

УДК 550.858.5

## ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

© 2014 Коваленко Д.В.<sup>1</sup>, Агеева О.А.<sup>1</sup>, Монгуш А.А.<sup>2</sup>, Ставрова О.О.<sup>1</sup>, Мокрушников В.П.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, 119017;  
e-mail: Dmitry@igem.ru

<sup>2</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, 667007

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, 630090

Проведены палеомагнитные исследования раннепалеозойских пород Западной Монголии. Показано, что естественная остаточная намагниченность раннекембрийских пород хребта Дариби включает высокотемпературные компоненты прямой и обратной полярности. Выполняется тест складки по наклонениям. Предполагается, что раннекембрийские толщи накапливались в окраинноморском бассейне на 10-17° южной широты. Формирование структуры хребта Дариби проходило с участием сдвиговых перемещений.

Намагниченность раннедевонских толщ включает три компоненты. Низкотемпературная компонента А образовалась при перемагничивании пород в мезозое или кайнозое. Высокотемпературная компонента В имеет доскладчатую природу, но, по-видимому, тоже вторична и образовалась в период позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности. Высокотемпературная компонента С, вероятно, близка к первичной. Палеошироты, рассчитанные по направлениям компоненты С, соответствуют 7-20°, по-видимому, северной широты.

Силурийские и раннекарбоновые толщи перемагничены, вероятно, в мезозое или кайнозое.

*Ключевые слова:* намагниченность, палеоширота, тектоническое совмещение, склонение, наклонение.

### ВВЕДЕНИЕ

Распад суперматерика Родиния и реорганизация перемещений литосферных плит в венде-раннем кембрии привели к формированию многочисленных островных дуг, остатки которых находятся среди геологических комплексов Монголии, Тувы, Казахстана и других районов (Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, Буслов, 2007; Казанский, 2002; Коваленко и др., 1996; Кунгурцев и др., 2001; Метелкин, 2013; Моссаковский и др., 1993; Ярмолюк и др., 2002 и др.). В конце кембрия-ордовике произошла массовая коллизия континентальных, внутриплитных и островодужных блоков и амальгамация орогенной области в результате внедрения постколлизийных габброидных массивов и гранитных батолитов (Гордиенко и др., 2007; Козаков и др., 2001, 2002; Резницкий и др., 2007; Ярмолюк и др., 2006 и др.). Раннекаледонские коллизийные процессы одновременно осуществились на

гигантской территории Южной Сибири. Существуют разные модели эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). В них предполагается различное пространственное положение геологических блоков ЦАСП, в зависимости от которого строятся геодинамические модели. Например, в работах (Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, Буслов, 2007; Казанский, 2002; Метелкин, 2013 и др.) выдвигается гипотеза, что аккремирование островодужных сегментов произошло к окраине Сибирского материка. В тоже время авторы работы (Ярмолюк и др., 2002) считают, что структура ЦАСП образовалась в результате двух этапов аккреции: ранний в конце кембрия произошел на удалении от Сибирского кратона - сформировался каледонский супертеррейн. А более поздний, по мнению авторов работы (Ярмолюк и др., 2002) — девонский этап, произошел при коллизии каледонского супертеррейна с Сибирью. Неопределенность геологических моделей показывает актуальность

палеомагнитного изучения разновозрастных геологических комплексов ЦАСП. В настоящее время имеются палеомагнитные данные по фанерозойским геологическим комплексам Российской части ЦАСП. Они обобщены в работах (Казанский, 2002; Метелкин, 2013). Территория же Монголии изучена палеомагнитным методом крайне ограничено (Коваленко, 2010а, 2010б; Коваленко, Чернов, 2008).

В данной работе приведены новые палеомагнитные данные по раннепалеозойским геологическим комплексам Монголии, рассчитаны палеошироты формирования раннепалеозойских пород, оценены величины их перемещения до столкновения с Сибирским материком и предположен тип их коллизии.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

В геологической структуре Западной Монголии выделяются доаккреционные комплексы пород, синколлизийные молассоидные и синкинематические магматические комплексы и постааккреционные толщ.

Среди доколлизийных комплексов можно выделить фрагменты нижней части офиолитовой ассоциации, карбонатно-кремнисто-терригенно-базальтовые (БЗ) и карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенные толщ с олистостромовыми горизонтами (ОЛ).

Породы нижней части офиолитовой ассоциации в виде тектонических клиньев выжаты между тектоническими пластинами и чешуями, сложенными толщами БЗ и ОЛ. Они представлены серпентинитовым меланжем и блоками расслоенного комплекса (перидотитами, дунитами, расслоенного габбро, расслоенными пироксенит-габбровыми телами). Структурное положение офиолитов на границах тектонических пластин свидетельствует о том, что, по-видимому, они являются частью основания этих пластин. Для офиолитов Западной Монголии существует одна U-Pb датировка возраста по плагиогранитам хребта Дариби — 570 млн. лет (Козаков и др., 2002).

Толщ БЗ и ОЛ широко распространены в структуре западной Монголии. Первая из них (БЗ) сложена переслаивающимися слоями известняков, зеленых, черных и серых кремней, песчаников, гравелитов, алевролитов и мощными пачками подушечных базальтов. Толща ОЛ включает слои известняков, кремней, песчаников, алевролитов, гравелитов, мощные пачки вулканических брекчий и горизонты олистостромов разной мощности - от нескольких метров до сотен метров. Обломки вулканических брекчий представлены непрерывным рядом

пород от базальтов до кислых. Олистострома сложена разновозрастными блоками известняков, базальтов и, реже терригенных пород, заключенных в терригенную матрицу. Из толщ ОЛ имеются раннекембрийские определения возраста по археоцитатам (Хераскова и др., 1985; Отчет..., 1995<sup>1</sup>). Для толщ БЗ имеются оценки возраста по Sm-Nd изохронам — 522-527 млн. лет (Коваленко и др., 1996). Подушечные лавы базальтов по геохимическим особенностям отнесены к островодужному типу, N-MORB и OIB (Коваленко и др., 1996; Ковач и др., 2011). Таким образом, очевидно, что накопление толщ протекало в геодинамически активном районе вблизи зоны субдукции в бассейне с активным терригенным осадконакоплением, по-видимому, окраинноморского типа. Накопление доаккреционных толщ западной Монголии охватывало широкий возрастной интервал — от 570 млн. лет до позднего кембрия, когда начались интенсивные процессы коллизийных деформаций, связанные с закрытием бассейна.

Период коллизийных деформаций оценивается по возрасту постаколлизийных интрузивных массивов, секущих каледонскую аккреционную структуру — 500-480 млн. лет (Коваленко и др., 2004; Ярмолюк и др., 2011) и по возрасту некоторых синдеформационных гранитоидных тел — 500 млн. лет (Ярмолюк и др., 2011). В это время образовывались молассовые толщ, в настоящее время распространенные на западе хребта Хан-Хухей. Позже, в течение фанерозоя в районах западной Монголии фиксируются еще несколько этапов деформаций (Дергунов и др., 1980).

Постааккреционные комплексы пород представлены интрузивными ультраосновными, основными, средними и кислыми массивами позднекембрийско-раннеордовикского возраста (Отчет..., 1995<sup>1</sup>), многочисленными системами силлов и даек палеозойского возраста, девонскими терригенно-базальтовыми толщами, накопившимися в нескольких незначительных по размеру бассейнах (Ярмолюк, Воронцов, 1993) и девонскими массивами гранитоидов нормально-го ряда (Отчет..., 1995<sup>1</sup>) и щелочных гранитоидов, с которыми связано редкометальное оруденение (Коваленко и др., 2004).

Палеомагнитные исследования раннекембрийских вулканогенно-осадочных толщ проводилось на хребте Дариби. Среднекембрийские гранитоиды, силурийские и раннекарбоновые осадочные толщ были исследованы на хребте Сэйр. Раннедевонские осадочные толщ опробовались для палеомагнитного анализа на хребте Хан-Хухей.

<sup>1</sup>Отчет о результатах геологической съемки м-ба 1:200000 проведенной в Ховдинской-Гоби-Алтай районе Монголии. Тогтох Д., Баатархуяг А., Баярдалай С. 1988-1995 г. Улан-Батор: ГРУ, 1995 г. №4861ф. С. 51-78.

Обработка палеомагнитных образцов проводилась в палеомагнитной лаборатории Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. С помощью полевого каппаметра КТ-5 (Геофизика, Чехословакия) для каждого образца была измерена величина магнитной восприимчивости. Из каждого образца выпиливалось 1-2 кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке в интервале температур 20-680°C. Термочистка проходила в печи, защищенной пермалловыми экранами, позволяющими компенсировать магнитное поле Земли до 10-15 нТл. Верхняя граница чистки определялась появлением магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Появление магнитных новообразований в процессе температурной чистки определялось по резкому увеличению величины намагниченности кубика, и по тому, что направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву начинало меняться хаотически. Для большинства кубиков проводилось 12-16 нагревов в зависимости от температуры появления магнитных новообразований в кубиках.

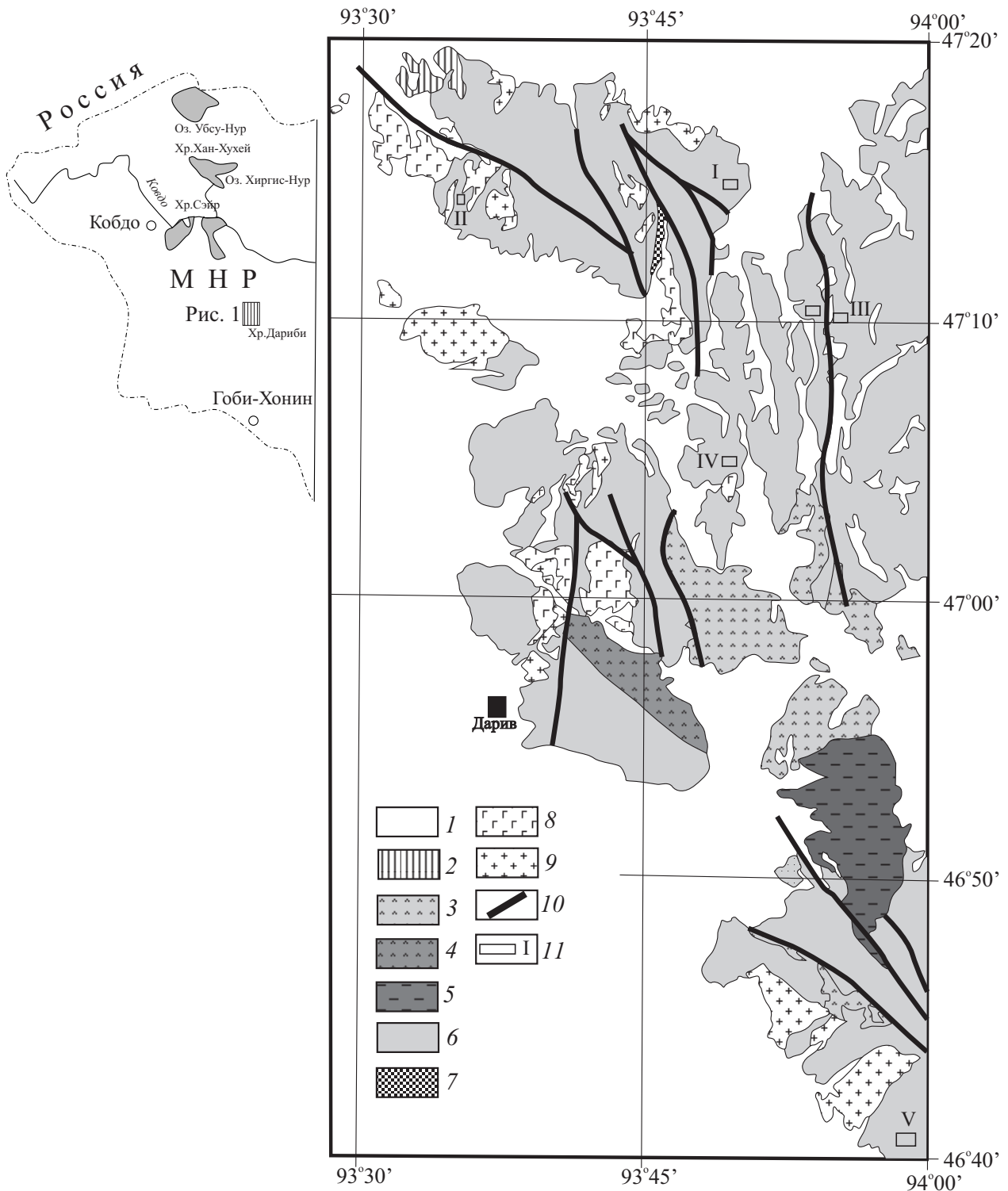
Измерение величины и направления остаточной намагниченности образцов проводилось на магнитометре JR-4 (Геофизика, Чехословакия). По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда (Zijderveld, 1967), проводился компонентный анализ намагниченности (Kirschvink, 1980) и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере (Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). Использовались компьютерные программы, созданные Р. Дж. Энкиным (R.J. Enkin). Если из образца выпиливались два кубика, то по ним 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 угол между векторами намагниченности двух кубиков превышал 30°. 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 (Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981).

*Хребет Дариби.* На хребте Дариби (рис. 1) были изучены пять разрезов раннекембрийской кремнисто-карбонатно-вулканотерригенной толщи (123 образца) (47°15.175' с.ш., 93°49.353' в.д.; 47°14.127' с.ш., 93°38.8' в.д.; 47°10.185' с.ш., 93°55.214' в.д.; 47°5.483' с.ш., 93°48.734' в.д.). Образцы для палеомагнитных исследований отбирались из тонких туфопесчаников и туфоалевролитов.

Анализ диаграмм Зийдервельда показал, что естественная остаточная намагниченность образцов либо включает одну или две компоненты (рис. 2), либо направления векторов  $J_{nt}$  после каждого шага термочистки направлены закономерно и не позволяют выделить каких-либо компонент намагниченности. К сожалению последних очень много. По этой причине были полностью отбракован один разрез, а в оставшихся четырех разрезах образцы с интерпретируемыми диаграммами Зийдервельда составляют меньше половины от общего количества образцов. На интерпретируемых диаграммах Зийдервельда видно, что низкотемпературные компоненты намагниченности выделяются в интервале от 200 до 400°C. На стереопроекциях они распределены закономерно или в некоторых случаях близки к направлению современного магнитного поля в западной Монголии.

Высокотемпературные компоненты выделяются в интервале температур от 300 до 540°C, а направления однокомпонентной намагниченности выделяются в интервале от 20 до 540°C. Они образуют на стереопроекции группы прямой и обратной полярности (табл. 1, рис. 3). Надо отметить, что при наклонениях намагниченности близких к нулю делать предположение о ее полярности сложно. Если в разрезах I и IV полярность векторов достаточно очевидна, то в разрезах II и III она дискуссионна.

Если допускать полярность векторов намагниченности, принятую в таблице 1, то для раннекембрийских толщ хребта Дариби выполняется тест складки по наклонениям, проведенный методом сравнения средних направлений (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). Если поменять полярность векторов разрезов II и III, то разброс направлений намагниченности в ДСК увеличивается. Таким образом, положительный тест складки по наклонениям и присутствие векторов различной полярности позволяет нам предположить, что выделенная намагниченность близка к первичной. Если это так, то исследованные толщи могли формироваться в интервале палеоширот 10-13-17° (минимальное-среднее-максимальное значения) северной или южной широты.



ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

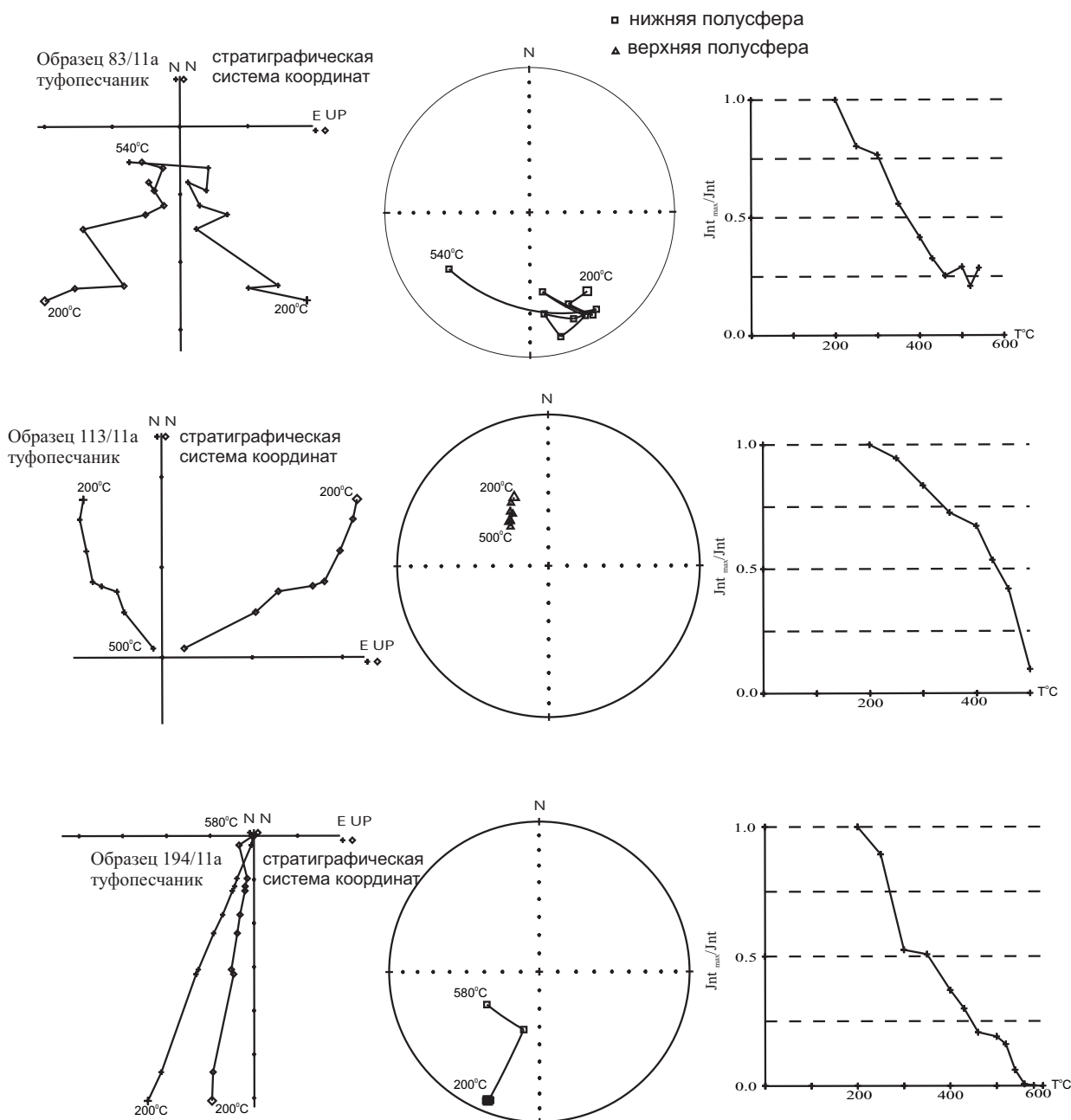
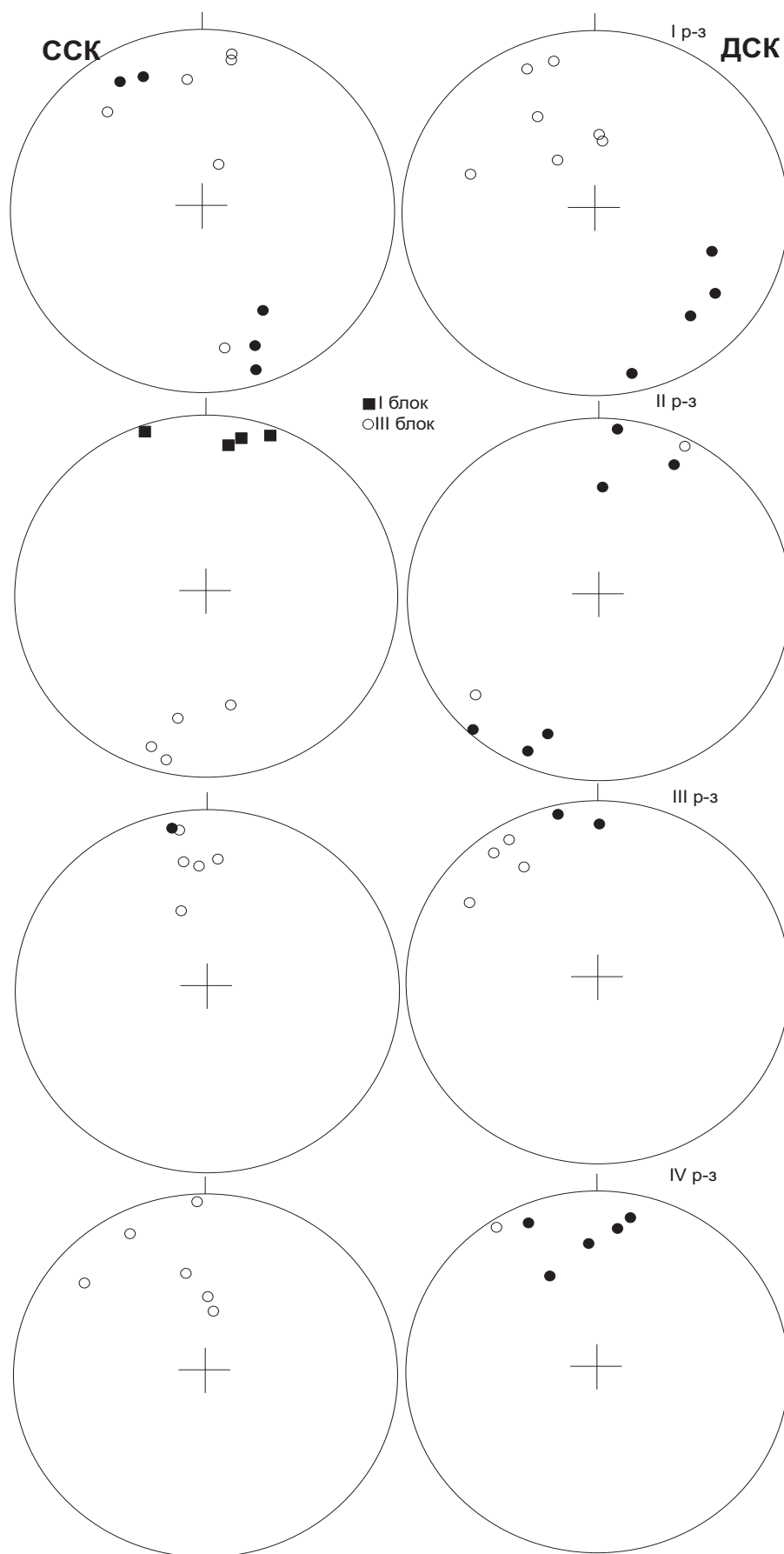


Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдервельда, распределений векторов  $Jnt$  на сфере и зависимостей  $Jnt_{max}/Jnt$  от температуры нагревов для образцов раннекембрийских пород.

**Хребет Хан-Хухей.** Раннедевонские разрезы были опробованы в трех мульдах в пределах хребта Хан-Хухей (рис.4) (49°26.877' с.ш., 93°27.399' в.д.; 49°29.883' с.ш., 92°48.272' в.д.; 49°20.829' с.ш., 93°48.629' в.д.) толщи которых с резким угловым несогласием перекрывают каледонские структуры. Возраст пород определялся по комплексам флоры (Дурантэ, 1976). Из 11 блоков пород были отобраны 82 образца. Блоки 1-9 из мульд 1 и 2 (рис. 4а) сложены красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с силами и лавами базальтов. Блок 10 из мульды 2 (рис. 4а) включает переслаивающиеся слои известняков, красноцветные песчаники, алевролиты, ар-

гиллиты. Блок 11 из мульды 3 (рис. 4б) сложен песчаниками. Он ассоциирует в структуре с олистоострововой толщей, по-видимому, раннекембрийского возраста и толщей красноцветных песчаников раннедевонского возраста (Дергунов, Лувсанданзан, 1984), с которыми граничит по разломам. Образцы для палеомагнитных исследований отбирались из известняков, тонких песчаников и алевролитов.

Компонентный анализ намагниченности образцов из блоков 1-9 показал, что в породах присутствует в основном одна компонента, редко — две (рис. 5). Низкотемпературные компоненты выделяются в интервале температур от 20 до 400°C



**Рис. 3.** Распределение направлений компонент намагниченности раннекембрийских пород на сфере в ССК и ДСК.



ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Таблица 1. Направления компонент намагниченности раннекембрийских толщ хребта Дариби.

| Полярность  | No | Dс  | Iс  | Kс | $\alpha$ с | Dд      | Iд       | Kд | $\alpha$ д |
|---|----|-----|-----|----|------------|---------|----------|----|------------|
| <b>Разрез I</b>   |    |     |     |    |            |         |          |    |            |
| N   | 4  | 160 | 10  | 10 | 22         | 139     | 34       | 11 | 21,5       |
| R   | 7  | 349 | -16 | 5  | 23         | 324     | -45      | 5  | 24         |
| NR  | 11 | 165 | 14  | 6  | 17         | 142     | 41       | 6  | 17         |
| <b>Разрез II</b>  |    |     |     |    |            |         |          |    |            |
| R   | 4  | 194 | -23 | 13 | 19         | 213     | 3        | 13 | 19         |
| N   | 4  | 7   | 0   | 15 | 18         | 15      | 14       | 12 | 20         |
| NR  | 8  | 10  | 11  | 12 | 15         | 24      | 5        | 11 | 15         |
| <b>Разрез III+IV</b>  |    |     |     |    |            |         |          |    |            |
| N   | 12 | 350 | -27 | 8  | 14         | 339     | 10       | 8  | 14         |
| <b>Разрез V (Коваленко, Агеева, 2010)</b>                     |    |     |     |    |            |         |          |    |            |
| R   | 20 | 204 | -67 | 15 | 8          | 301     | -32      | 18 | 7.5        |
| <b>Офиолиты (полосчатое габбро) (Коваленко, Агеева, 2010)</b> |    |     |     |    |            |         |          |    |            |
| N   | 7  | 228 | 14  | 23 | 11         | 253     | 27       | 12 | 15,5       |
| <b>Все разрезы</b>  |    |     |     |    |            |         |          |    |            |
|   | 58 |     |     |    |            | 1       | 25       | 9  | 6          |
|   |    |     |     |    |            | Fд=3.28 | Fкр=3.56 |    |            |

Примечание: No-количество векторов, участвующих в расчетах, D – склонение намагниченности, I – наклонение намагниченности, K – кучность,  $\alpha$  – угол доверия. Буквы с и д соответственно обозначают ССК и ДСК. F – статистический параметр, использующийся при сравнении средних направлений (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). Fс, Fд, Fкр – соответственно, величины этого параметра в ССК, ДСК и критическое значение этого параметра. N, R – прямая и обратная полярность.

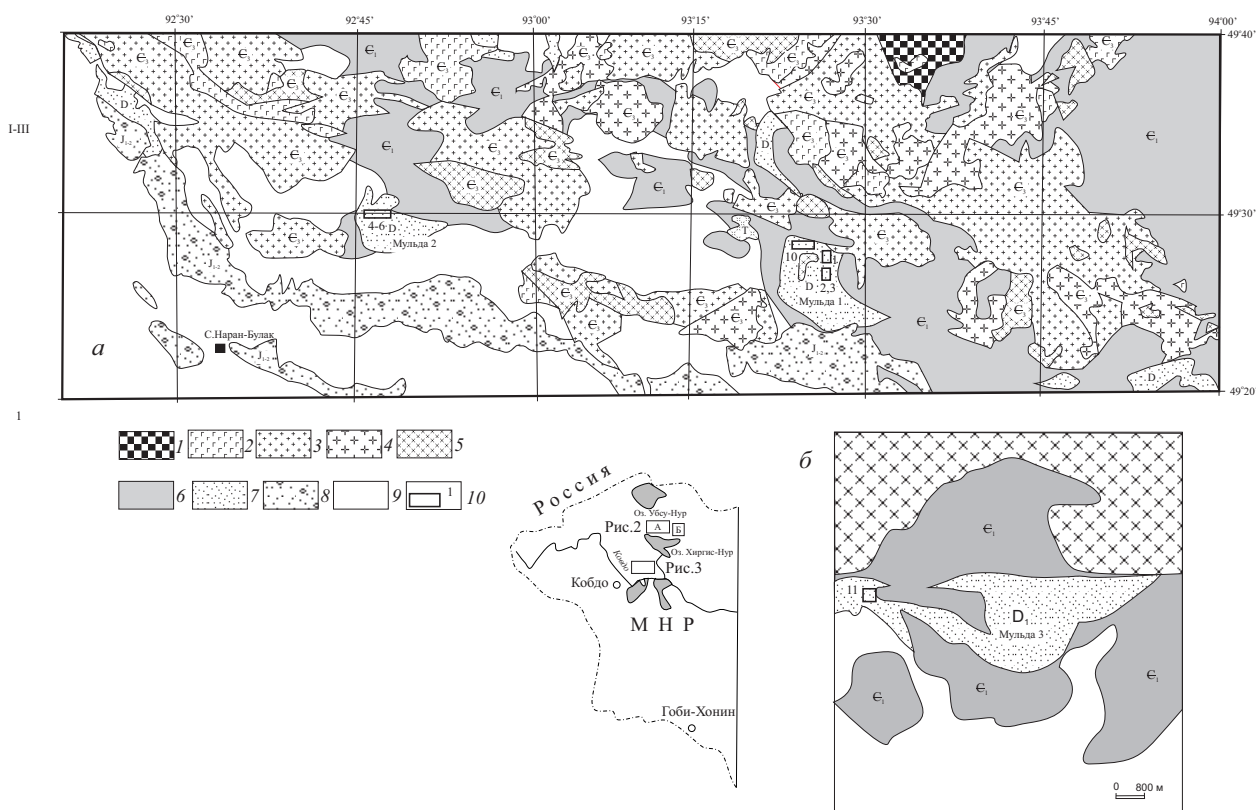
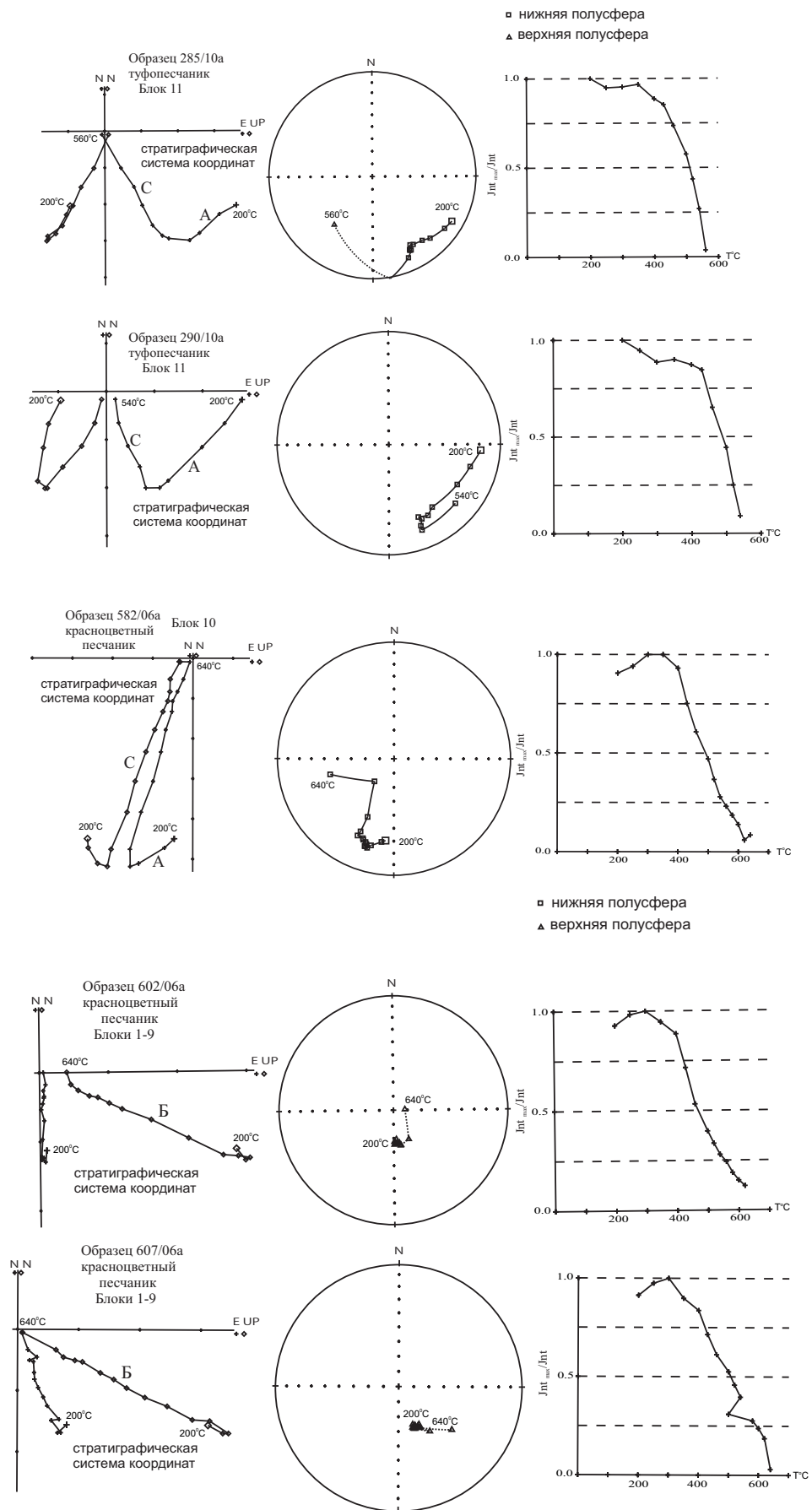


Рис. 4. Схема геологического строения центральной части хребта Хан-Хухей (Отчет..., 1995<sup>1</sup>) (а): 1 – массивы ультраосновных пород; 2 – массивы габбро ( $\epsilon_1$ ); 3 – массивы гранитов ( $\epsilon_1$ ); 4 – массивы плагиогранитов ( $\epsilon_1$ ); 5 – массивы диоритов; 6 – раннекембрийские вулканогенно-осадочные толщии; 7 – раннедевонские толщии; 8 – юрские толщии; 9 – кайнозойские толщии; 10 – места отбора палеомагнитных проб. Схема геологического строения бассейна р. Ичитуин-гол (б), центральная часть хребта Хан-Хухей (Дергунов, Лувсанданзан, 1984). На врезке показано положение районов работ.



**Рис. 5.** Примеры диаграмм Зийдервельда, распределений векторов  $Jnt$  на сфере и зависимостей  $Jnt_{max}/Jnt$  от температуры нагревов для образцов раннедевонских пород. А, Б, С – компоненты намагниченности.



ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

и с большим разбросом группируются вокруг направления современного магнитного поля в западной Монголии. Высокотемпературные компоненты намагниченности выделяются в интервале от 20 до 660°C. В трех опробованных блоках их направления распределены хаотически, а в шести блоках – образуют на стереопроекциях группы обратной полярности (табл. 3, рис. 6).

Намагниченность образцов блока 10 представлена в основном одной, устойчивой в интервале 20-660°C компонентой (рис. 5). Ее векторы на стереопроекции в ДСК образуют группу с положительными наклонениями, резко отличающуюся от групп векторов намагниченности блоков 1-9 (табл. 2, рис. 6). Намагниченность образцов блока 11 включает две компоненты (рис. 5). Низкотемпературная компонента выделяется в интервале температур от 20 до 430°C и близка к направлению современного магнитного поля в районе западной Монголии. Векторы высокотемпературной компоненты выделяются в интервале от 200 до 580°C и образуют на стереопроекции в ДСК отчетливую группу с положительными наклонениями (табл. 2, рис. 6), близкую к группе блока 10. Для высокотемпературной компоненты намагниченности блоков 1-5 выполняется тест складки методом равенства средних (табл. 2, рис. 7). Для высокотемпературной намагниченности блоков 1-6 выполняется

тест складки по наклонениям (табл. 2, рис. 7). Анализ степени синскладчатости выделенных компонент намагниченности показывает, что максимальные кучности получаются при 120% выпрямления блоков 1-3 мульды I ( $D=168$ ,  $I=-67$ ,  $K=136$ ,  $\alpha_{95}=10.6$ ,  $N=3$ ), при 100% выпрямления блоков 4-6 мульды II ( $D=145$ ,  $I=-66$ ,  $K=15$ ,  $\alpha_{95}=33$ ,  $N=3$ ) и при 100% всех блоков 1-6 обеих мульд ( $D=150$ ,  $I=-69$ ,  $K=30$ ,  $\alpha_{95}=12$ ,  $N=6$ ). Рассчитанный интервал палеоширот соответствует 43-47-51° (минимальное-среднее-максимальное значения).

Направления высокотемпературной намагниченности блоков 10 и 11 близки по наклонениям как в ССК, так и в ДСК. По-видимому, намагниченность блока 10 является доскладчатой, так как он располагается в той же структуре, что и блоки 1-6, для которых доскладчатость намагниченности доказана тестом складки. Возможно, высокотемпературная намагниченность блока 11 тоже доскладчатая. Наклонения средних направлений высокотемпературной намагниченности блоков 10 и 11 незначительно статистически отличаются из-за малых кругов доверия (табл. 2), склонения отличаются значимо из-за вращений блоков в горизонтальной плоскости (рис. 7). Палеоширота, рассчитанная по направлению блока 10 соответствует интервалу широт 7-10-14°, а по направлению блока 11 – раннедевонских толщ хребта Хан-Хухей.

| Блоки                                  | N  | Dc  | Ic           | Kc  | $\alpha c$ | Dд           | Iд  | Kд            | $\alpha д$ |
|--|----|-----|--------------|-----|------------|--------------|-----|---------------|------------|
| <b>Мутьда I</b>                        |    |     |              |     |            |              |     |               |            |
| 1                                      | 11 | 139 | -64          | 133 | 3.7        | 176          | -68 | 139           | 3.6        |
| 2                                      | 5  | 65  | -67          | 43  | 9.6        | 159          | -72 | 97            | 6.4        |
| 3                                      | 4  | 43  | -43          | 23  | 14.6       | 130          | -70 | 23            | 14.6       |
| Среднее 1, 2, 3                        | 20 | 96  | -68          | 11  | 9.3        | 164          | -70 | 52            | 4.3        |
| $F_c=38.3$                             |    |     | $F_d=4.15$   |     |            | $F_{кр}=4.1$ |     |               |            |
| 10                                     | 20 | 193 | -32          | 82  | 3,4        | 198          | 20  | 31            | 5.6        |
| <b>Мутьда II</b>                       |    |     |              |     |            |              |     |               |            |
| 4                                      | 6  | 136 | -52          | 76  | 6.5        | 177          | -57 | 84            | 6.2        |
| 5                                      | 4  | 27  | -68          | 123 | 6.3        | 152          | -60 | 123           | 6.3        |
| 6                                      | 3  | 6   | -43          | 44  | 12.4       | 87           | -65 | 19            | 18         |
| Среднее по наклонениям                 |    |     |              |     |            |              | -60 | 58            | 5          |
| $F_d=1.7$                              |    |     | $F_{кр}=0.5$ |     |            |              |     |               |            |
| Среднее для блоков 1-5                 | 30 | 101 | -68          | 11  | 7.8        | 165          | -66 | 45            | 3.8        |
| Среднее для всех блоков по наклонениям | 33 |     |              |     |            |              | -65 | 56            | 3.2        |
|  |    |     |              |     |            | $F_d=1.71$   |     | $F_{кр}=0.5$  |            |
| <b>Мутьда III</b>                      |    |     |              |     |            |              |     |               |            |
| 11, LT                                 | 11 | 55  | 72           | 16  | 10.6       | 44           | -7  | 16            | 10.6       |
| 11, HT                                 | 12 | 168 | -21          | 60  | 5.2        | 161          | 31  | 60            | 5.2        |
| 10, 11                                 |    |     |              |     |            |              | 24  | 33            | 4          |
|  |    |     |              |     |            | $F_d=0.17$   |     | $F_{кр}=0.11$ |            |

Примечание: обозначения см. в табл. 1.

Таблица 3. Направления компонент намагниченности образцов пород Чигиртайской мульды.

| Блоки, возраст      | N  | Dc  | Ic | Kc | $\alpha c$ | Dд  | Iд | Kд | $\alpha д$ |
|---------------------|----|-----|----|----|------------|-----|----|----|------------|
| 1 (S)               | 8  | 143 | 79 | 10 | 15         | 60  | 33 | 9  | 16         |
| 2 (S)               | 39 | 22  | 53 | 20 | 5          | 288 | 78 | 13 | 6          |
| 3 (C <sub>1</sub> ) | 27 | 8   | 64 | 11 | 8          | 54  | 40 | 10 | 8.3        |

Примечание: обозначения см. в табл. 1.

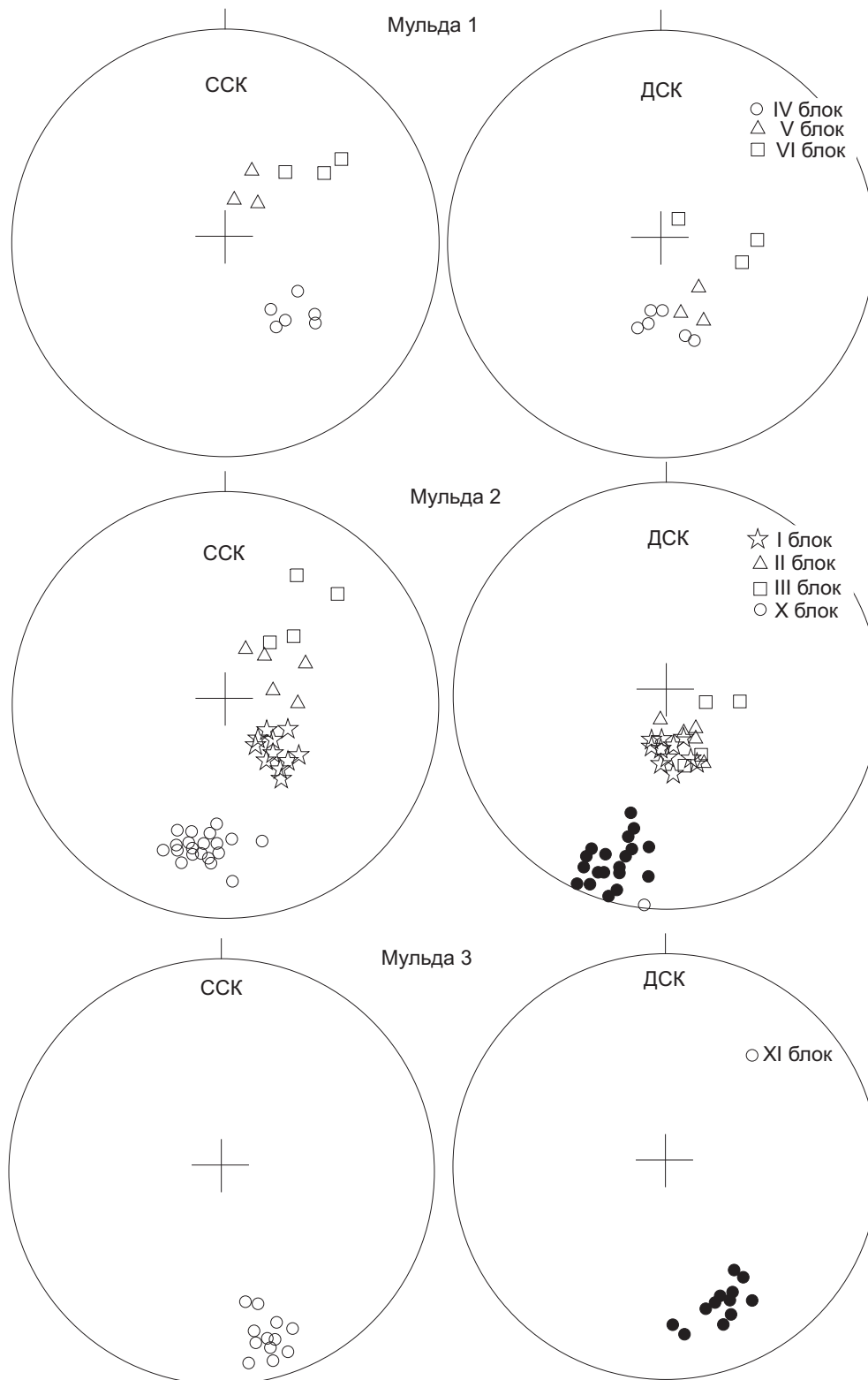


Рис. 6. Распределение направлений компонент намагниченности раннедевонских пород на сфере в ССК и ДСК.

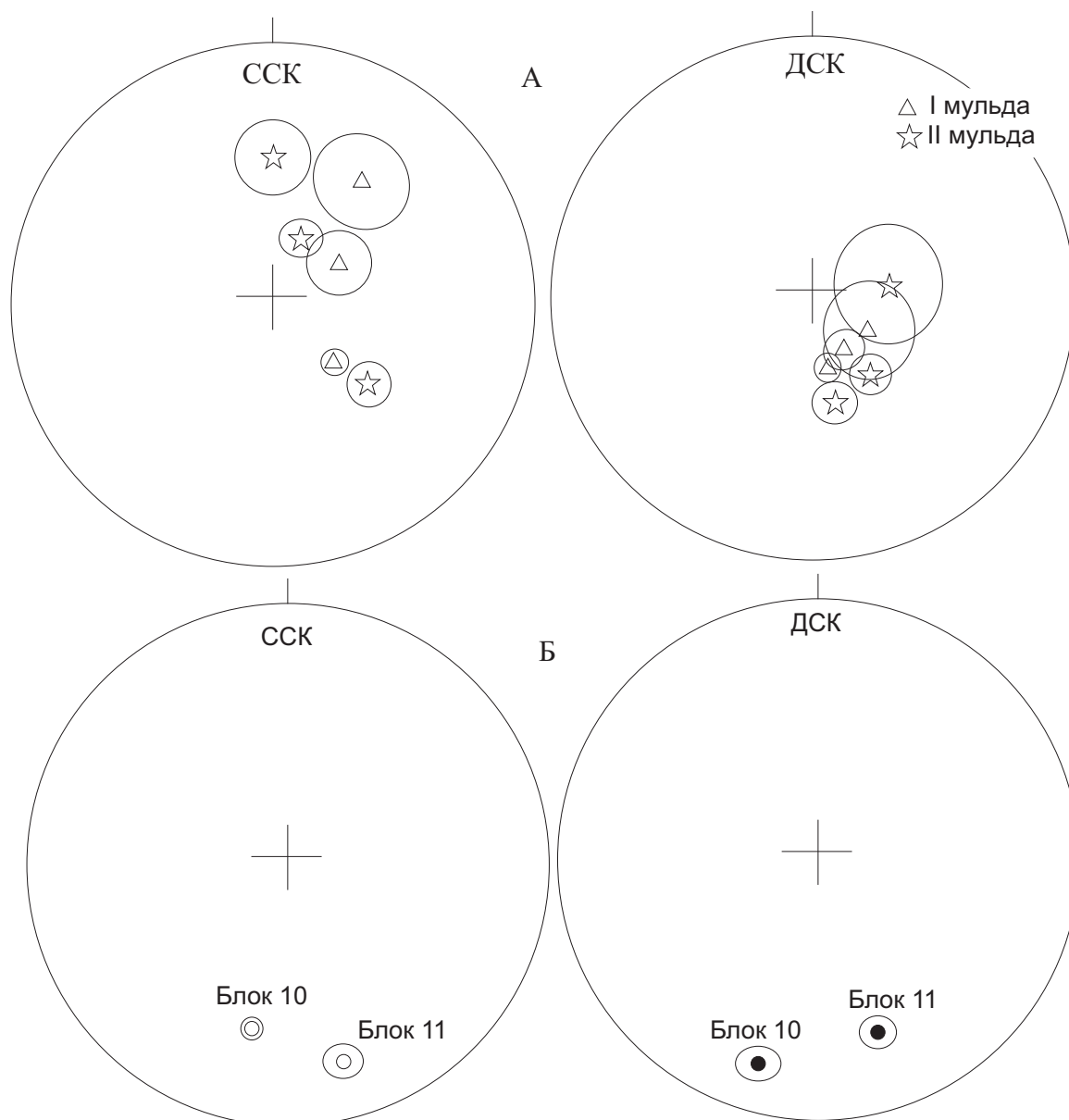


Рис. 7. Распределение средних направлений намагниченности раннедевонских пород на сфере в ССК и ДСК: а – блоки 1-6; б – блоки 10, 11.

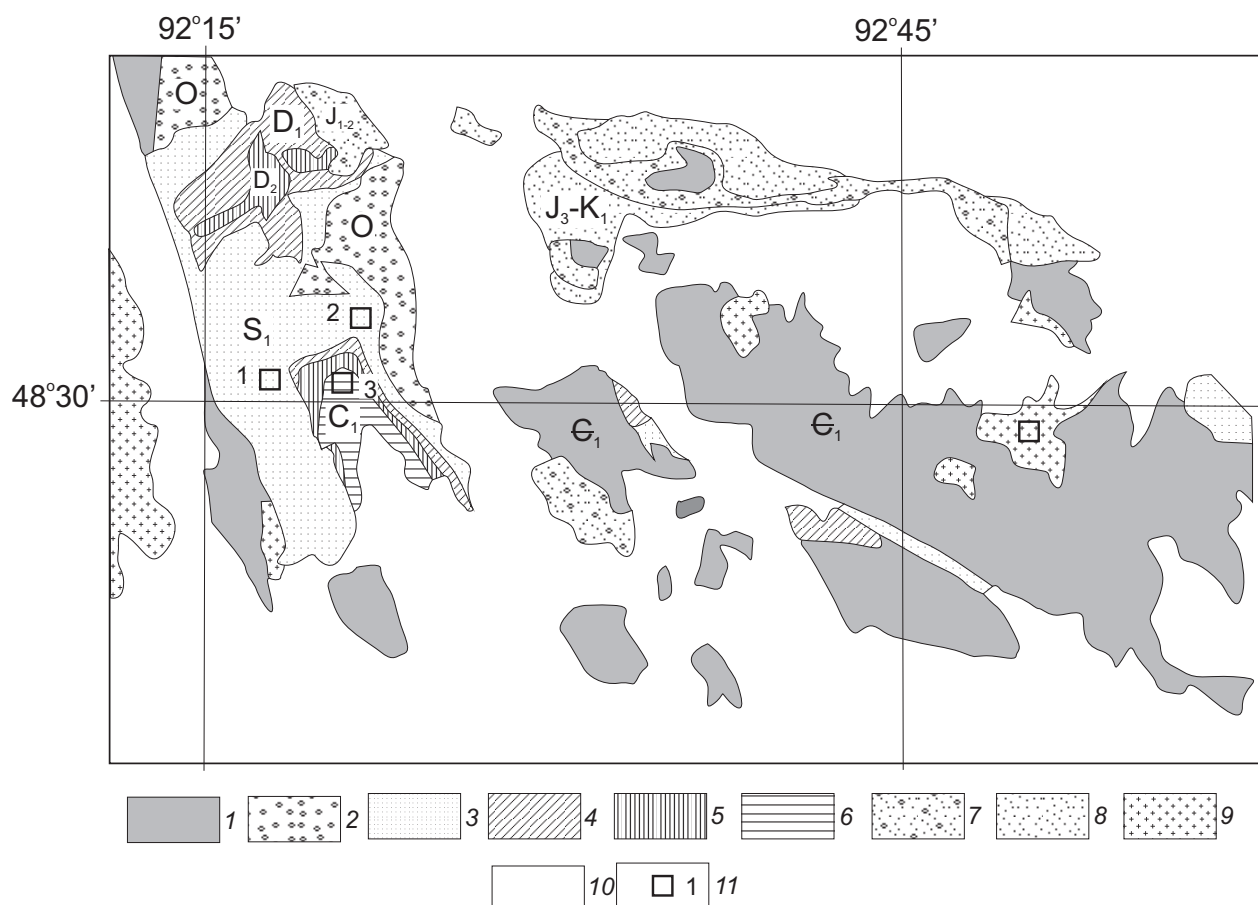
14-17-20°. Палеомагнитные полюса  $-\Lambda = 73$ ,  $\Phi = -28$ ,  $A = 4$  по направлению намагниченности блока 10 и  $\Lambda = 43$ ,  $\Phi = -22$ ,  $A = 4$  по направлению намагниченности блока 11.

**Хребт Сэйр и Чигиртайская мульда.** В районе хребта Сэйр (рис. 8) из раннепалеозойских пород были опробованы массив гранитов с возрастом  $514 \pm 8$  млн. лет (Ярмолюк и др., 2011) (21 образец) ( $48^{\circ}28.14'$  с.ш.,  $92^{\circ}46.699'$  в.д.) и опояривающие его кислые дайки (5 даек, 18 образцов). Западнее в Чигиртайской мульде были опробованы силурийские толщи (красноцветные песчаники и алевролиты – 109 образцов) ( $48^{\circ}28.447'$  с.ш.,  $92^{\circ}17.945'$  в.д.;  $48^{\circ}31.611'$  с.ш.,  $92^{\circ}17.844'$  в.д.;  $48^{\circ}30.491'$  с.ш.,  $92^{\circ}17.632'$  в.д.), силы основного состава, интродуцированные в силурийские породы (13 силлов, 21 образец), и раннекарбоновые

толщи (известняки, песчаники, алевролиты – 30 образцов). Возраст пород определялся по макрофоуне – брахиоподам и кораллам (Tectonics..., 2001).

Естественная остаточная намагниченность гранитоидов и ассоциирующих с ними кислых даек включает одну компоненту. Отрезки диаграмм Зийдервельда, соответствующие этой компоненте, направлены в начало координат, но направления этой компоненты распределены хаотически.

Диаграммы Зийдервельда, характеризующие намагниченность силурийских и раннекарбоновых пород, представлены несколькими типами. На некоторых диаграммах невозможно выделить компоненты намагниченности из-за неупорядоченного изменения векторов  $J_{nt}$  от



**Рис.8.** Схема геологического строения хребта Сэйр и Чигиртайской мульды по (Ярмолюк и др., 2011; Tectonics ..., 2001): 1 – раннекембрийские вулканогенно-осадочные толщи; 2-6 – карбонатно-терригенные толщи: 2 – ордовик, 3 – ранний силур, 4 – ранний девон, 5 – поздний девон, 6 – ранний карбон; 7 – юрские отложения; 8 – позднеюрско-раннемеловые отложения; 9 – гранитоиды; 10 – кайнозойские толщи; 11 – районы отбора палеомагнитных проб.

нагрева к нагреву. На диаграммах Зийдервельда остальных образцов выделяются одна или две компоненты намагниченности (рис. 9). На однокомпонентных диаграммах прямолинейные участки направлены в ноль. Компонента выделяется в магнетитовом и гематитовом спектрах блокирующих температур от 200 до 640°C. На двухкомпонентных диаграммах низкотемпературная компонента выделяется в интервалах температур 200-350°C, 200-500°C. Высокотемпературная компонента сохраняется до нагревов вплоть до 660°C.

В большинстве блоков силурийских пород все компоненты намагниченности распределены хаотически в ДСК и ССК. Только в двух блоках векторы намагниченности на сферах образуют относительно отчетливые группы (рис. 10). Группы образованы векторами низкотемпературных компонент намагниченности и векторами однокомпонентной намагниченности. Направления векторов высокотемпературной намагниченности распределены хаотически.

Такая же ситуация наблюдается в блоке раннекарбонных пород (рис. 10).

Естественная остаточная намагниченность силлов основного состава, интродуцированных в силурийские осадочные толщи, представлена одной или двумя компонентами. Низкотемпературные компоненты выделяются в интервале температур 200-400°C, высокотемпературные компоненты и однокомпонентная намагниченность сохраняются до температуры 540-580°C. Направления компонент намагниченности образцов распределены хаотически.

В ДСК средние направления блоков силурийских пород не совпадают ни по склонению, ни по наклонению. В ССК направление намагниченности блока 2 силурийских пород и блока раннекарбонных пород близко к направлению современного поля Земли в районе Монголии. Направление силурийского блока 1 значительно отличается от него. По-видимому, выделенные компоненты намагниченности блоков силурийских и раннекарбонных пород являются вторичными, образовавшимися в мезозое и кайнозое. Деформации пород привели к отклонению направлений вторичных компонент намагниченности от поля перематничивания на разные углы.

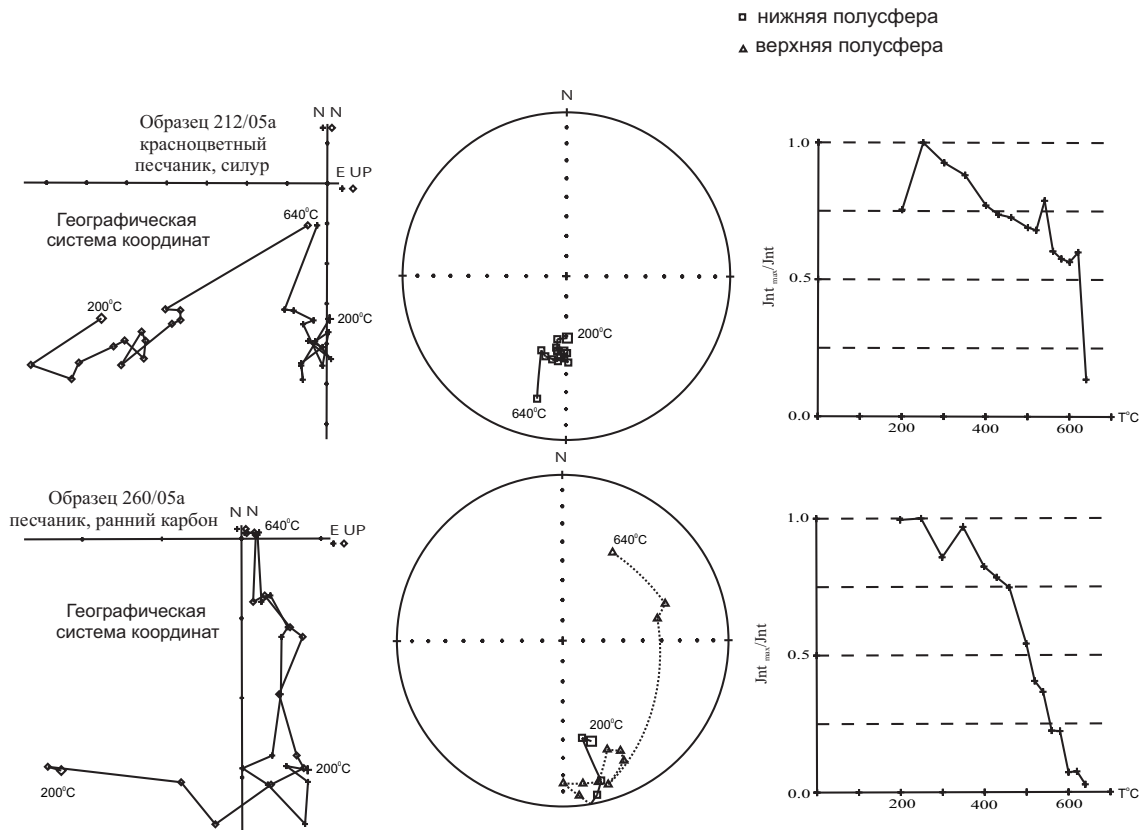


Рис. 9. Примеры диаграмм Зейдервелда, распределений векторов  $J_{nt}$  на сфере и зависимостей  $J_{nt\_max}/J_{nt}$  от температуры нагревов для образцов силурийских и раннекарбонных пород Чигиртайской мульды.

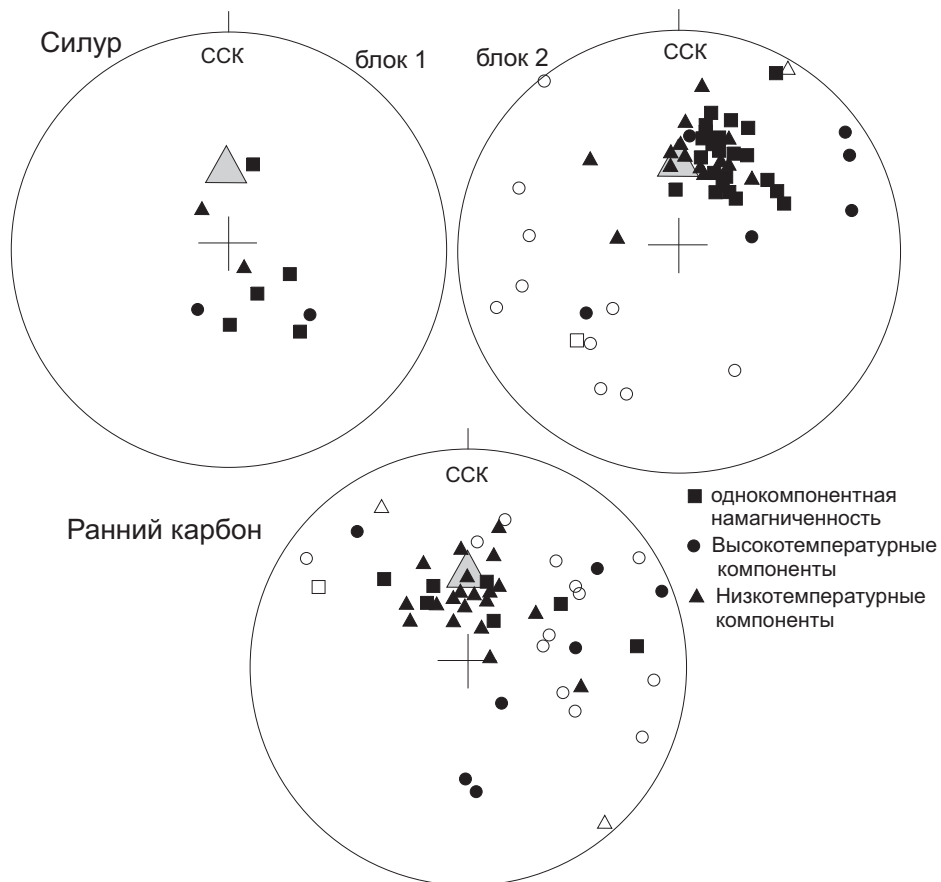


Рис. 10. Распределение направлений компонент намагниченности силурийских и раннекарбонных пород Чигиртайской мульды на сфере в ССК.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Ранний кембрий.** В работе (Коваленко, Агеева, 2010) были приведены первые данные по раннекембрийским толщам Западной Монголии. В толщах хребта Сэйр была выделена доскладчатая намагниченность обратной полярности. Рассчитанные по ее направлению палеошироты соответствуют интервалу 28–33–40° (минимальное-среднее-максимальное значения). Широтные интервалы для толщ хребта Дариби – 13–17–23°, отличающиеся от палеоширот раннекембрийских толщ хребта Сэйр. В работе (Коваленко, Агеева, 2010) рассматривались два варианта, предполагающие, что либо толщи хребта Сэйр перемагничены, либо в структуре каледонид Западной Монголии участвуют фрагменты разных островодужных систем. Мы провели дополнительное изучение геологического строения хребта Сэйр. Было установлено, что строение этого района не отличается от других районов каледонид Западной Монголии. В его структуре участвуют раннекембрийские карбонатно-кремнисто-терригенные, олистостромовые и терригенно-кремнисто-базальтовые толщи, широко распространенные и в других районах западной Монголии. Маловероятно, что раннекембрийские толщи Западной Монголии, включая хребет Сэйр, образовывались в разных островодужных системах. Возникает вопрос – какое из выделенных направлений намагниченности – хребта Сэйр или хребта Дариби – является близким ко времени образования пород. В работах (Казанский, 2002; Кунгурцев и др., 2001; Метелкин, 2013; Метелкин, Козьмин, 2012 и др.) опубликованы результаты палеомагнитных исследований в других районах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Практически везде древние компоненты намагниченности характеризуются пологими наклонениями намагниченности и большим разбросом склонений намагниченности. Палеошироты соответствуют интервалу 5–15° с.ш. (Метелкин, 2013). Эти данные хорошо увязываются с рассчитанными нами палеоширотами толщ хребта Дариби. В этой связи мы считаем, что рассчитанное в работе (Коваленко, Агеева, 2010) направление намагниченности – вторичное, образованное в период позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности.

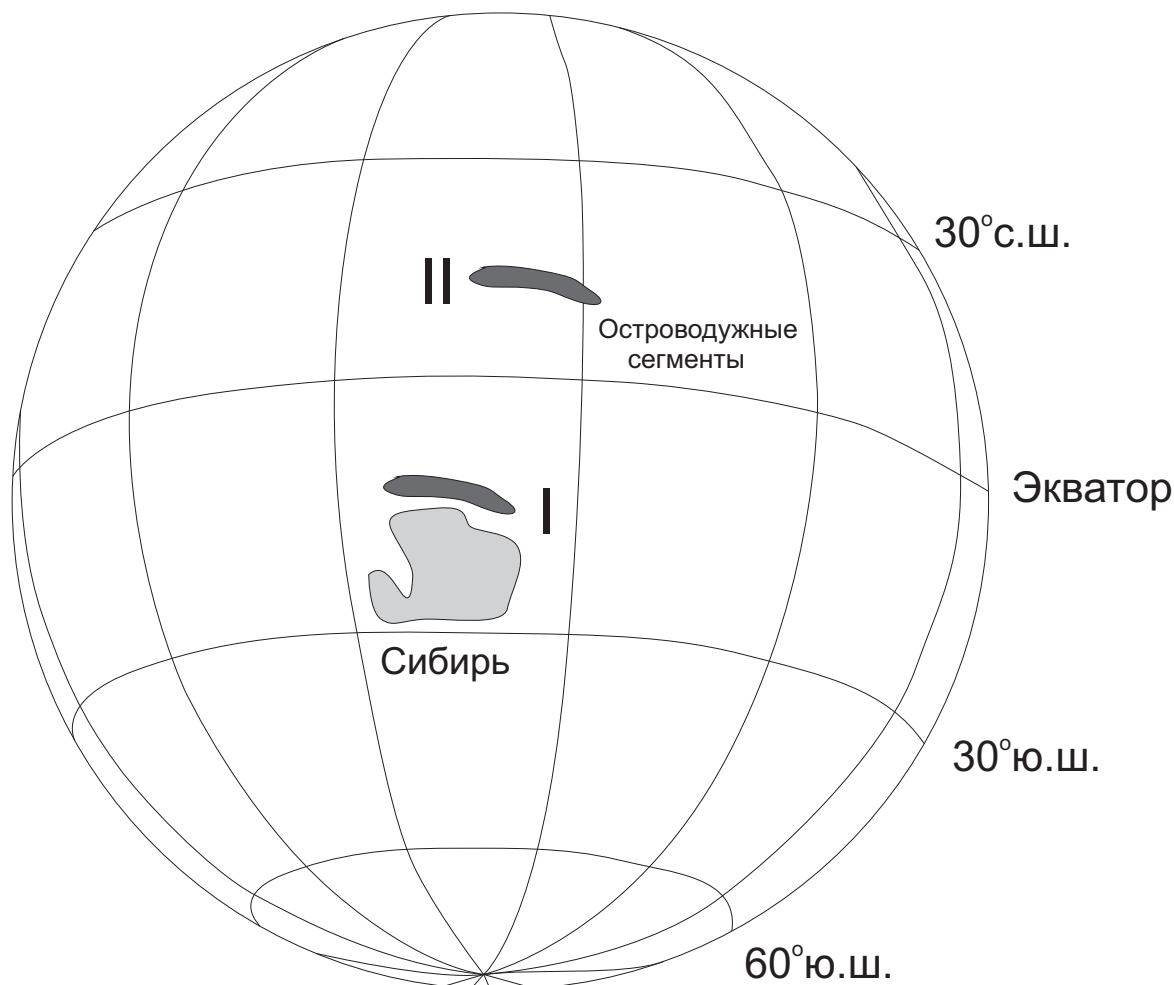
Определение пространственного положения исследованных раннекембрийских толщ хребта Дариби относительно Сибири тоже не может быть оценено однозначно. В настоящее время существуют несколько групп венд-кембрийских и раннекембрийских палеомагнитных полюсов для Сибирского кратона (Казанский, 2002; Павлов и др., 2004; Shatsillo et al., 2005; Smethurst et al., 1998 и др.). Мы для расчетов взяли наиболее

хорошо обоснованный раннекембрийский палеомагнитный полюс из работы (Gallet et al., 2003). Он рассчитан из предположения, что Сибирь в раннем кембрии располагалась в южном полушарии. Если исследованные раннекембрийские толщи хребта Дариби также формировались в южном полушарии, то их широтное положение статистически не отличается от широт Монгольской части складчатого обрамления Сибири:  $F = -4.7 \pm 7.6$  (Beck, 1980; Demarest, 1983). То есть, размеры окраинноморского бассейна, в котором накапливались толщи, были невелики (рис. 11). Если геологические комплексы хребта Дариби накапливались в северном полушарии, то они были удалены от Сибири приблизительно на 3000 км:  $F = 55 \pm 7.5$  (Beck, 1980; Demarest, 1983). Мы считаем, что более реалистичен первый вариант (рис. 11). Исследованные комплексы хребта Дариби являлись частью протяженной надсубдукционной системы, фрагменты которой в настоящее время находятся в структуре ЦАСП (Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, Буслов, 2007; Казанский, 2002; Коваленко и др., 1996; Кунгурцев и др., 2001; Метелкин, 2013; Москаковский и др., 1993; Ярмолюк и др., 2002 и др.). В приэкваториальных широтах располагались также Амурская плита (Бретштейн, Климова, 2007) и Северо-Китайский блок (Huang et al., 2000).

При допускаемой в таблице 1 полярности векторов намагниченности толщ хребта Дариби очевидны большие различия склонений намагниченности вплоть до 180°. Такие сильные разбросы склонений намагниченности характерны для сдвиговых или транспрессионных тектонических зон. Они связаны с формированием складок с наклонными или вертикальными шарнирами. Структура хребта Дариби включает многие элементы транспрессионных зон – широкое распространение тектонических пластин с вертикальными падениями слоев пород и разделяющих их вертикальных разрывных нарушений, кливажа с вертикальными плоскостями сместителя. В ряде районов отчетливо видны складки известняков с крутонаклонными шарнирами. Участие сдвигов при формировании геологических структур других районов ЦАСП предполагается и в работе (Метелкин, 2013).

**Девон.** Как было показано ранее (рис. 7), в девонских толщах выделяются три компоненты намагниченности – близкая к направлению современного магнитного поля в районе западной Монголии (А), доскладчатая компонента обратной полярности (Б) и, по-видимому, тоже доскладчатые компоненты прямой полярности (С). Такой же набор компонент намагниченности был выделен в позднесилурских-раннедевонских толщах Тувы (Bachtadse et al., 2000). В работе





**Рис. 11.** Реконструкции пространственного положения островодужных сегментов и Сибири в раннем кембрии. Цифрами I и II показано положение островодужной системы хребта Дарьби в южном (I) и северном (II) полушариях.

(Bachtadse et al., 2000) наиболее высокотемпературные компоненты намагниченности прямой и обратной полярности, которые авторами рассматриваются как первичные, близки по направлениям к компонентам С, выделенным в данной работе. По-видимому, компоненты намагниченности С раннедевонских пород западной Монголии тоже близки к первичным. В работе (Шацилло, Павлов, 2007) были приведены некоторые обоснования того, что девонские комплексы Тувы и Минусинской впадины являлись частями Сибирского кратона. По-видимому, и девонские толщи Западной Монголии накапливались в пределах складчатого обрамления Сибири.

Компонента намагниченности обратной полярности (Б), несмотря на доскладчатую природу, вероятно, имеет вторичное происхождение. По-видимому, вторичными являются компоненты намагниченности обратной полярности, выделенные при исследованиях позднесилурско-раннедевонских толщ Тувы (Bachtad et al., 2000) и, возможно, некоторых толщ Минусинской

впадины (Казанский и др., 2011). Скорее всего, перемагничивание этих пород произошло в период позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности. В это время исследованные девонские толщи западной Монголии еще не были деформированы в складчатую структуру.

Компонента намагниченности А раннедевонских толщ западной Монголии и Тувы (Bachtad et al., 2000) образовалась в мезозое или кайнозое.

## ВЫВОДЫ

1. Естественная остаточная намагниченность раннекембрийских пород хребта Дарьби включает высокотемпературные компоненты прямой и обратной полярности. Выполняется тест складки по наклонениям. Предполагается, что раннекембрийские толщи накапливались в окраинноморском бассейне на 10-17° южной широты. Формирование структуры хребта Дарьби проходило с участием сдвиговых перемещений.

2. Намагниченность раннедевонских толщ

включает три компонента. Низкотемпературная компонента А образовалась при перемагничивании пород в мезозое или кайнозое. Высокотемпературная компонента В имеет доскладчатую природу, но, по-видимому, тоже вторична и образовалась в период позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности. Высокотемпературная компонента С, вероятно, близка к первичной. Палеошироты, рассчитанные по направлениям компоненты С, соответствуют 7-20°, по-видимому, северной широты.

3. Силурийские и раннекарбоновые толщи перемагничены, вероятно, в мезозое или кайнозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №12-05-00386а и 13-05-12030 офи-м.

#### Список литературы

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.
- Бретштейн Ю.С., Климова А.В.* Палеомагнитное изучение позднепротерозойских и раннекембрийских пород террейнов Амурской плиты // Физика Земли. 2007. № 10. С. 95-109.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120-140.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б.* Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. № 3. С. 40-52.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология западной Монголии. Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 31. М.: Наука, 1980. 195 с.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93-108.
- Дурантэ М.В.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции. 1976. Вып.19. М.: Наука, 1976. 276 с.
- Казанский А.Ю.* Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 25 с.
- Казанский А.Ю., Благовидов В.В., Метелкин Д.В.* Палеомагнитные полюсы девонских вулканических комплексов Минусинского прогиба [Электронный ресурс] // Материалы Всероссийского семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород (Борок, 27-30 окт. 2011 г.). Ярославль: Сервисный центр, 2011. С. 80-82
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др.* Магматические породы и источники магматических пород Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453-495.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.* Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометальных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 467-494.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии // Геология и геофизика. 2010а. № 4. С. 495-515
- Коваленко Д.В.* Сопоставление ареалов позднемезозойского и кайнозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии и палеомагнитные реконструкции локализации аномальной мантии // Геология и геофизика. 2010б. Т. 51. № 7. С. 993-1005
- Коваленко Д.В., Агеева О.А.* Предварительные палеомагнитные данные по венде-кембрийским геологическим комплексам Монголии // Вестник КРАУНЦ. 2010. № 2. № 16. С. 97-108.
- Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.* Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. № 5. С. 81-96
- Ковач В. П., Ярмолюк В. В., Козловский А. М. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 4, С. 417-444.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22-43.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др.* Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.
- Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.* Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде-кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1042-1051.
- Метелкин Д.В.* Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе

- Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 500-522.
- Метелкин Д.В., Козьмин Д.Г.* Палеомагнитная характеристика кембрия Батеневского кряжа: к вопросу об эволюции Кузнецко-Алатауской островной дуги на юге Сибири // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 50-66.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-33.
- Павлов В.Э., Галле И., Шаццло А.В., Водовозов В.Ю.* Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли. 2004. № 2. С. 28-49.
- Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г. и др.* Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2007. Т. 414. № 4. С. 518-522.
- Хераскова Т.Н., Томуртоого О., Хаин Е.В.* Офиолиты и верхнедокембрийско-нижнепалеозойские образования Озерной зоны хребта Дариби (Западная Монголия) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 25-31.
- Храмов А. Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Шаццло А.В., Павлов В.Э.* Палеомагнетизм девона Сибирской платформы и ее складчатого обрамления: современное состояние, проблемы и некоторые размышления // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ГЕОС, 2007. С. 165-173.
- Шипунов С.В.* Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67-74.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А.* Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // Геотектоника, 1993. № 4. С. 76-86.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387-392.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднекембрийских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657-662.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: 1. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 56-79.
- Huang B., Zhu R., Otofujii Y., Yang Z.* The early Paleozoic paleogeography of the North China block and the other major blocks of China // Chinese Science Bulletin. 2000. V. 45. № 12. С.1057-1065
- Bachadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y. et al.* Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia) implications for the paleogeography of Siberia // JGR. 2000. V.105. № B6. P. 13,509-13,518
- Beck M.E., Jr.* Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // JGR. 1980. V. 85. P. 7115-7131.
- Demarest H.H., Jr.* Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // JGR. 1983. V. 88. P. 4121-4328.
- Gallet Y., Pavlov P., Courtillot V.* Magnetic reversal frequency and apparent polar wander of the Siberian platform in the earliest Palaeozoic, inferred from the Khorbusuonka river section (northeastern Siberia) // Geophys. J. Int. 2003. 154. 829-840
- McFadden P. L., Jones D. L.* The fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. Roj. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53-58.
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roj. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699-718.
- Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E.* Two competing Paleomagnetic directions in the Late Vendian: New data for the SW Region of the Siberian Platform // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. V. 7. 24 p. ES4002, doi:10.2205/2004ES000169.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Paleozoic palaeomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // Earth-Science Reviews. 1998. V. 43. P. 1-24.
- Tectonics, magmatism, and metallogeny of Mongolia. Edited by Dergunov A.V. Routledge, London and New York, 2001. 288 С.
- Zijderveld J.D.A.* AC demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in palaeomagnetism / Ed. Collinson D.W., Creer K.M., Runcorn S.K. Amsterdam, a. o., Elsevier Publ. Co., 1967. P. 254-286.

КОВАЛЕНКО и др.

**PRELIMINARY RESULTS FROM PALEOMAGNETIC INVESTIGATION  
OF PALEOZOIC ROCKS IN WESTERN MONGOLIA**

**D.V. Kovalenko<sup>1</sup>, O.A. Ageyeva<sup>1</sup>, A.A. Mongush<sup>2</sup>, O.O. Stavrova<sup>1</sup>, V.P. Mokrushnikov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS)*

<sup>2</sup>*Tuva Institute of Complex Development of Natural Recourses SB RAS*

<sup>3</sup>*Novosibirsk State University*

The paleomagnetic investigations of the early Paleozoic rocks in western Mongolia have been carried out. The investigation showed that a natural magnetization of the early Cambrian rocks from the Dariby massif includes high-temperature components of both normal and reverse polarity. A fold inclination is being tested. The authors suppose that the early Cambrian strata were deposited in the oceanic basin of marginal-sea type at 10-17° south latitude. The formation of the Dariby Ridge was accompanied by shift dislocations. The magnetization of the early Devonian strata includes three components. The low-temperature component «A» was formed during a remagnetization of rocks in Mesozoic and Cenozoic eras. The high-temperature component «B» is of pre-folding origin, but apparently it is secondary and had been formed during the period of the late Carbonian - Permian superchrone of reverse polarity. The high-temperature component «C» is probably close to primary. Paleolatitudes that were calculated by directions of «C» component, correspond to 10-17° presumably north latitude.

Silurian and early Carboniferous strata were probably remagnetized in Mesozoic or Cenozoic eras.

*Keywords: magnetization, paleolatitude, tectonic emplacement, declination, inclination.*