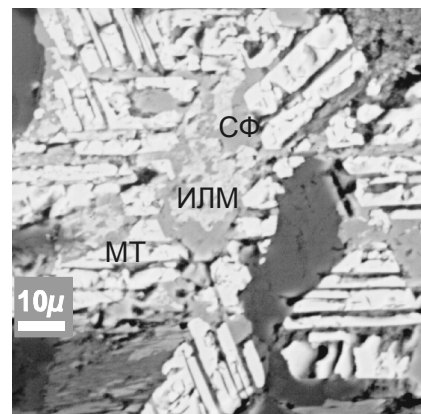
Обр.58/02. Магнетит?, развивающийся по сульфиду железа в габбро расслоенного комплекса.



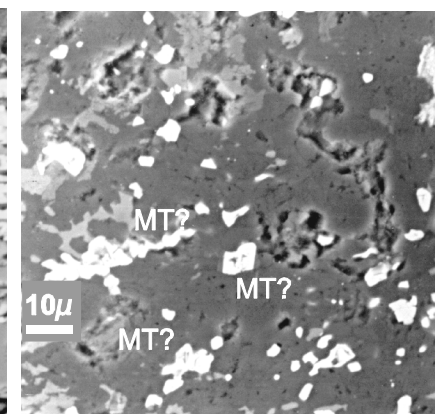
Обр.58/02. Прожилки оксида железа в габбро расслоенного комплекса.



Обр.9/02. Структуры распада и окисления в скрине габбро в дайковом комплексе.



Обр.10/02. Структуры распада и окисления в скрине габбро в дайковом комплексе.



Обр.11/02. Распределение оксидов железа (магнетита?) в дайках диабаза.

**Рис. 10.** Примеры структур магнитного распада и окисления в породах Куьюльского хребта. ШПН – шпинель, МТ – магнетит, ИЛМ – ильменит, СФ – сфен. Знак вопроса около МТ означает, что в некоторых случаях нельзя с полной уверенностью идентифицировать оксид железа (магнетит или гематит).

зерно А: FeO=8%, TiO<sub>2</sub>=35%, CaO=27%, SiO<sub>2</sub>=28%;  
 зерно Б: FeO=31%, TiO<sub>2</sub>=50%, CaO=8%, SiO<sub>2</sub>=11%;  
 зерно В: FeO=64%, TiO<sub>2</sub>=10%, CaO=9%, SiO<sub>2</sub>=10%;  
 зерно Г: FeO=56%, TiO<sub>2</sub>=23%, CaO=9%, SiO<sub>2</sub>=11%.

Вероятно, в сфене произошло сильное перераспределение вещества.

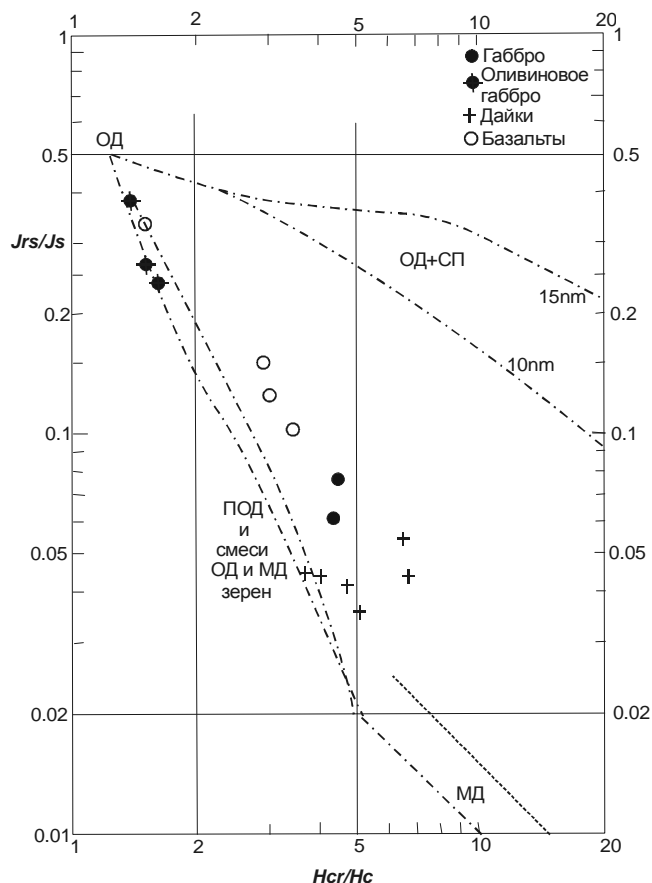
В габбровых скринах обнаружены умеренной крупности (до 40 мк) однородные на вид зерна оксидов железа (суммы оксидов 95–97%, характерные для магнетита) и крупные (100–200 мк) зерна с четкими структурами распада и окисления (рис. 10, обр.9/02 и 10/02). Фазами распада являются чистый магнетит, редко низкотитанистый магнетит и ильменит (рис. 10, обр.9/02). Дальнейшее окисление минералов привело к формированию условно “сфена” с таким же разбросом содержаний FeO, TiO<sub>2</sub>, CaO и SiO<sub>2</sub>, как и в рассмотренных выше диабазов.

В образцах габбро из комплекса габбро–кварцевых диоритов обнаружены многочисленные зерна хромистой шпинели с зонами окисления, в которых фиксируется оксид железа, вероятно магнетит (рис. 10, обр.61/02). Реже наблюдается магнетит, развивающийся по сульфидам, мелкие, секущие породу прожилки, сложенные магнетитом, и разрозненные зерна магнетита, не ассоциирующие с каким-либо минералом.

На диаграмме зависимости отношений Jrs/Js и Hcr/Hc [25, 27, 28] пород офиолитов Кузюльского хребта значения отношений Jrs/Js и Hcr/Hc пород офиолитов Кузюльского хребта вытягиваются вдоль тренда смешения многодоменных и однодоменных или псевдооднодоменных зерен магнетита с небольшим смещением в область однодоменных и суперпарамагнитных зерен (рис. 11). В дайках диабазов и разделяющих их габбровых скринах (вулканогенно-дайковый комплекс), в габбро и аплитах (габбро-диоритовый комплекс) в магнетите преобладают многодоменные зерна [14]. Отношения Jrs/Js в этих образцах колеблются от 0.04 до 0.07, а Hcr/Hc – от 4 до 7. В образцах габбро, оливинового габбро (габбро-диоритовый комплекс) и в базальтах (кремнисто-вулканогенный комплекс) значения этих отношений промежуточные по отношению к значениями этих отношений для многодоменного и однодоменного магнетита: Jrs/Js – от 0.1 до 0.4; Hcr/Hc – 1.2–1.5 в оливиновом габбро и от 1.5 до 3 в базальтах.

#### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, во всех исследованных комплексах пород выделяются высокотемпературные компоненты намагниченности, которые в разных геологических блоках в ДСК характеризуются близки-



**Рис. 11.** Диаграмма зависимости отношений Jrs/Js и Hcr/Hc [25, 27, 28] пород офиолитов Кузюльского хребта. ОД, МД, ПОД, СП – соответственно, однодоменные, многодоменные, псевдооднодоменные и суперпарамагнитные зерна. Пунктирные линии – теоретические тренды зависимостей отношений Jrs/Js и Hcr/Hc, рассчитанные в соответствии с различными моделями для магнетита.

ми наклонениями (табл. 1, рис. 8). Возможно, эти компоненты “доскладчатые”. Если это так, то возможна следующая интерпретация направлений этих компонент намагниченности.

Присутствие двух высокотемпературных компонент намагниченности (условно В и С) в габбро-диоритовом комплексе может быть связано с разными фазами внедрения расплава в уже остывшую ниже точки Кюри магнетита (576°C), но, по-видимому, еще не деформированную породу.

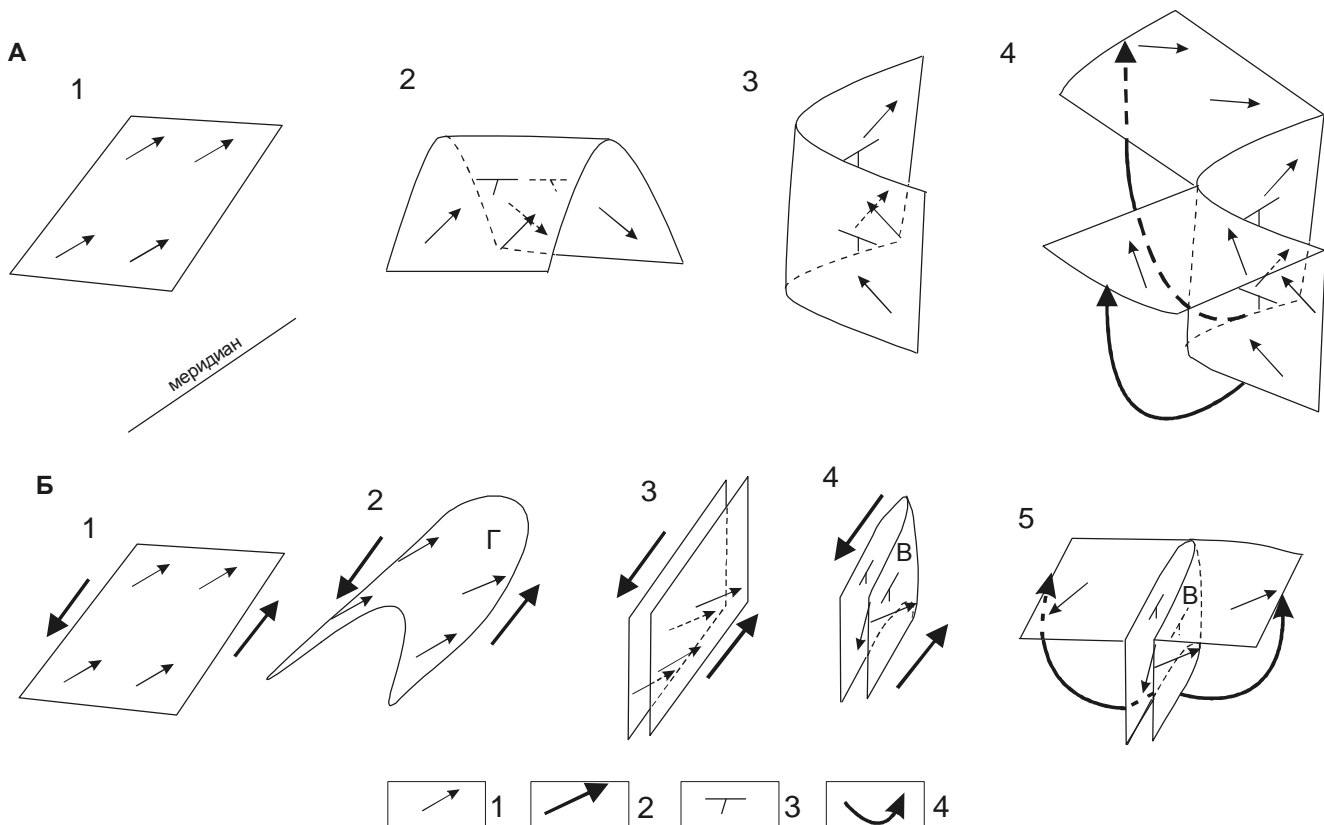
Склонения высокотемпературных компонент намагниченности В и С статистически различаются в ДСК для различных блоков пород. На рис. 10 видно, что склонения практически всех векторов высокотемпературных компонент намагниченности габбро-диоритового комплекса в ДСК распределены на сфе-



ре в I и III квадрантах и различаются приблизительно на 180 градусов, но наклонения компонент В и С исследованных блоков и в I, и в III квадранте характеризуются одинаковыми значениями. Иначе говоря, отличие склонений намагниченности компонент В и С приблизительно на 180 градусов не связано с приобретением породами намагниченности в периоды разной полярности магнитного поля, а является следствием деформаций горных пород. Какие же деформации могли привести к такому закономерному распределению склонений высокотемпературной намагниченности? Возможные механизмы деформаций пород расслоенного комплекса приведены на рис. 12. Вариант, показанный на рис. А, предполагает два этапа деформаций плоскостей слоев. На первом этапе деформаций слои сминаются в складки с горизонтальным шарниром (этап 2), новый этап деформаций (этап 3) приводит к наклону шарниров этих складок. Если этап деформаций 3 не выявляется методами структурной геологии (например, если шарнирные и замковые части складок не видны), то перевод векторов первичной намагниченности слоев из ССК в ДСК в

ДСК будет осуществляться по тем элементам залегания, которые зафиксированы в современной геологической структуре после этапа деформаций 3. В результате намагниченность пород разных крыльев складки в ДСК будет характеризоваться разными склонениями, до противоположных, зависящими от угла наклона шарнира и наклонения первичной намагниченности в ДСК.

Вариант, изображенный на рис. Б, показывает идеальное развитие складчатости пород при сдвигах. Согласно моделям, приведенным в работах [6, 15, 19], в сдвиговых зонах (на рис. 12 показан левый сдвиг) сначала образуются диагональные к направлению сдвига складки с горизонтальным шарниром (назовем их складки Г) (рис. 12Б-2). По мере развития сдвига складки уплотняются, падения пород на крыльях складок становятся крутыми или близкими к вертикальным (рис. 12Б-3) и при дальнейших сдвиговых перемещениях крылья складок Г деформируются в складки с субвертикальными шарнирами (складки В на рис. 12Б-4). Перевод породы из ССК в ДСК по элементам залегания пород, деформиру-



**Рис. 12.** Изменения склонений намагниченности пород при двух разнонаправленных этапах деформаций (А); при левом сдвиге (Б).

1 – склонения намагниченности; 2 – направления относительного перемещения блоков при сдвиге; 3 – элементы залегания пород; 4 – направления «выпрямления» слоев при приведении их из ССК в ДСК. Остальные объяснения в тексте.

ванных в складки В, склонения первичной намагниченности пород крыльев складок В будут отличаться приблизительно на 180 градусов. Если складки В имеют наклонные, но не вертикальные шарниры, склонения намагниченности будут отличаться на меньшие углы. Надо отметить, что при сдвиговых перемещениях также образуются ортогональные к простиранию складок с горизонтальными шарнирами трещины отрыва. Они разбивают деформированные в складки толщи на блоки, которые также могут испытывать сложные вращения при сдвиговых перемещениях [19].

Склонения намагниченности исследованных блоков вулканогенно-дайкивого комплекса тоже значительно отличаются от меридиана и близки к склонениям некоторых блоков пород габбро-диоритового комплекса. Возможно, эти аномальные склонения связаны с вращениями блоков пород вулканогенно-дайкивого комплекса против часовой стрелки вокруг вертикальной оси, либо указанные толщи деформированы в складки с наклонными шарнирами. Оба варианта возможны при сдвиговых перемещениях.

Средние наклонения, рассчитанные для компонент В и С, выделенных в породах габбро-диоритового, вулканогенно-дайкивого и кремнисто-вулканогенного комплексов (табл.2), соответствуют приэкваториальным палеоширотам от 0 до 25 градусов. По-видимому, на этих широтах существовала островодужная система, фрагментами коры которой являются геологические комплексы Куюльского хребта. Близкие палеошироты рассчитаны для раннемезозойских островодужных толщ Майницкой зоны Корякии [26], расположенной восточнее Куюльского хребта. Совместив склонения высокотемпературной намагниченности параллельных даек с меридианом, мы рассчитали приблизительное простирание зоны спрединга, в которой формировались надсубдукционные офиолиты. Она протягивалась в субширотном

направлении. Наверное, указанная островодужная система была удалена от материка, но насколько далеко – сказать трудно, так как не ясен точно возраст исследованных пород. В конце раннего мела островная дуга была тектонически совмещена с окраиной материка [31]. Возможно, что коллизия протекала со сдвиговой компонентой или деформированные при коллизии толщи позже претерпели еще один этап деформаций, приведший к наклону шарниров складок.

Петромагнитные исследования показали, что первичные магнитные минералы магматических пород офиолитовой ассоциации Куюльского хребта сильно изменены. Первичные титаномагнетиты, характерные для магматических пород, нигде не обнаружены. По-видимому, в результате магнитного распада и окисления они трансформировались в магнетит или низкотитанистый магнетит и немагнитные фазы (ильменит, сфен). Процессы окисления привели также к замещению хромистой шпинели в габброидах и сульфидах магнетитом. Очевидно, что весь зафиксированный нами магнетит имеет химическое происхождение. Возможно, с его формированием связано перемагничивание толщ Куюльского хребта после их деформаций. Тем не менее, необходимо отметить, что спектры блокирующих температур вторичной компоненты А часто ограничены температурами значительно ниже точки Кюри магнетита, который образовался при распаде и окислении первичных магнитных минералов. В некоторых образцах компонента А уничтожается уже при 400–450°C. Полностью перемагничены не только магматические породы офиолитов, но и красные яшмы, в которых при петрографическом анализе не выявлено явных признаков окисления и образования вторичных магнитных минералов. Поэтому нельзя исключать, что процессы окисления в магматических породах протекали на ранних этапах существования офиолитов до их деформаций, а к перемагничиванию после де-

Таблица 2.

Разрез, блок	Компонента	N	Dc	Ic	Kc	$\alpha_{95c}$	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95д}$	Палеошироты
<b>Габбро-диоритовый комплекс</b>											
G1,G4	В	9		15	6	19		-18	8	16	1-8-19
	С	12		-23	18	9.5		19	18.2	9	5-10-15
G3,G5	В	13		-6	9	12		34	17	9.5	12-19-25
G1,G3,G4,G5	В	22		-10	8	10.7		28	11	8.9	10-15-21
<b>Диабазы и долериты параллельных даек</b>											
D1,D2	В	16		40	15.7	8.8		36	14.5	9.2	14-20-26

*Примечание.* Средние направления намагниченности для групп блоков рассчитаны при приведении направлений намагниченности отдельных блоков к одному склонению. В графе “Палеошироты” приведены минимальные-средние-максимальные значения палеоширот. Остальные обозначения – см. табл.1. Статистическое равенство наклонений намагниченности оценивалось по методике, изложенной в [4].

формаций пород привели другие процессы. Причиной перемагничивания в этом случае могут быть, например, термовязкие процессы [9, 10]. Также осталось неясным, с какой магнитной фазой связаны компоненты В и С. Возможно, это “жесткие” однодоменные магнетитовые зерна, оставшиеся в породах в малой концентрации и, поэтому, не выявленные петромагнитными методами.

### ВЫВОДЫ

1. Естественная остаточная намагниченность пород геологических комплексов Куьюльского хребта включает 3 компонента. Относительно низкотемпературная компонента А, по-видимому, наиболее поздняя и формировалась после главных этапов деформаций пород Куьюльского хребта. Высокотемпературные компоненты В и С, возможно, являются “до-складчатыми” и формировались одновременно с породами.

2. Петромагнитные исследования показали, что первичные магнитные минералы офиолитов практически полностью уничтожены процессами окисления пород. Возможно, образование хемогенного магнетита при окислительных процессах привело к перемагничиванию пород Куьюльского хребта после их деформаций. Но нельзя исключать и термовязкое перемагничивание толщ.

3. Если компоненты намагниченности В и С первичны, то исследованные комплексы офиолитовой ассоциации формировались на приэкваториальных широтах. Оси спрединга были ориентированы субширотно.

4. Возможно, что коллизия исследованных комплексов с материком протекала со сдвиговой компонентой, либо указанные комплексы претерпели несколько этапов деформаций, приведших к формированию складок с наклонными или субвертикальными шарнирами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 03-05-64048 и 03-05-65263, и гранта Фонда содействия отечественной науке.

Авторы статьи благодарят администрацию ЦКП “Борок” за предоставление аппаратуры для петромагнитного изучения образцов и М.И. Ильина за проведение микрозондовых исследований.

### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Э.С. Куьюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. №1. С.105–120.
- Алексютин М.В., Соколов С.Д. Результаты палеомагнитных исследований в Пенжинско-Тайгоносском сегменте Тихоокеанского пояса и их тектоническая интерпретация // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, №1. С.13–27.
- Алексютин М.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Харберт Б. Новые палеомагнитные данные для аккреционных комплексов п-ва Тайгонос и палеотектонические следствия // Геотектоника, в печати.
- Баженов М. Л., Шипунов С. В. Метод складки в палеомагнетизме // Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
- Вишневская В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Куьюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1992. Т.327, №3. С.364–367.
- Гзовский М.В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии: Материалы Международного геологического конгресса. Докл. советских геологов. 1960. С.1–31.
- Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куьюльского террейна // Геотектоника. 1995. №3. С.59–69.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии, тектоническая и геофизическая интерпретация. Москва: Научный Мир, 2003. 256 с.
- Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Камчатки и юга Корякии // Тихоокеан. геология. 2003. Т.22, №3. С.48–73
- Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Алексютин М.Н. Петромагнетизм перемагниченных толщ складчатого обрамления Охотского моря // Физика Земли. 2005. №1.
- Левашова Н.М. Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. 1999. 22 с.
- Лучицкая М.В. Плагиограниты Куьюльского офиолитового массива // Петрология. 1994. №2. С.56–61.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского Нагорья // Очерки тектоники Корякского Нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. 1982. С.30–70
- Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубоки-ми скважинами. Тверь, 1992. 85 с.
- Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.:ИЛ, 1960. 333 с.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. Москва: Мир, 1965. 346 с.
- Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.:Наука, 1975. 287 с.
- Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Батанова В.Г., Голозубов В.В., Лучицкая М.В., Алексютин М.В. Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. №1. С.47–62.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методики их изучения. М.: Наука. 1980. 143 с.
- Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносое В.И., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.Е. Куьюльский офиолитовый террейн. Владивосток: Изд-во ДВГИ АН СССР, 1990. 108 с.
- Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

22. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Тектоническая эволюция Западной Камчатки (по палеомагнитным данным) // Изв. ВУЗов, Геология и разведка. 2003. № 2. С. 25–32.
23. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского Нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. 1982. С.70–106.
24. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander path of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 4029–4050.
25. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267
26. Didenko A., Harbert W., Stavsky A. Paleomagnetism of Khatyrka and Maynitsky superterrane, Koryak highlands, Far Eastern Russia // Tectonophysics. 1993. V. 220. P. 141–155.
27. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1.Theoretical curves and test using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research. 2002. V.107, NB3. P. 4–1 – 4–22.
28. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2.Application to data for rocks, sediments, and soil // Journal of Geophysical Research. 2002. V.107, NB3. P. 5–1 – 5–15.
29. Harbert W., Alexutin M., Sokolov S., Krylov K., Grigoriev W., Heiphetz A., Graham R. Paleomagnetism of Cretaceous units of the Mametchinskiy Peninsula, Kuyul Region, Northeastern Russia: implications for development and evolution of the Northwest Pacific Basin // Tectonophysics. 2001. V. 6468. P. 53–75.
30. Kirschvink J. L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
31. Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantsev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazylev B.A., Osipenko A.B., Palandzian S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition and geodynamic diversity // Ophiolites in Earth history. Geological Society, London Special Publications. 2003. V. 218. P. 619–664.
32. Zijderveld J. D. A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in palaeomagnetism / Ed. Collinson D. W., Creer K. M. Amsterdam, a. o., Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254–286.

Поступила в редакцию 24 декабря 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*Ye.Ye. Chernov, D.V. Kovalenko, G.V. Ledneva*

### **Paleomagnetism of geological complexes of the Kuyul Range (Central Koryakia).**

Paleomagnetic investigations of geological complexes of the Kuyul Range (Central Koryakia) were conducted. Three components of remnant magnetization were distinguished. The relatively low-temperature component (A) is “postfold”. The high-temperature components (B and C) are possibly “prefold”. If so, the studied complexes formed at the near-equatorial latitudes. The spreading axes were oriented sublatitudinally. Possibly, the collision between the investigated complexes and the continent was attended by a strike-slip component. Petro-magnetic investigations show a strong degree of alterations of magnetic minerals.

**Key words:** paleomagnetism, petromagnetic characteristics, ophiolites, Mesozoic, Kuyul Range, Koryakia