

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ, МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ

Д.В. Коваленко

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Породы Монголии испытали два этапа перемагничивания. Практически все вторичные компоненты намагниченности прямой полярности были сформированы после главных этапов деформаций пород, по-видимому, в кайнозое, а обратной полярности, вероятно, в период позднекарбон—пермского суперхрона обратной полярности при внедрении в них магм бимодального состава. Толщи активной континентальной окраины Сибири в ряде районов Монголии были деформированы в складчатую структуру до этого этапа перемагничивания. Выводы о первичности намагниченности позднепалеозойских и мезозойских комплексов обоснованы с разной степенью надежности. В течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя геологические комплексы Монголии располагались значительно севернее Северо-Китайского блока. В палеозое Монголия, так же как и Сибирь, перемещалась с юга на север, с конца триаса до конца юры — с севера на юг, в мелу и кайнозое — практически не перемещалась по широте. По крайней мере, с конца перми (275—250 млн лет) палеошироты формирования толщ Монголии статистически не отличаются от палеоширот Сибирского кратона. Скорее всего, в пределах Сибирского кратона образовались и более древние толщи (290, 316, 330 млн лет) Монголии, т.е. для расчета кривой миграции палеомагнитного полюса Сибири можно использовать и палеомагнитные определения для этих толщ. Палеошироты формирования раннекарбонных осадков Монголии значимо отличаются от палеоширот Сибири. Возможно, это связано с подмагничиванием пород в период суперхрона обратной полярности, или осадочные толщи Монголии были образованы на удалении от окраины Сибири.

Палеомагнитные полюсы, палеоширота, наклонение намагниченности, Сибирский кратон, Монголия.

PALEOMAGNETISM OF LATE PALEOZOIC, MESOZOIC, AND CENOZOIC ROCKS IN MONGOLIA

D.V. Kovalenko

Rock complexes in Mongolia experienced two remagnetization events. Almost all secondary remanence components of normal polarity were acquired apparently in the Cenozoic, after major deformation events, and those of reverse polarity were associated with intrusion of bimodal magmas during the Late Carboniferous–Permian reverse superchron. Active continental-margin sequences in some areas of Mongolia were folded prior to the Late Carboniferous–Permian magnetic event. The primary origin of magnetization in Late Paleozoic and Mesozoic rocks has been inferred to different degrees of reliability. According to paleolatitudes derived from most reliable paleomagnetic data, the analyzed rocks were located far north of the North China block throughout the Late Paleozoic and Early Mesozoic. Mongolia, as well as Siberia, moved from the south to the north in the Paleozoic, back from the north to the south between the latest Triassic and the latest Jurassic, and remained almost within the same latitudes in Cretaceous and Cenozoic time. These paleolatitudes show no statistical difference from those for the Siberian craton at least since the latest Permian (275–250 Ma). Older Mongolian complexes (with ages of 290, 316, and 330 Ma) likewise might have formed within the Siberian continent, which makes their paleomagnetic determinations applicable to calculate the polar wander path for Siberia. The paleolatitudes of Early Carboniferous sediments in Mongolia differ significantly from those of Siberia, either because of overprints from the reverse superchron or because they were deposited away from the Siberian margin.

Paleomagnetic pole, paleolatitude, inclination, Siberian craton, Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Одной из главных задач палеомагнетизма является расчет кривых кажущейся миграции палеомагнитных полюсов геологических блоков Земли и оценка их перемещений друг относительно друга. Особенно важны палеомагнитные исследования крупных кратонов, поскольку именно в их краевых частях происходит образование новой континентальной коры, развивается активный вулканизм; относительно кратонов оценивается ширина океанов, положение островных дуг, задуговых бассейнов и других океанических структур. Расчет кажущейся кривой миграции палеомагнитного полюса для Сибирского кратона для фанерозоя является наиболее актуальной проблемой, так как в этот период на окраинах Сибири про-

изошло несколько крупных этапов тектонической аккреции, в результате которых была сформирована современная геологическая структура Центрально-Азиатского складчатого пояса [Моссаковский, 1975; Карта геологических..., 1989; Коваленко и др., 1989; Руженцев и др., 1989; Руженцев, Поспелов, 1992]. В настоящее время разработаны несколько кривых кажущихся миграций палеомагнитных полюсов для Сибири [Smethurst et al., 1998; Cocks, Torsvik, 2007]. К сожалению, многие палеомагнитные полюсы, используемые в этих кривых, можно применять только для грубой оценки перемещения Сибири, исходные палеомагнитные данные получены без применения компонентного анализа. Поэтому дальнейшее палеомагнитное изучение разновозрастных хорошо датированных толщ Сибирского кратона остается актуальным и необходимым.

Большая часть территории Монголии являлась частью Сибирского кратона как минимум со среднего карбона [Моссаковский, 1975; Ярмолук, 1983; Коваленко и др., 1989]. Тем не менее П. Прунер [Pruner, 1987, 1992] приводит основанные на палеомагнитных данных реконструкции для карбона—перми, где Монголия рассматривается как часть Северо-Китайского блока или самостоятельный блок. В работе [Nakard et al., 2007] приведены палеомагнитные данные для кайнозойских пород, которые также показывают широтную удаленность монгольских блоков от Сибири. В то же время авторы исследований [Коваленко и др., 1997; van Hinsbergen et al., 2008] показали, что Центральная Монголия была частью Сибири с раннего мела, а Д.В.Коваленко, Е.Е. Чернов [2008] привели палеомагнитные данные, демонстрирующие, что и позднепалеозойские комплексы Южной Монголии могли быть сформированы в структуре Сибири. В работе приводятся новые палеомагнитные данные по позднепалеозойским и мезозойским комплексам Монголии.

ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеомагнитные исследования проводились в бассейнах рек Улдзийт-Гол и Дунд-Шумултай-Гол, в районах сомонов Номгон и Хан-Богд, на Гобийском Алтае и Гобийском Тянь-Шане, а также изучался Хангайский гранитный батолит и его обрамление.

В **бассейне р. Улдзийт-Гол** (рис. 1, а) палеомагнитные образцы отбирались из толщи конгломератов, песчаников, алевролитов и известняков ордовикского возраста и толщи красноцветов карбонового возраста, накопленной в пределах Хангайского прогиба и сложенной пачками конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов [Tectonic..., 2001]. Обе толщи являются элементами палеозойского неоавтохтона, перекрывающего каледонские структуры Центральной Монголии. Мощности толщ несколько сотен метров, они дислоцированы, элементы залегания пород $10\text{—}60^\circ$ угол падения $60\text{—}85^\circ$ или $160\text{—}230^\circ$ угол $80\text{—}85^\circ$. Из песчаников и известняков ордовикской толщи отобрали 23 палеомагнитных образца. Из тонких песчаников, алевролитов и аргиллитов карбоновых красноцветов для палеомагнитных исследований были взяты 68 образцов. В бассейне **р. Дунд-Шумултай-Гол** (см. рис. 1, б, обозначение ДШ, $48^\circ 56.644' \text{ N}$; $97^\circ 57.455' \text{ E}$, Северо-Монгольская зона бимодального и щелочно-гранитного магматизма, по [Ярмолук и др., 1990; Ярмолук, Коваленко, 1991]), была исследована вулканогенно-осадочная толща с бимодальным типом вулканизма. Время вулканизма в зоне оценено как позднепермское по двум Rb-Sr изохронам — 265 и 250 млн лет. Толща залегает в виде пологой моноклинали со слабыми вариациями элементов залегания пород (азимуты падения пород — $330\text{—}340^\circ$, угол падения 30°). Для палеомагнитных исследований было отобрано 25 образцов в основном из игнимбригов, редко из базальтов.

Хангайский гранитный батолит (см. рис. 1, б, обозначение X) позднепермского возраста и вмещающие его породы изучались в нескольких районах. В бассейне р. Тацин-Гол 25 образцов для палеомагнитных исследований отобрали из среднекристаллических гранитов и жил мелкокристаллических гранитов ($45^\circ 47.024' \text{ N}$, $101^\circ 27.193' \text{ E}$). Еще 28 образцов были взяты из протерозойских серых гнейсов, вмещающих граниты Хангайского батолита ($45^\circ 41.906' \text{ N}$, $101^\circ 24.016' \text{ E}$). В пересечении от точки с координатами $48^\circ 07.424' \text{ N}$; $99^\circ 27.882' \text{ E}$ до сомона Джаргалант отобрали 35 образцов из гранитов различной зернистости и 8 образцов из вмещающих протерозойских серых гнейсов. В бассейне р. Байдраг-Гол, чуть ниже по течению от места слияния рек Байдраг-Гол и Улдзийт-Гол из вмещающих Хангайский батолит толщ были взяты палеомагнитные образцы из протерозойских серых гнейсов (23 шт.) и секущих их гранитных жил (7 шт.), возраст которых 1825 млн лет [Kozakov et al., 1997]. Для гранитов Хангайского батолита имеются следующие датировки возраста — 252, 253 (U-Pb), 278, 269, 255, 252, 248 (Rb-Sr) млн лет [Ярмолук, Коваленко, 2003]. Граниты — массивные, без признаков деформаций или кливажа. Опробованные толщи серых гнейсов не несут следов термального воздействия.

В районе **сомона Номгон** (см. рис. 1, в) были исследованы вулканогенно-осадочные толщи среднекарбоновой активной континентальной окраины Сибири (АКО) и раннекарбоновая осадочная толща, по-видимому, накопившаяся в пределах окраины Сибирского кратона.

Толща активной континентальной окраины в районе сомона Номгон (АКО1 на рис. 1, в, 42°45.619' N, 104°59.829' E) представлена пачками туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Породы слабо деформированы, элементы залегания слабо варьируют – 240–260°, угол падения 20–25°. По флоре определен среднекарбонный возраст толщи [Карта..., 1989]. Из толщи были отобраны 67 образцов из тонких туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

Раннекарбонная осадочная толща представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Опробованный разрез обнажается севернее сомона Номгон (ОТ на рис. 1, в, 42°53.018' N, 105°08.580' E). Толща сильно деформирована, элементы залегания для большей части разреза колеблются около 160–190°, угол падения 60–70°, для одного блока 80–90°, угол 62–82°. Возраст толщи установлен по флористическим остаткам [Карта..., 1989]. Палеомагнитные образцы (69 штук) отбирались из тонкообломочных песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В районе **сомона Хан-Богд** (см. рис. 1, в) изучалась еще одна толща среднекарбонной АКО и позднекарбонной—раннепермской щелочной гранитной массив Хан-Богд, сформированный в пределах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны окраины Сибири [Коваленко и др., 2006].

Толща АКО севернее сомона Хан-Богд (АКО2 на рис. 1, в, 43°38.108' N, 107°15.813' E) представлена пачками переслаивающихся туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоконгломератов, туфоалевролитов, включающих многочисленные потоки андезитов. Породы сильно деформированы, элементы залегания большей части разреза слабо варьируют в пределах 330–5°, угол падения 60–70°, элементы залегания одного блока отличаются и соответствуют 180–190°, угол 45°. Возраст толщи определен как среднекарбонный по флоре [Карта..., 1989], Rb/Sr изохрона показывает 334 ± 19 млн лет [Козловский, 2006]. Толща интродуцирована массивом гранитов (см. рис. 1, в) и когенетичными с ним многочисленными протяженными кислыми дайками. Дайки практически не деформированы, контакты с гранитами не сорваны. Палеомагнитные образцы (66 штук) были взяты из тонкообломочных вулканогенно-осадочных пород и потоков андезитов толщи АКО, а 19 образцов — из мелко- и среднезернистых гранитов массива, секущего толщу АКО, закалочных и внутренних зон даек.

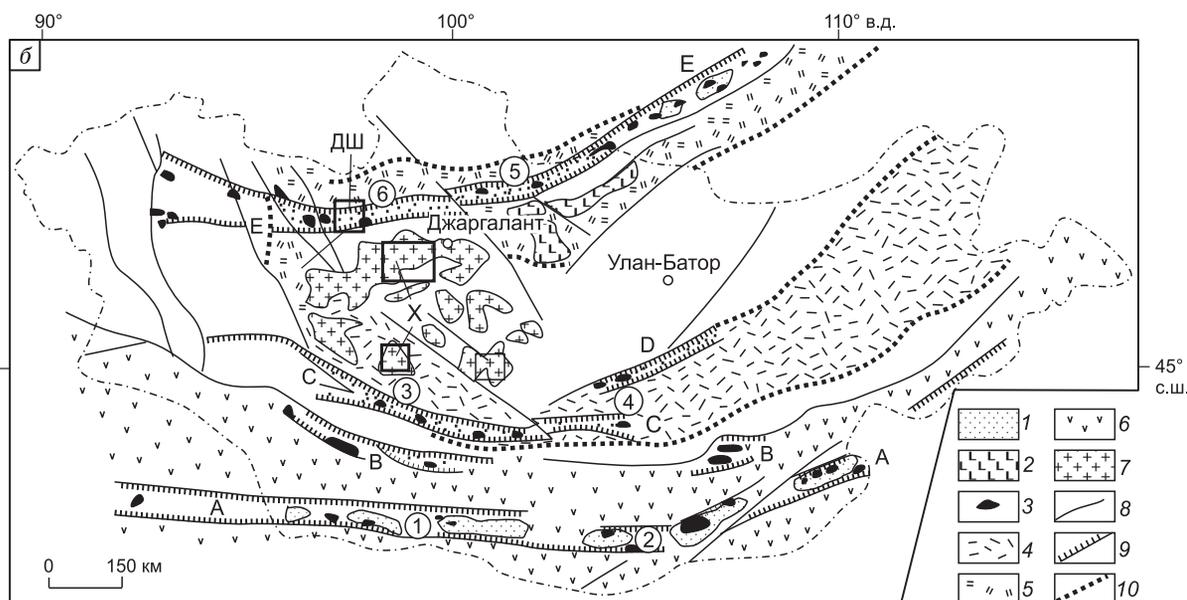
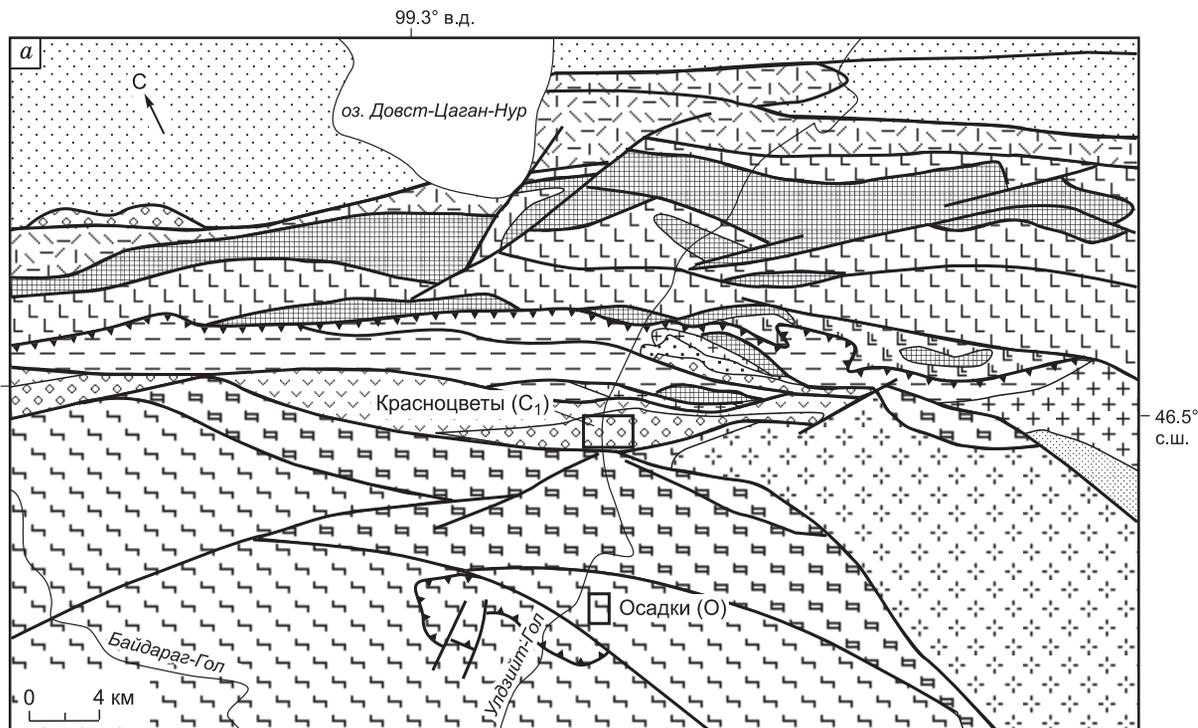
Гранитный массив Хан-Богд (см. рис. 1, в) представляет собой уплощенное лакколитообразное тело, расположенное среди верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, несогласно залегающих на породах офиолитового комплекса [Коваленко и др., 2006]. Нижняя среднепозднекарбонная часть толщ обрамления представлена вулканогенно-осадочными породами дифференцированной ассоциации АКО, верхняя — раннепермской бимодальной вулканической ассоциацией, сложенной чередующимися в разрезе пачками базальтов и туфов, игнимбритов и лав комендитового и трахириолитового состава. Возраст гранитов Хан-Богд определяется по двум изохронам Rb-Sr (282 ± 22 и 286 ± 9 млн лет), уран-свинцовым методом по цирконам (290 ± 1, 292 ± 1, 290 ± 1 млн лет) и аргон-аргоновым методом (283 ± 4 и 285 ± 7 млн лет). Раннепермский возраст комагматичной гранитам бимодальной ассоциации обрамления определен по флористическим остаткам [Ярмолюк, 1983] и по Rb-Sr изохронам (291 ± 4 и 293 ± 5 млн лет) [Коваленко и др., 2006]. Возраст пород дифференцированной ассоциации АКО, подстилающей бимодальную, определен как 329 ± 5 (Rb-Sr) и 331 ± 1 (U-Pb) [Коваленко и др., 2006]. Толщи обрамления гранитов массива Хан-Богд незначительно деформированы, углы падения пород колеблются от 5 до 10°, редко достигают 20°. Образцы для палеомагнитных исследований были отобраны из двух небольших блоков бимодальной толщи (БМ на рис. 1, в, 43°10.238' N, 107°29.533' E; 42°53.660' N, 107°09.478' E; 3 и 5 образцов), из двух блоков приконтактных роговиков из провеса кровли гранитов массива Хан-Богд (43°08.471' N, 107°07.909' E; 43°06.814' N, 107°18.901' E; 18 и 5 образцов), из силлов мелкозернистых гранитов на контакте с роговиками провеса кровли (43°08.471' N, 107°07.909' E; 43°06.814' N, 107°18.901' E; 5 и 10 образцов), из мелко- и среднезернистых гранитов внутренних частей массива (43°10.188' N, 107°09.265' E; 43 образца).

В районах **Гобийского Алтая** и **Гобийского Тянь-Шаня** исследовались меловые и раннекайнозойские толщи (см. рис. 1, з).

Недалеко от *хр. Гурбан-Сайхан* были опробованы два блока, сложенных потоками лав базальтов с возрастом 60 млн лет [Tectonic..., 2001] (см. рис. 1, з, т. 2, 43°58.598' N, 102°58.855' E). В одном блоке изучены 4 потока (6 образцов), в другом — 3 потока (8 образцов). Блоки пород слабо деформированы, углы падения пород варьируют от 5 до 20°.

В районе с координатами 43°54.355' N, 103°44.098' E (см. рис. 1, з, т. 3) была опробована еще одна вулканогенная толща с возрастом около 60 млн лет. Были отобраны 7 образцов из 6 залегающих горизонтально базальтовых потоков.

В районе *хр. Арц-Богд* были исследованы вулканические и осадочные породы с возрастом 110 млн лет [Самойлов, Аракелянц, 1989] (см. рис. 1, з, т. 4–6). Палеомагнитные образцы отбирались из 6 экструзий базанитов, 4 горизонтально залегающих лавовых потоков базанитов и чередующихся с ними в разрезе мергелей (44°15.691' N, 102°14.576' E; 44°17.861' N, 102°18.804' E; 44°19.514' N, 102°18.671' E;



44°18.630' N, 102°22.846' E). Из каждой экструзии и лавового потока отбирались от 2 до 4 образцов (всего 29). В мергелях было опробовано 2 сайта (7 образцов).

В районе *хр. Аргалит* 20 палеомагнитных образцов были взяты из даек и силлов раннемеловых базальтов [Карта..., 1989], секущих осадочные толщи (см. рис. 1, 2, т. 1, 45°33.153' N, 098°18.802' E). Осадочные толщи в основном залегают горизонтально, но в одном месте наблюдалась складка с падением пород на крыльях до 10°.

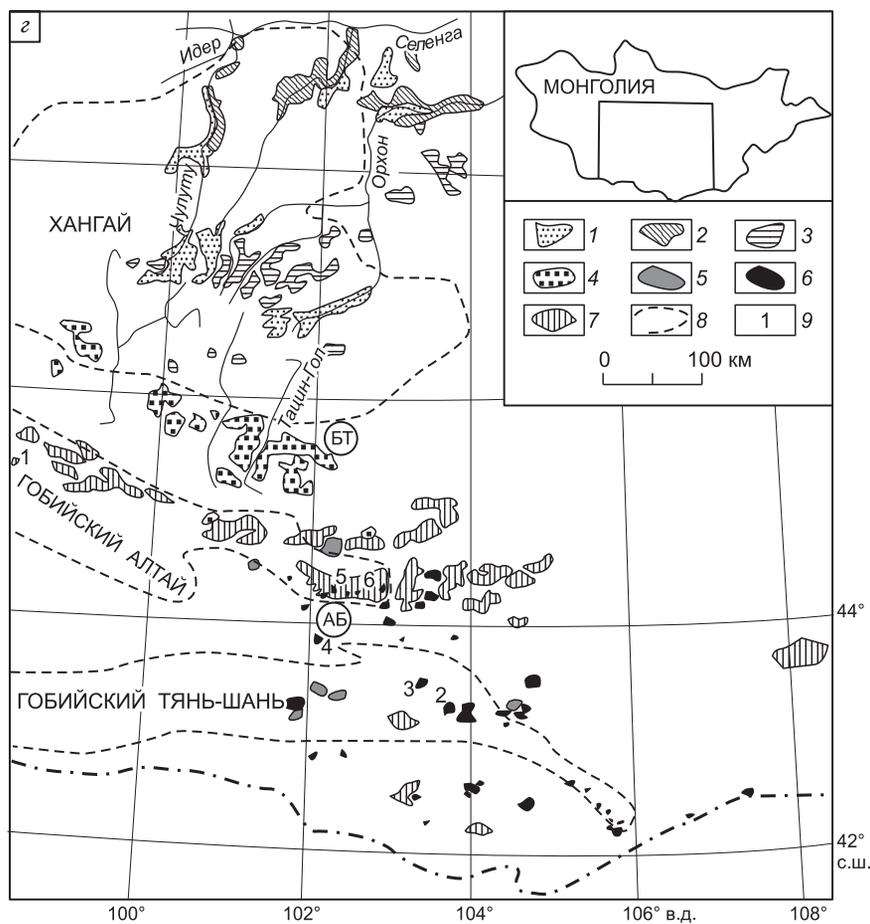
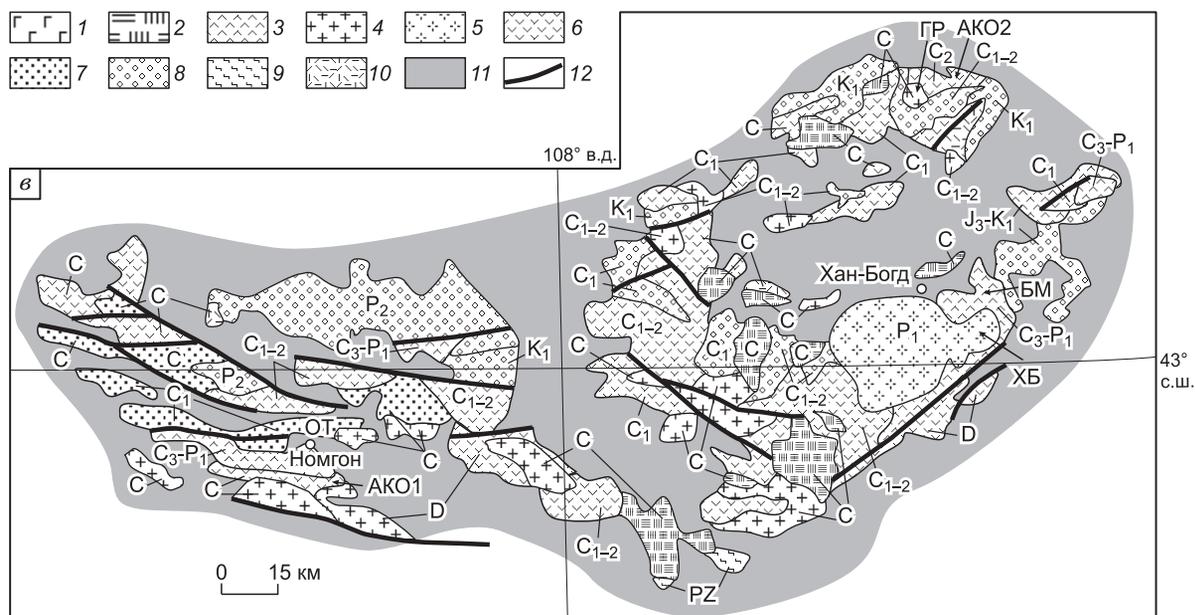


Рис. 1. Геологические схемы районов, в которых проводились палеомагнитные исследования.

a — бассейн р. Улдзийт-Гол [Tectonic..., 2001]. 1–3 — формации окраин Байдарагского и Дзабханского массивов: 1, 2 — проточол: 1 — известняки, терригенные турбидиты (R_{1-2}), 2 — песчаники, алевролиты, известняки, доломиты (R_3), калкарениды, песчаники, конгломераты (C_2), 3 — рифтогенные щелочные и основные магматические породы, песчаники, известняки, яшмы; 4–6 — палеоокеанические формации: 4 — офиолиты, 5 — базальты и граувакки северо-восточной (*a*) и юго-западной (*b*) ассоциаций, 6 — терригенные турбидиты континентального склона ($C_{2,3}$); 7–9 — формации переходной зоны: 7 — метаморфические породы, 8 — палингенные гранитоиды (C_3), 9 — граниты (C_3); 10–12 — формации неоавтохтона: 10 — аркозовые конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки (O_3), 11 — песчаники, конгломераты, трахиандезиты (D), 12 — конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки (C); 13 — субвертикальные разломы (*a*), надвиги (*b*).

б — схема распространения позднепалеозойских рифтогенных комплексов Монголии [Tectonic..., 2001; Козловский, 2006]. Рифтовые зоны: А — Гоби-Тяньшаньская, В — главного Монгольского линейного, С — Гоби-Алтайская, D — Северо-Гобийская, E — Северомонгольско-Байкальская. Цифры в кружках — опорные районы, в которых проводились исследования возраста и состава рифтогенных зон: 1 — Тост, 2 — Номгон, 3 — Чандома, 4 — Улзийт, 5 — Тешиг, 6 — Бугсейн-Гол. 1 — бимодальная базальт-пантеллерит-комендитовая ассоциация; 2 — субщелочные базальты; 3 — щелочные граниты; 4–6 — дифференцированный комплекс: 4 — нижнепермский Центральной Монголии, 5 — нижнепермский Северной Монголии, 6 — карбоновый Южной Монголии; 7 — граниты Хангайского батолита; 8 — разломы; 9, 10 — границы: 9 — рифтовых зон, 10 — вулканических ареалов. ДШ — бассейн р. Дунд-Шумултай-Гол, X — опробованные части Хангайского батолита.

в — схема распространения геологических комплексов южной части Монголии [Карта..., 1989]. 1–11 — формации: 1 — калиевые базальтоиды, 2 — монзонит-сиенит-граносиенитовая и гранит-граносиенитовая, 3 — бимодальная, 4 — гранодиорит-гранитовая, гранитовая, 5 — щелочные граниты и сиениты, 6 — базальтовая, андезит-базальтовая, андезитовая, 7 — песчано-алевритовая, 8 — моласса (морская и континентальная), 9 — зеленосланцевая, 10 — дацит-риолитовая и риолитовая, 11 — поздне меловые и кайнозойские платформенные отложения; 12 — разломы. Изученные разрезы: АКО1 — в районе сомона Номгон, АКО2 — севернее сомона Хан-Богд, БМ — бимодальная толща, ХБ — гранитный массив Хан-Богд, ОТ — севернее сомона Номгон, ГР — гранитный массив.

г — схема распространения мезозойских и кайнозойских внутриплитных магматических комплексов Монголии [Tectonic..., 2001]. 1–7 — комплексы изверженных пород: 1 — эоцен—голоцен, 2 — плиоцен, 3 — средний миоцен, 4 — поздний олигоцен—ранний миоцен, 5 — палеоцен—эоцен, ранний олигоцен, 6 — поздний мел, 7 — поздняя юра—ранний мел; 8 — границы орогенных структур; 9 — опробованные толщи: 1 — возраст 130 млн лет; 2, 3 — 60 млн лет; 4–6 — 110 млн лет. АБ — хр. Арц-Борд, БТ — хр. Баян-Тег. На врезке часть Монголии, показанная на рисунке.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД

Обработка палеомагнитных образцов проводилась в палеомагнитной лаборатории ИГЕМ РАН (г. Москва). Из каждого образца выпиливалось 1–2 кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке при температурах 20–680 °С. Термочистка проходила в печи, защищенной пермаллоевыми 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 намагниченности кубика и по тому, что направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву начинало меняться хаотически. Для большинства кубиков проводилось 12–16 нагревов.

Измерение величины и направления остаточной намагниченности образцов осуществлялось на магнитометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдверельда [Zijderveld, 1967], проводился компонентный анализ намагниченности [Kirschvink, 1980] и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере [McFadden, Jones, 1981; Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995]. 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 Зийдверельда не позволяла выделить компоненты (хаотическое распределение направлений намагниченности от нагрева к нагреву) либо когда угол между векторами намагниченности двух кубиков превышал 30°. В меловых толщах Гобийского Атая и Гобийского Тянь-Шаня из некоторых лавовых потоков и экструзий отбиралось несколько образцов. В этих случаях осреднение проводилось по компонентам намагниченности всех образцов.

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 [McFadden, Jones, 1981; Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995].

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПОНЕНТНОГО АНАЛИЗА

Бассейн р. Улзийт-Гол. Из 23 образцов ордовикских песчаников и известняков лишь в 9 удалось выделить компоненту намагниченности, сохраняющуюся в интервале блокирующих температур от 20 до 400–500 °С. В ССК ее направление близко к направлению современного или кайнозойского магнитного поля в этом районе Монголии (СП) (табл. 1). В остальных образцах направления намагниченности после каждого шага магнитной чистки ведут себя хаотически.

В образцах карбоновых красноцветов были выделены одна или две компоненты намагниченности (рис. 2). Низкотемпературная компонента уничтожается при нагревах до 430 °С, редко до 500 °С. В ССК ее направление близко к направлению СП (см. табл. 1). Высокотемпературная компонента сохраняется до 660 °С и, по-видимому, связана с гематитом. На сфере в ССК ее направления образуют две отчетливые группы прямой полярности (А и Б) (рис. 3, см. табл. 1). Однокомпонентная намагниченность характеризуется спектром блокирующих температур от 20 до 660 °С. Ее направления в основном близки к направлению СП, только два из них попадают в область направлений группы А (см. рис. 3).

Таблица 1.

Палеомагнитные характеристики пород Монголии

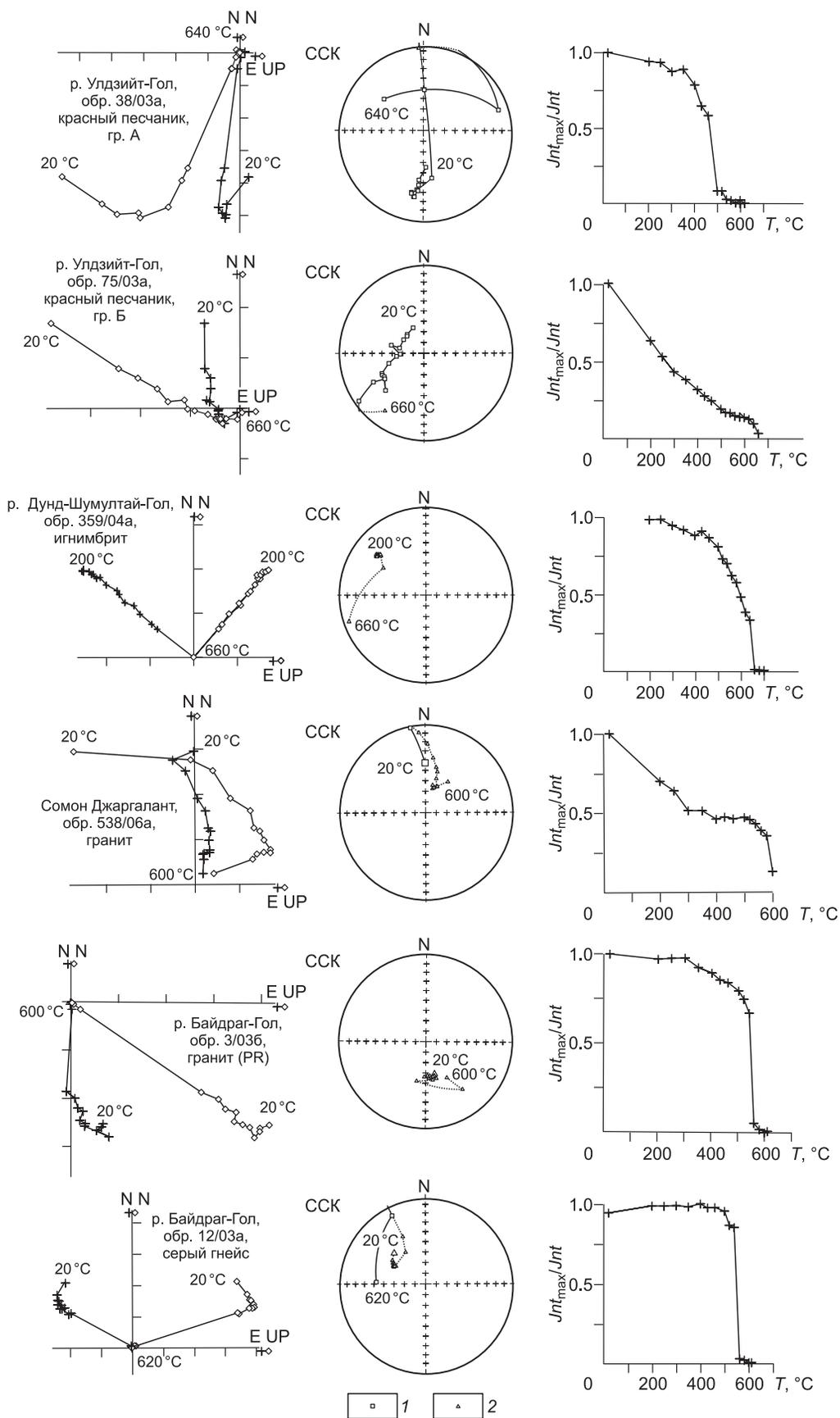
Компонента намагниченности, геологический блок	N	D_c	I_c	K_c	α_c	D_d	I_d	K_d	α_d
Бассейн р. Улдзийт-Гол: песчаники, известняки (О)									
СП, высоко- T	9	355	77	7	17	50	18	6	19
Бассейн р. Улдзийт-Гол: красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты (С)									
СП, низко- T	47	4	64	10	6	19	46	2	15
А, высоко- T	15	203	23	23	8	158	62	2	26
Б, высоко- T	9	315	54	11	14	343	37	2.5	30
Бассейн р. Дунд-Шумултай-Гол: бимодальная вулканогенная толща (255 млн лет)									
ДШ, высоко- T	23	314	-61	27	5.6	230	-80	24	5.9
Хангайский гранитный батолит (250 млн лет)									
Дж, высоко- T	8	319	-86	39	8	319	-86	39	8
СГ, высоко- T	21	307	-60	18	7	—	—	—	—
ГР, высоко- T	7	307	-59	14	14	—	—	—	—
ГР, СГ, высоко- T	28	307	-60	17	6	—	—	—	—
$F_{2кр} = 0.122 \quad F_{2с} = 0.0004$									
Район сомона Номгон: вулканогенно-осадочная толща АКО (330 млн лет)									
СП, низко- T , блок 119-148	24	7	52	26	5.6	334	58	20	6.3
Высоко- T , блок 119-148	28	167	-82	13	7.4	85	-67	12	7.6
СП, низко- T , блок 172-197	24	3	63	12	8	330	48	12	8
Высоко- T , блок 172-197	17	305	-70	6	13.4	59	-82	5.6	14
Сравнение средних направлений блоков									
Все низко- T	48	5	57	15.6	5	332	53	14.5	5.3
$F_{2кр} = 0.07 \quad F_{2с} = 0.06 \quad F_{2д} = 0.058$									
Все высоко- T	46	261	-85	7.6	7.5	80.6	-73	8	7.3
$F_{2кр} = 0.07 \quad F_{2с} = 0.204 \quad F_{2д} = 0.071$									
Район сомона Номгон: осадочная толща (ранний карбон)									
СП, низко- T , блок 48-57	10	6	57	17	11	52	6	14	12
Высоко- T , блок 48-57	8	16	-64	20	11	292	-22	14.2	13.1
СП, низко- T , блок 64-168	47	359	65	17.7	4.8	183	48	10.5	6.3
Высоко- T , блок 64-168	50	235	-49	20	4.3	316	-40	13	5.4
Сравнение средних направлений блоков									
Все низко- T	57	0.5	63.6	17.4	4.4	166	54	3.3	10.2
$F_{2кр} = 0.06 \quad F_{2с} = 0.028 \quad F_{2д} = 2.08$									
Все высоко- T	58	239	-56	8.7	6.2	312	-38	11	5.4
$F_{2кр} = 0.055 \quad F_{2с} = 1.28 \quad F_{2д} = 0.167$									
Высоко- T по наклонению	58						-38	12.5	5.2
$F_{2кр} = 0.055 \quad F_{2д} = 0.074$									
Район сомона Хан-Богд: вулканогенно-осадочная толща АКО (330 млн лет)									
СП, низко- T , блок 361-371	6	344	30	8	20	342	-34	8	20
Высоко- T , блок 361-371	8	306	-49	7	18.7	199	-53	7	18.7
СП, низко- T , Блок 372-388	14	338	52	6	15	343	-8	6	15
Высоко- T , блок 372-388	15	308	-36	8	12	236	-56	8	12
СП, низко- T , блок 389-403	8	347	55	4	24	354	-17	4	25
Высоко- T , блок 389-403	11	308	-70	12	12	194	-35	17	10
СП, низко- T , блок 413-420	6	340	69	4	28	356	7	4	28
Высоко- T , блок 413-420	7	297	-49	16	13	233	-32	15	13.5
Высоко- T , блок 422-430	7	16	-68	29	10	359	-25	17	13

Компонента намагниченности, геологический блок	N	D_c	I_c	K_c	α_c	D_d	I_d	K_d	α_d
Сравнение средних направлений блоков									
Все низко- T	34	342	51	5	10.5	347	-13	4.9	10.8
					$F_{\text{мкр}} = 3.14$				$F_{\text{мс}} = 1.07$
					$F_{\text{мд}} = 1.44$				
Все высоко- T	48	311	-55	7	7.5	226	-57	3.6	10.6
					$F_{\text{мкр}} = 3.26$				$F_{\text{мс}} = 5.7$
					$F_{\text{мд}} = 21.1$				
Район сомона Хан-Богд: гранитный массив Хан-Богд и его обрамление (~285 млн лет)									
БМ1	3	247	-60	46	12	232	-54	46	12
БМ2	5	168	-63	22	13	187	-68	22	13
Мелкозернистые красные граниты	15	198	-65	14	17	198	-65	14	17
Роговики 1	18	222	-61	19	7.6	222	-61	19	7.6
Роговики 2	5	214	-66	11	19	214	-66	11	19
БМ1, БМ2	8	198	-67	12	14	209	-65	18	12
					$F_{\text{мкр}} = 0.65$				$F_{\text{мс}} = 1.5$
					$F_{\text{мд}} = 0.76$				
Все блоки	36	213	-64	15	6	215	-63	17	5.6
Районы Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня (мел и ранний кайнозой)									
Внутриплитный магматический комплекс с возрастом 130 млн лет (хр. Аргалинту)									
Все	20	332	58	7.9	11	332	58	7.9	11
Без группы А	15	349	67	13	10	349	67	13	10
Внутриплитный магматический комплекс с возрастом 110 млн лет (хр. Арц-Богд)									
	12	6	68	24	8	6	68	24	8
Внутриплитный магматический комплекс с возрастом 60 млн лет (т. 2, 3 на рис. 1, з)									
Т. 2	3	7	60	189	6	45	62	189	6
Т. 3	6	25	65	34	9.8	25	65	34	9.8

Примечание. N — количество векторов, участвующих в расчетах, D — склонение намагниченности, I — наклонение намагниченности, K — кучность, α — овал доверия. Низко- T — низкотемпературная, высоко- T — высокотемпературная компонента. Названия компонент намагниченности см. в тексте. Цифры рядом с блоками — номера образцов. F — статистический параметр, использующийся при сравнении средних [McFadden, Jones, 1981; Шипунов, 1995]. $F_{2\text{кр}}$, $F_{2\text{с}}$, $F_{2\text{д}}$ — критическая величина параметра F и величины этого параметра в современной и древней системах координат соответственно для двух блоков, $F_{\text{мкр}}$, $F_{\text{мс}}$, $F_{\text{мд}}$ — то же для m -го количества блоков.

В образцах игнимбригов и базальтов позднепермской бимодальной толщи в бассейне **р. Дунд-Шумултай-Гол** выделяются одна (см. рис. 2), реже две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента характеризуется спектром блокирующих температур от 20 до 500 °С и, возможно, связана с магнетитом, высокотемпературная — от 450 до 660 °С уже в гематитовом интервале блокирующих температур. Направления низкотемпературной компоненты на сфере распределены хаотически, высокотемпературной компоненты образуют на сфере отчетливую группу обратной полярности (рис. 4, а, см. табл. 1).

Хангайский гранитный батолит. Намагниченность гранитов включает одну или реже две компоненты намагниченности (см. рис. 2). Низкотемпературная компонента выделяется в спектре блокирующих температур от 20 до 430 °С, высокотемпературная — сохраняется до 600 °С. В большинстве исследованных районов направления этих компонент распределены хаотически. Лишь в одном блоке гранитов около сомона Джаргалант (см. табл. 1, блок ДЖ) высокотемпературная компонента намагниченности образует на сфере отчетливую группу обратной полярности (см. рис. 4, б). Большинство образцов серых гнейсов из обрамления Хангайского массива слабомагнитные, для них не представляется возможным выделить компоненты намагниченности. Исключение представляет район бассейна р. Байдраг-Гол. В протерозойских гранитах (см. табл. 1, ГР) и серых гнейсах (см. табл. 1, СГ) этого района выделяются одна или две компоненты намагниченности (см. рис. 2). Низкотемпературная компонента характеризуется спектром блокирующих температур от 20 до 520 °С, высокотемпературная — сохраняется до 580 °С и, вероятно, связана с магнетитом. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности серых гнейсов и гранитов близки и образуют на сфере отчетливую группу обратной полярности. Направления низкотемпературной компоненты распределены на сфере вдоль дуги большого круга от СП до направления высокотемпературной компоненты обратной полярности (см. рис. 4, в).



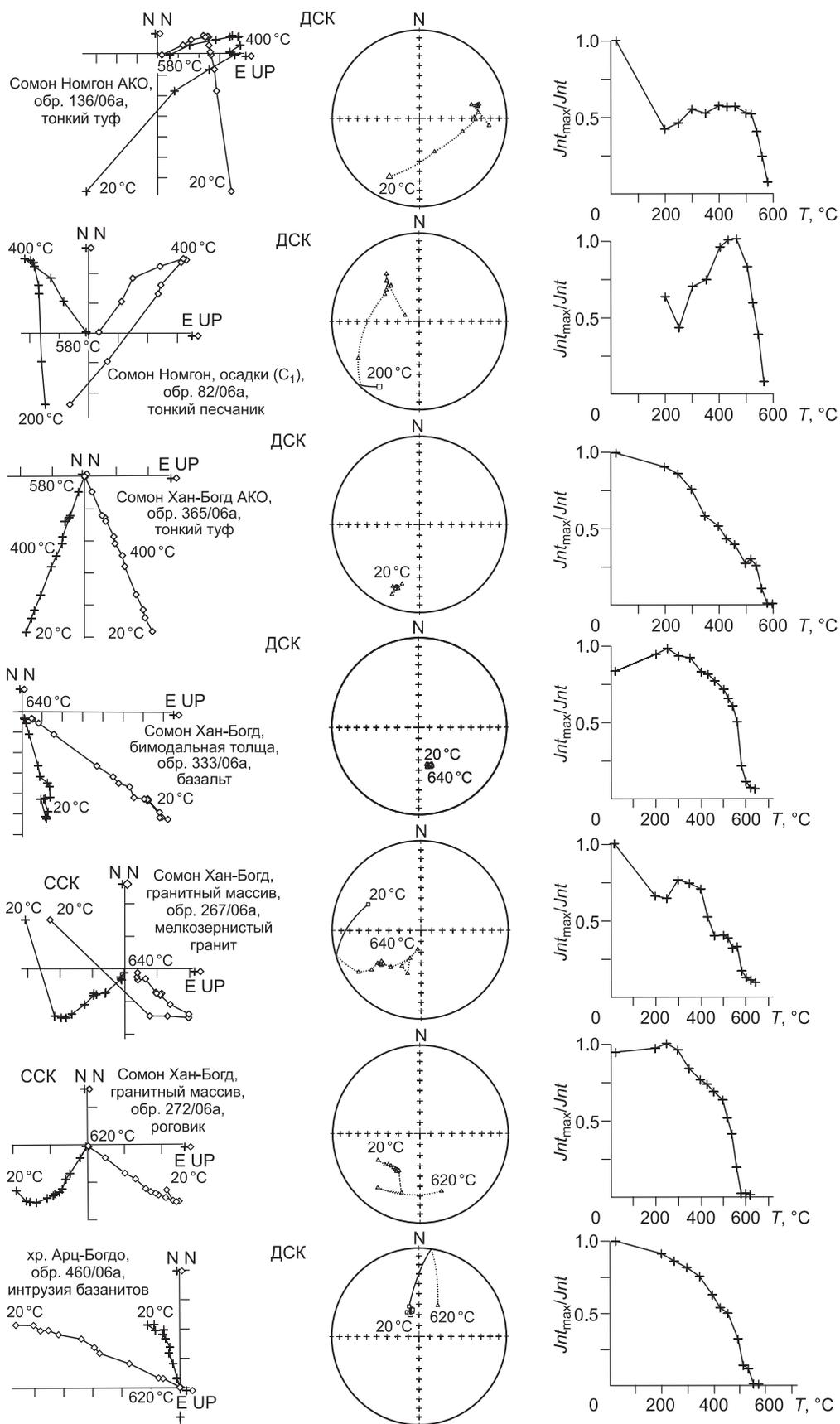


Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдервельда для пород Монголии.

l — нижняя, 2 — верхняя полусфера. Jnt_{max} — максимальная величина намагниченности образца породы, выявленная в процессе терморазмагничивания. Jnt — величина намагниченности образца породы после каждого шага терморазмагничивания.

Район сомона Номгон. Намагниченность образцов, отобранных из среднекарбоновой толщи АКО, в большинстве образцов включает две компоненты (см. рис. 2). Низкотемпературная компонента выделена в интервале 20—460 °С. На сфере направления векторов этой компоненты намагниченности близки к направлению СП (см. табл. 1). Высокотемпературная компонента выделяется в интервале 460—580 °С, по-видимому, связана с магнетитом, а соответствующие ей сегменты диаграмм Зийдервельда для большинства образцов направлены в начало координат. На стереопроекции векторы этой компоненты образуют группы обратной полярности (рис. 5, *a*).

Компонентный анализ намагниченности образцов раннекарбоновых осадочных пород показал, что практически во всех образцах естественная остаточная намагниченность включает две компоненты (см. рис. 2). Наиболее низкотемпературная компонента выделяется от 20 до 400—460 °С. Направления векторов этой компоненты в ССК характеризуются прямой полярностью и близки к направлению кайнозойского магнитного поля в районе Монголии (см. табл. 1). Высокотемпературная компонента намагниченности находится в температурном интервале 400—580 °С. Соответствующие ей отрезки диаграмм Зийдервельда направлены в начало координат. На сфере направления векторов высокотемпературной компоненты образуют отчетливые группы и характеризуются обратной полярностью (см. рис. 5, *b*).

Район сомона Хан-Богд. Намагниченность образцов толщи АКО, обнажающейся севернее сомона Хан-Богд, состоит из одной или двух компонент (см. рис. 2). Все низкотемпературные компоненты выделяются при 20—400 °С. Векторы этих компонент на стереопроекции группируются в районе направления современного или кайнозойского магнитного поля Земли прямой полярности в районе Монголии (см. табл. 1, СП). Высокотемпературные компоненты характеризуются магнетитовым спектром блокирующих температур от 20 до 580 °С. Соответствующие им отрезки диаграмм Зийдервельда направлены в начало координат. На стереопроекции

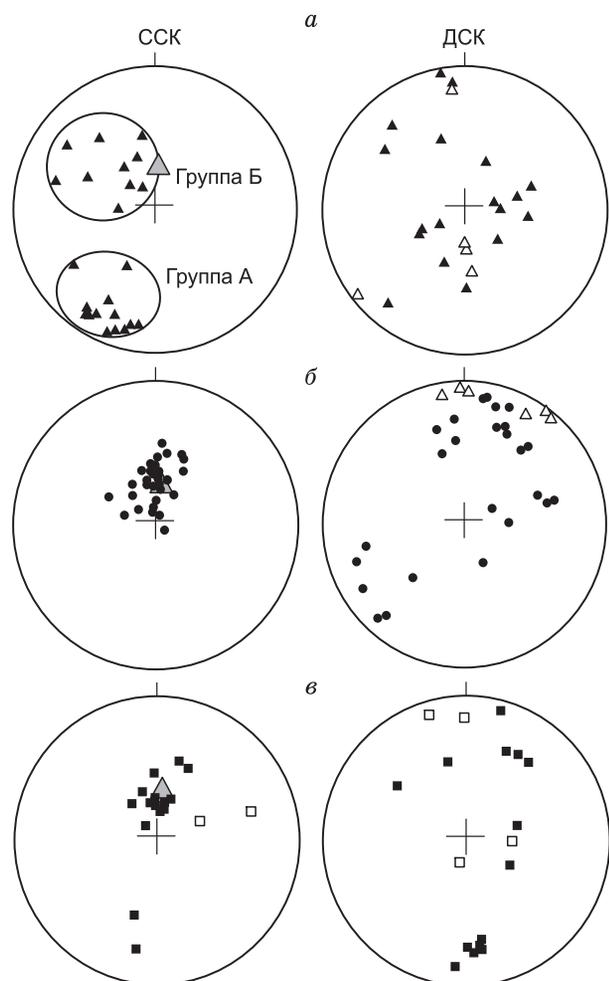


Рис. 3. Распределение компонент намагниченности красноцветных осадков (C_1).

a — высокотемпературная, *b* — низкотемпературная компонента, *v* — однокомпонентная намагниченность. Здесь и далее залитые символы — нижняя полусфера, незалитые — верхняя полусфера, серый треугольник — направление современного магнитного поля в районе Центральной Монголии.



Рис. 4. Распределение компонент намагниченности пород бимодальной толщи.

a — бассейн р. Дунд-Шумултай-Гол, *b* — граниты Хангайского батолита в районе сомона Джаргалант, *v* — протерозойские граниты и серые гнейсы обрамления Хангайского батолита в бассейне р. Байдраг-Гол. *a*, *b*: треугольники — высокотемпературная, кружки — низкотемпературная компонента намагниченности; *v*: треугольники, квадраты — высокотемпературная компонента намагниченности в гранитах и серых гнейсах соответственно, кружки — низкотемпературная. Сплошная линия — пересечение плоскости круга с нижней полусферой, штриховая — с верхней.

векторы этой компоненты образуют группы обратной полярности (рис. 6, а). Намагниченность тела гранитов и кислых даек, секущих деформированные толщи АКО, содержит одну или две компоненты намагниченности. Все компоненты распределены хаотически.

Во всех исследованных породах гранитного массива Хан-Богд и его обрамления естественная остаточная намагниченность включает одну или две компоненты (см. рис. 2). Однокомпонентная намагниченность сохраняется от 20 до 640—660 °С. Низкотемпературные компоненты выделяются в интервале блокирующих температур от 20 до 430 °С. Некоторые из них с большим разбросом группируются около направления СП, другие распределены хаотически. Высокотемпературная компонента сохраняется до 620—660 °С. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности и однокомпонентной намагниченности близки и образуют на сфере относительно отчетливые группы обратной полярности в двух блоках бимодальных толщ обрамления массива Хан-Богд (см. рис. 6, в, табл. 1, БМ1, БМ2), в контактовых роговиках (см. рис. 6, б, табл. 1, роговики 1, роговики 2) и мелкокристаллических гранитах на контакте с роговиками (см. рис. 6, б, табл. 1). В образцах, удаленных от контактовой зоны гранитов, все компоненты намагниченности распределены хаотически.

Районы Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня. Внутриплитные магматические комплексы с возрастом 60 млн лет (районы недалеко от хр. Гурбан-Сайхан, см. рис. 1, з, т. 3). В основном в образцах выделяется одна, редко две компоненты намагниченности (см. рис. 2). Низкотемпературная компонента присутствует от 20 до 500 °С, высокотемпературная — сохраняется до 660 °С. Направления низкотемпературной компоненты на сфере распределены с большим разбросом, векторы высокотемпературной компоненты пород около хр. Арц-Богд и в одном из блоков около хр. Гурбан-Сайхан образуют группу прямой полярности (рис. 7, а), во втором блоке — распределены хаотически.

Внутриплитные магматические комплексы с возрастом 110 млн лет (хр. Арц-Богдо). Естественная намагниченность включает одну или редко две компоненты (см. рис. 2). Низкотемпературные компоненты выделяются в интервале блокирующих температур от

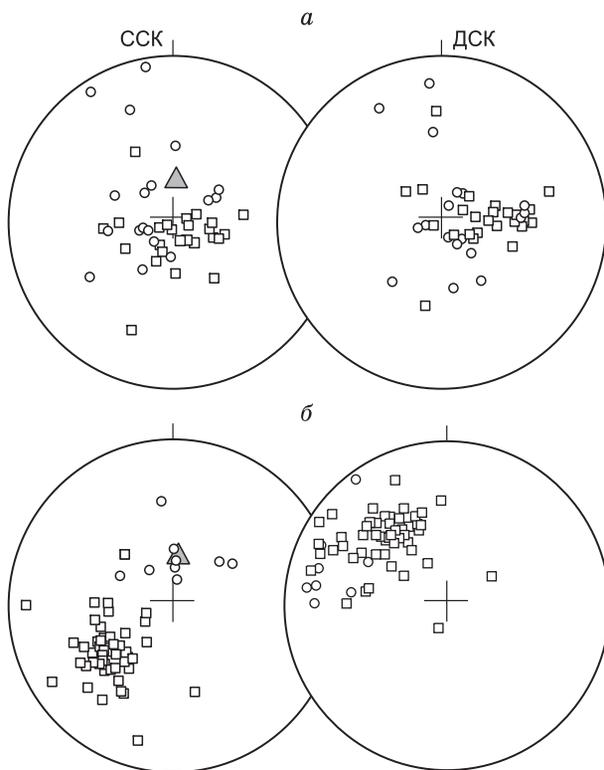


Рис. 5. Распределение компонент намагниченности пород в районе сомона Номгон.

а — вулканогенно-осадочная толща АКО, б — раннекарбонатная осадочная толща. Разными значками обозначены направления высокотемпературных компонент намагниченности в разных блоках пород.

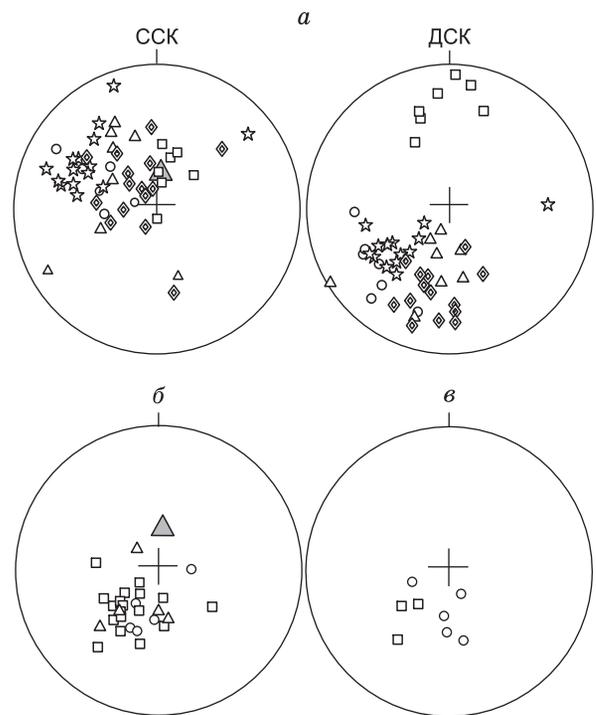


Рис. 6. Распределение высокотемпературных компонент намагниченности пород в районе сомона Хан-Богд.

а — вулканогенно-осадочная толща АКО, б — породы гранитного массива Хан-Богд, в — бимодальные толщи его обрамления. а — разными значками обозначены направления высокотемпературных компонент намагниченности в разных блоках пород толщ АКО; б — квадраты и треугольники — направления высокотемпературных компонент намагниченности двух блоков роговиков из провеса кровли гранитов, кружки — мелкозернистые граниты на контакте с роговиками; в — разными значками обозначены направления высокотемпературных компонент намагниченности в двух блоках пород бимодальных толщ обрамления гранитов Хан-Богд.

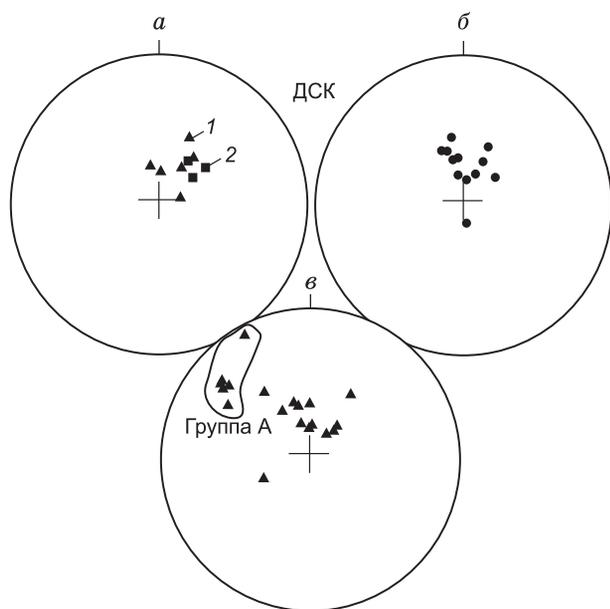


Рис. 7. Распределение высокотемпературных компонент намагниченности пород в меловых магматических комплексах.

а — хребты Арц-Богд (1) и Гурбан-Сайхан (2) (60 млн лет); *б* — хр. Арц-Богд (110 млн лет); *в* — хр. Аргалинту (130 млн лет).

20 до 430 °С и распределены хаотически даже в пределах одного образца. Высокотемпературные компоненты сохраняются до 640 °С и формируют отчетливые группы как в пределах отдельных экстрюзий (за исключением одной), лавовых потоков базанитов и одном сайте осадков, так и по всем опробованным телам (см. рис. 7, *б*). Одна экстрюзия базанитов и один сайт осадков были отбракованы из-за большого разброса направлений намагниченности.

Внутриплитные магматические комплексы с возрастом 130 млн лет (хр. Аргалинту). Естественная остаточная намагниченность образцов включа-

ет одну или реже две компоненты намагниченности (см. рис. 2). Низкотемпературные компоненты выделяются от 20 до 400 °С и на стереограмме распределены хаотически, высокотемпературные — в спектре блокирующих температур магнетита до 576 °С. На стереопроекции они образуют группы прямой полярности (см. рис. 7, *в*).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Очевидно, что все компоненты СП во всех исследованных объектах являются вторичными послескладчатыми и были сформированы в результате кайнозойского перемагничивания пород ($N = 195$, $D_c = 359$, $I_c = 61$, $K_c = 10$, $\alpha_c = 3$; $D_d = 358$, $I_d = 60$, $K_d = 2$, $\alpha_d = 7$). Происхождение высокотемпературных компонент намагниченности различно.

В бассейне р. Улзийт-Гол высокотемпературные компоненты прямой полярности (см. табл. 1, А и Б) карбоновой красноцветной осадочной толщи послескладчатые. Направление Б близко к направлению СП и, вероятно, связано с кайнозойским перемагничиванием. Направление А резко отличается от СП и, по-видимому, было приобретено до направления Б.

Распределение средних направлений высокотемпературных компонент намагниченности пород позднепалеозойской (255 млн лет) бимодальной серии (см. табл. 1, ДШ) бассейна р. Дунд-Шумултай-Гол и близкого по возрасту Хангайского батолита и его обрамления показано на рис. 8, *а*, табл. 1. Очевидно, что породы обрамления Хангайского батолита, по крайней мере, в бассейне р. Байдраг-Гол полностью перемагничены магнитным полем обратной полярности. В этом районе направления высокотемпературных компонент намагниченности обратной полярности протерозойских (древнее 2500 млн лет) серых гнейсов (СГ) и прорывающих их гранитов (ГР) с резко отличным возрастом (1825 млн лет) совпадают (см. рис. 4, табл. 1). Направления высокотемпературных компонент обратной полярности пород бимодальной серии (ДШ) и блока Дж (см. рис. 8, *а*, табл. 1) Хангайского гранитного батолита статистически совпадают в ДСК и различаются в ССК. Но направление ДШ совпадает в ССК и с направлением явно вторичной компоненты намагниченности серых гнейсов и гранитов в обрамлении Хангайского батолита (см. рис. 8, *а*). Тем не менее мы считаем, что высокотемпературная компонента намагниченности ДШ может быть первичной, так как во всех образцах выделяется только одна компонента обратной полярности, и она характеризуется своеобразным спектром блокирующих температур (в него попадает и магнетитовый, и гематитовый ряд до 660 °С), совпадающим со спектрами блокирующих температур пород других позднепалеозойских бимодальных рифтогенных серий Монголии, доскладчатость и первичность которых доказана в работе [Коваленко, Чернов, 2008]. Однако нельзя исключать вариант, что компонента ДШ — вторичная и была сформирована при внедрении Хангайского батолита.

Средние направления высокотемпературной компоненты намагниченности обратной полярности блоков толщи АКО в районе сомона Номгон не равны в ССК и несколько ближе в ДСК (см. рис. 8, *б*, табл. 1). Скорее всего, это вторичная послескладчатая компонента, рассчитанные по ней палеошироты формирования толщ резко не согласуются с палеоширотами, вычисленными по другим близким по возрасту объектам Монголии [Коваленко, Чернов, 2008]. По-видимому, толщи АКО в этом районе были деформированы в виде моноклинали, полностью перемагничены в период обратной полярности магнит-

Рис. 8. Распределение средних направлений высокотемпературных компонент намагниченности пород с кругами доверия.

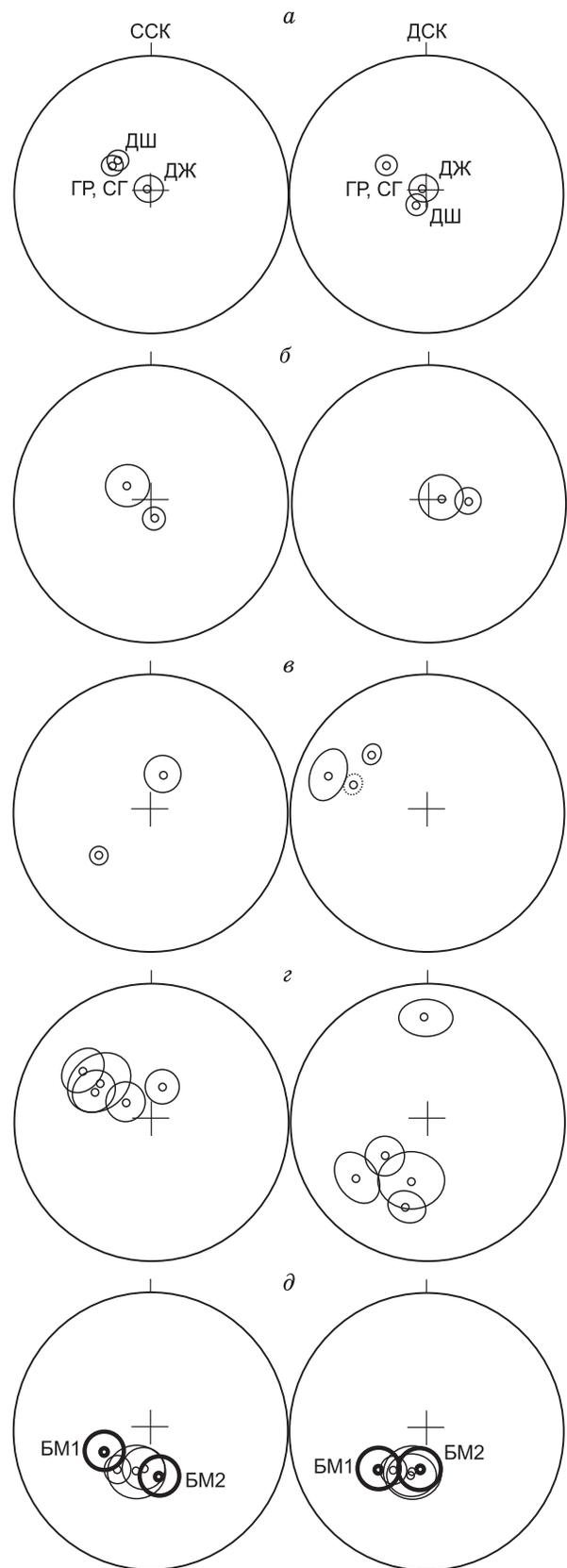
a — бимодальная вулканогенная толща в бассейне р. Дунд-Шумултай-Гол, граниты и толщи обрамления Хангайского батолита в бассейне р. Байдраг-Гол (250 млн лет); *б* — вулканогенно-осадочная толща АКО в районе сомона Номгон (330 млн лет); *в* — осадочная толща в районе сомона Номгон (ранний карбон); *г* — вулканогенно-осадочная толща АКО в районе сомона Хан-Богд (330 млн лет); *д* — гранитный массив Хан-Богд (тонкие линии) и бимодальные магматические толщи его обрамления, для которых известны элементы залегания (жирные линии).

ного поля Земли, а затем вновь незначительно деформированы.

Средние направления, рассчитанные по векторам высокотемпературной компоненты намагниченности раннекарбонových осадков **севернее сомона Номгон**, приведены в табл. 1 и на рис. 8, *в*. Они резко отличаются в ССК и значительно ближе, но тоже не совпадают в ДСК. В ССК направления намагниченности блоков резко различаются как по склону, так и по наклону. В ДСК средние направления намагниченности блоков отличаются по склону, но близки по наклону, хотя и они незначительно разнятся. Статистическое сравнение наклонов показало, что они не равны в ДСК (см. табл. 1, рис. 8, *в*). Различие наклонов намагниченности блоков пород осадочной толщи, возможно, связано с незначительным вращением блоков пород в плоскости слоев. Статистическое несовпадение наклонов может быть связано с незначительным подмагничиванием пород после или во время их деформаций или разной компетенцией сравниваемых направлений (одно из них рассчитано по 8 векторам, а другое — по 50). Возможно, что высокотемпературная компонента намагниченности осадков — синскладчатая. Максимальная кучность (115) наблюдается при 70 % распрямления складки и значительно отличается от кучностей при 0 (кучность 3, 4) и 100 % (кучность 18) распрямления складки. Тест на синскладчатость проведен для средних направлений высокотемпературной намагниченности, рассчитанной для двух блоков толщи (см. табл. 1, блоки 48—57, 64—168). Направления синскладчатой компоненты намагниченности — $D = 299, I = -47$.

Средние направления высокотемпературной компоненты намагниченности обратной полярности толщи АКО, обнажающейся **севернее сомона Хан-Богд**, резко отличаются в блоках с разными элементами залегания в ДСК и незначительно в ССК. Повидимому, высокотемпературная компонента была приобретена после деформаций толщи АКО (см. табл. 1, рис. 8, *г*).

Высокотемпературные компоненты обратной полярности роговиков и мелкозернистых гранитов в контактовой зоне **гранитного массива Хан-Богд** и пород бимодальных толщ в его обрамлении близки в ДСК и незначительно отличаются в ССК (см. рис. 8, *д*). Возможно, они первичны, так как компоненты выделяются в разных типах пород — закалочных мелкозернистых гранитах и обожженных роговиках



(тест обжига); в магнетитовом и гематитовом (бимодальные серии) интервале блокирующих температур; нет признаков перемагничивания пород по полю обратной полярности, во всех образцах выделяется только одна компонента обратной полярности; палеоширота, рассчитанная по этой компоненте, увязывается с палеоширотами, рассчитанными по бимодальным толщам других районов Монголии [Коваленко, Чернов, 2008].

Сделать надежные выводы о времени формирования однокомпонентной намагниченности мезозойских и кайнозойских пород **Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня** не представляется возможным, так как все породы практически недеформированы и характеризуются намагниченностью одной (прямой) полярности.

ОБСУЖДЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Породы всех исследованных в данной статье и в работе [Коваленко, Чернов, 2008] палеозойских геологических комплексов Монголии характеризуются многокомпонентным составом намагниченности.

Практически все вторичные компоненты намагниченности прямой полярности были сформированы после главных этапов деформаций пород, по-видимому, в кайнозое. Направление послескладчатой компоненты прямой полярности А, выделенное в толще карбоновых красноцветов в бассейне р. Улзийт-Гол, вероятно, было сформировано между различными этапами деформаций пород Хангайского прогиба. После ранних этапов породы были деформированы и перемагничены по направлению кайнозойского поля Земли, а затем в виде единого блока были наклонены на север под углом 70—80° и снова перемагничены (сформировалась послескладчатая компонента Б).

Высокотемпературные компоненты намагниченности толщ АКО в районе сомона Номгон и севернее сомона Хан-Богд полностью перемагничены после их деформаций. Их направления близки в ССК, а для высокотемпературной компоненты намагниченности толщ в районе сомона Хан-Богд выполняется отрицательный тест складки. Сделанный вывод можно использовать для приблизительной оценки времени деформаций толщ АКО. Очевидно, деформации произошли до перемагничивания пород, и верхним возрастным ограничением времени деформаций является время образования послескладчатой высокотемпературной компоненты намагниченности. Так как все высокотемпературные компоненты сформировались исключительно в период обратной полярности магнитного поля Земли, возможно, что перемагничивание пород АКО произошло в позднем карбоне—перми (гиперхрон Киама) [Opdyke, Channell, 1996].

Вторичные высокотемпературные компоненты намагниченности обратной полярности также выделены в геологическом обрамлении Хангайского батолита (бассейн р. Байдраг-Гол), в толщах АКО хр. Аргалинту [Коваленко, Чернов, 2008], в риолитах венда (Левашова Н.М., устное сообщение) и кембрия [Evans et al., 1996]. Скорее всего, перемагничивание пород в период магнитного поля Земли обратной полярности (вероятно, позднекарбон—пермский суперхрон [Opdyke, Channell, 1996]) было широко проявлено и носило региональный характер. По крайней мере, авторы работы [Коваленко, Чернов, 2008] показали, что в хр. Аргалинту формирование вторичных компонент намагниченности обратной полярности толщ АКО связано с внедрением пермских бимодальных магматических расплавов.

Для предварительного определения широтного перемещения монгольской части Евразии в позднем палеозое, мезозое и кайнозое ниже нами будут использоваться направления высокотемпературной намагниченности, опубликованные в печати и полученные в данной работе, для которых выполнен компонентный анализ и которые гипотетически с разной степенью надежности могут быть рассмотрены как первичные (табл. 2). Ниже дана краткая характеристика палеомагнитных определений.

В работе [Kravchinsky et al., 2002] приведены данные по сибирским кимберлитам и траппам, их возраст около 360 млн лет. Во всех объектах выделена высокотемпературная намагниченность обратной полярности. Близкое направление выделено в кембрийских песчаниках. Палеомагнитных тестов нет. В.А. Кравчинский с соавторами это направление рассматривают как первичное, но гипотезу о том, что исследованные породы полностью или частично перемагничены в период позднекарбон—пермского суперхрона исключить нельзя.

В данной работе приведена высокотемпературная компонента намагниченности обратной полярности в раннекарбоновых осадочных породах (севернее сомона Номгон). Тест складки показывает, что намагниченность может быть доскладчатой, но также нельзя исключать, что она — синскладчатая или породы частично перемагничены в период позднекарбон—пермского суперхрона.

В породах АКО (330 млн лет) в районе хр. Аргалинту (Монголия) [Коваленко, Чернов, 2008] выделена высокотемпературная компонента прямой полярности. Надежно установлено время формирования компоненты — она образовалась до позднекарбон—пермского суперхрона, так как менее высокотемпературные компоненты обратной полярности, связанные с перемагничиванием пород АКО в период суперхрона (Б-ако, по [Коваленко, Чернов, 2008]), также присутствуют в естественной остаточной намаг-

Т а б л и ц а 2.

Палеомагнитные данные, использованные для расчета широтного положения Монголии в позднем палеозое, мезозое и кайнозое

Объект	Возраст, млн лет	Координаты палеомагнитного полюса			Палеоширота для Монголии (минимальная — средняя — максимальная), град	Палеомагнитный тест	Источник
		широта, град	долгота, град	α_{95}			
Кимберлиты и траппы Сибирской платформы	360	11.1	149.7	8.9	32—39—47	Нет	[Kravchinsky et al., 2002]
Осадочные породы севернее сомона Номгон, Монголия	Ранний карбон	–10.0	150.0	4.9	18—21—25	F	[Настоящая работа]
Вулканогенно-осадочные толщи АКО, Монголия	330	–2	61	7.5	23—30—36	См. текст	[Коваленко, Чернов, 2008]
Бимодальные толщи Монголии	316	32.2	154.5	7.8	40—47—54	F	»
»	275	71	95	8.7	51—58—67	»	»
Граниты Хан-Богд, Монголия	290	71	188	7.8	38—44—52	C	[Настоящая работа]
Дайки Прибайкалья	275	50.5	121.4	16.9	62—78—90	Нет	[Pisarevsky et al., 2006]
Траппы Сибирской платформы	250	56	151.7	3.8	55—59—62	R	[Веселовский и др., 2003]
Траппы Кузнецкого прогиба	250	60	172.7	4	45—48—52	F, C	[Казанский и др., 2005]
Бимодальные толщи Монголии	250	55	131.3	11	60—70—82	Нет	[Настоящая работа]
Базальты Забайкалья	150—160	63.6	166.8	8.5	44—51—60	F, C	[Metelkin et al., 2007]
Вулканогенно-осадочные толщи Забайкалья	136—102	72.3	186.4	6	39—45—50	F, R	[Метелкин и др., 2004]
Вулканогенно-осадочные толщи Монголии	125—95	80.8	158.4	2.5	48—50—53	»	[van Hinsbergen et al., 2008]
Вулканогенные толщи Монголии	40	72	202.6	7.3	34—40—46	R	[Hakard et al., 2007]
»	30	81.9	275.6	4.1	34—37—41	»	»
»	20	69.8	186.5	9.3	37—44—54	»	»
»	10	71.6	178	16.3	34—47—64	»	»

П р и м е ч а н и е . Палеомагнитные тесты: F — складки, R — обращения, C — обжига.

ниченности исследованных образцов. Тем не менее первичность этой компоненты гипотетична, она резко различается по склонению от доскладчатой намагниченности бимодальных толщ, залегающих на толщах АКО без видимого несогласия [Ярмолюк, 1983; Козловский, 2006].

В позднекарбон—пермских (316 и 275 млн лет) бимодальных толщах Монголии была выделена доскладчатая намагниченность обратной полярности, по-видимому, близкая к первичной [Коваленко, Чернов, 2008].

В породах гранитного массива Хан-Богд и его обрамления (290 млн лет, данная работа) выделена высокотемпературная намагниченность обратной полярности. Выполняется тест обжига. Возможно, она близка к первичной.

В работе [Pisarevsky et al., 2006] приведено направление высокотемпературной намагниченности для 5 даек, возраст которых 275 млн лет. Авторы интерпретируют его как первичное, но направление не может рассматриваться как надежное из-за малого количества даек и невозможности определить их элементы залегания во время внедрения. Дайки находятся в активном районе (побережье оз. Байкал), поэтому элементы залегания даек вполне могли быть изменены в результате деформаций пород.

Для пород, сформированных 250 млн лет назад, имеется несколько палеомагнитных определений.

Р.В. Веселовский с соавторами [2003] указали направление высокотемпературной намагниченности для сибирских траппов. Для пород выполняется тест обращения, в связи с этим намагниченность интерпретируется как первичная.

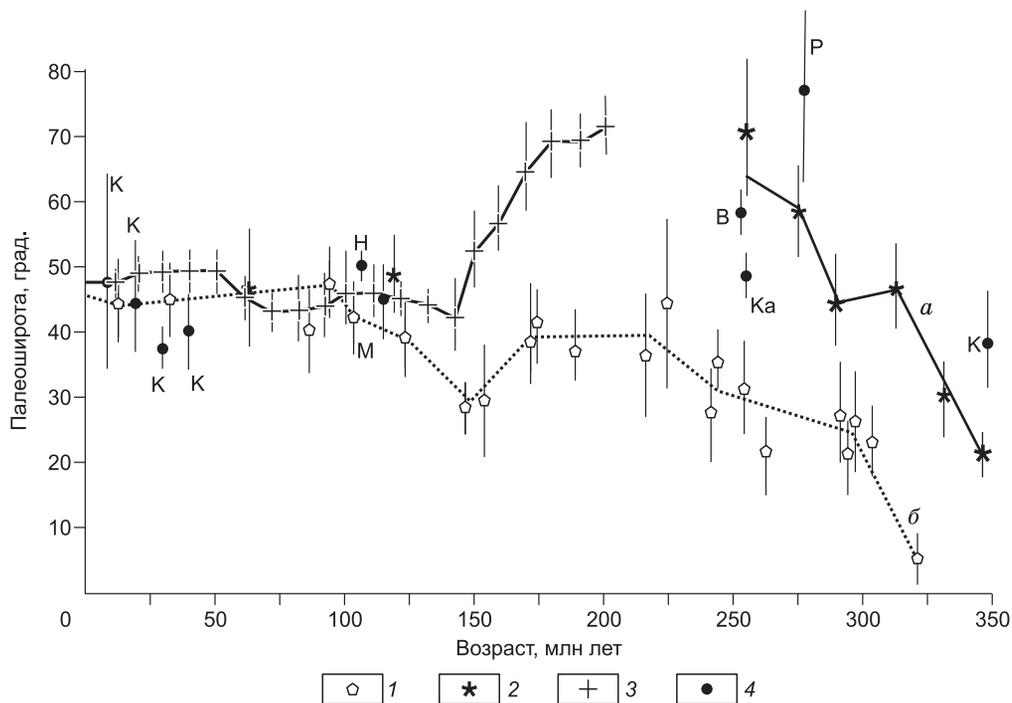


Рис. 9. Палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные для центральной части Монголии из палеозойских, мезозойских и кайнозойских палеомагнитных полюсов для Евразии (а) и Северо-Китайского блока (б).

1—4 — палеомагнитные полюсы: 1 — для Северо-Китайского блока [Zhao et al., 1990; Enkin et al., 1992; Gilder, Cortillot, 1997; Huang et al., 2001]; 2 — рассчитанные в данной работе и из [Коваленко, Чернов, 2008]; 3 — для Евразии [Besse, Courtillot, 2002]; 4 — взятые из работ [Kravchinsky et al., 2002] (на графике К), [Веселовский и др., 2003] (В), [Метелкин и др., 2004] (М), [Казанский и др., 2005] (Ka), [Pisarevsky et al., 2006] (P); [van Hinsbergen et al., 2008] (H).

А.Ю. Казанский с коллегами [2005] выделил высокотемпературную намагниченность обратной полярности для траппов Кузнецкого прогиба. Выполняется тест складки и обжига. Направление интерпретируется авторами как первичное.

Надежного палеомагнитного обоснования времени формирования высокотемпературной компоненты намагниченности бимодальной толщи бассейна р. Дунд-Шумултай-Гол нет.

В работе [Metelkin et al., 2007] выделено первичное, подтвержденное тестами складки, обжига и конгломератов, направление намагниченности для юрских базальтовых толщ Забайкалья.

Авторы статей [Метелкин и др., 2004; van Hinsbergen et al., 2008] привели палеомагнитные данные для раннемеловых пород Забайкалья (136—102 млн лет) [Метелкин и др., 2004] и Монголии (125—95 млн лет) [van Hinsbergen et al., 2008]. Для высокотемпературных компонент намагниченности пород выполняется тест складки и обращения.

Первичность высокотемпературных компонент намагниченности мезозойских (110 млн лет) и кайнозойских (60 млн лет) пород Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня, рассчитанных в настоящей работе и в [Коваленко и др., 1997], не обоснована палеомагнитными тестами, но направления высокотемпературных компонент полностью увязываются с данными [van Hinsbergen et al., 2008].

Ф. Хакард с соавторами [Nakard et al., 2007] рассчитали палеомагнитные полюсы для кайнозойских пород Монголии и Сибири. Первичность направлений намагниченности обосновывается тестом обращения.

По наиболее надежным, по нашему мнению, данным была построена кривая широтного перемещения центральной части Монголии, показанная на рис. 9. Видно, что в течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя геологические комплексы Монголии располагались значительно севернее Северо-Китайского блока. В палеозое Монголия, так же как и Сибирь, перемещалась с юга на север, с конца триаса до конца юры — с севера на юг, в мелу и кайнозое — практически не перемещалась по широте. По крайней мере, с конца перми (250—275 млн лет) палеошироты формирования бимодальных рифтогенных магматических комплексов Монголии [Коваленко, Чернов, 2008] статистически не отличаются от палеоширот Сибирского кратона. Так как позднепермские и более древние рифтогенные толщи (290 и

316 млн лет), а также толщи АКО (330 млн лет) связаны структурно и генетически [Ярмолюк, Коваленко, 1991; Козловский, 2006], то для расчета кривой миграции палеомагнитного полюса Сибири можно использовать и палеомагнитные определения для этих толщ. Палеошироты формирования раннекарбонных осадков Монголии значительно отличаются от палеоширот Сибири, рассчитанных из палеомагнитного полюса для 360 млн лет [Kravchinsky et al., 2002]. Возможно, это связано с подмагничиванием пород в период позднекарбон—пермского суперхрона обратной полярности. Может быть, осадочные толщи Монголии были образованы на удалении от окраины Сибири в пределах бассейна, разделяющего Сибирь и Северо-Китайский блок, а затем тектонически совмещены с Сибирью. Большинство палеомагнитных данных по Евразии, Монголии и Северо-Китайского блока для мела и кайнозоя показывают, что в это время все эти районы были частями единого материка. Исключение представляют палеошироты, рассчитанные в работе [Nakard et al., 2007], для пород Монголии и Сибири с возрастом 40 и 30 млн лет. Вероятно, в этих данных присутствует какая-то систематическая погрешность, занижающая наклонения намагниченности. Если рассматривать эти палеошироты как реальные, то необходимо предполагать, что исследованные блоки Монголии и Сибири были не только южнее окраины Евразии, но и Северо-Китайского блока.

Итак, отметим, что в данной статье и работах [Коваленко и др., 1997; Nakard et al., 2007, Коваленко, Чернов, 2008; van Hinsbergen et al., 2008] опубликованы палеомагнитные данные практически по всем надежно датированным позднепалеозойским и мезозойским комплексам пород Монголии, но результаты имеют разную степень палеомагнитной надежности. К сожалению, пока подтвердить или опровергнуть недостаточно обоснованные палеомагнитные данные невозможно из-за отсутствия одновозрастных хорошо датированных объектов, которые могли бы быть дополнительно изучены палеомагнитным методом. Требуется дальнейшие исследования возраста и палеомагнетизма пород.

ВЫВОДЫ

Изученные породы Монголии испытали два этапа перемагничивания — в позднем палеозое и кайнозое.

Практически все вторичные компоненты намагниченности прямой полярности были сформированы после главных этапов деформаций пород, по-видимому, в кайнозое.

Вторичные компоненты намагниченности обратной полярности, вероятно, были сформированы в период позднекарбон—пермского суперхрона обратной полярности при внедрении в них магм бимодального состава и гранитоидов. Толщи АКО в ряде районов Монголии были деформированы в складчатую структуру до этого этапа перемагничивания.

По наиболее надежным данным удалось восстановить следующую геодинамическую историю Монголии.

1. В течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя геологические комплексы Монголии располагались значительно севернее Северо-Китайского блока. В палеозое Монголия, так же как и Сибирь, перемещалась с юга на север. По крайней мере, с конца перми (275—250 млн лет) палеошироты формирования толщ Монголии статистически не отличаются от палеоширот Сибирского кратона.

2. По-видимому, в пределах Сибирского кратона образовались и более древние толщи (290, 316, 330 млн лет) Монголии, т.е. для расчета кривой миграции палеомагнитного полюса Сибири можно использовать и палеомагнитные определения для этих толщ.

3. Палеошироты формирования раннекарбонных осадков Монголии значительно отличаются от палеоширот Сибири. Возможно, это связано с подмагничиванием пород в период суперхрона обратной полярности, или осадочные толщи Монголии были сформированы на удалении от окраины Сибири.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-00859) и программы ОНЗ РАН № 16.

ЛИТЕРАТУРА

Веселовский Р.В., Галле И., Павлов В.Э. Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Физика Земли, 2003, № 10, с. 78—94.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм пермоториасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1107—1120.

Карга геологических формаций Монгольской Народной Республики, м-б 1:1 500 000 / Ред. А.Л. Яншин. М., ГУГК СССР, 1989.

Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли, 2008, № 5, с. 81—96.

- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Моссаковский А.А.** Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии) // Геотектоника, 1989, № 4, с. 3—20.
- Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В.** Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника, 1997, № 3, с. 66—73
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Саватенков В.М., Владыкин Н.В., Пономарчук В.А.** Геология, геохронология и геодинамика Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в Южной Монголии // Геотектоника, 2006, № 6, с. 52—72.
- Козловский А.М.** Позднепалеозойский рифтогенный бимодальный магматизм Южной Монголии: состав, источники и эволюция расплавов (на примере хребтов Ноен и Тост Гобийского Тянь-Шаня): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН, 2006, 29 с.
- Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х.** Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1404—1417.
- Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С.** Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (10), с. 1061—1073.
- Моссаковский А.А.** Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М., Наука, 1975, 316 с.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И.** Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника, 1992, № 5, с. 45—62.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г.** Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника, 1989, № 6, с. 13—27.
- Самойлов В.С., Аракелянц М.М.** Позднемезозойский магматизм Гобийского Алтая и его структурное положение // Геотектоника, 1989, № 3, с. 96—104.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П.** Палеомагнитология. Л., Недра, 1982, 312 с.
- Шипунов С.В.** Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли, 1995, № 4, с. 67—74.
- Ярмолюк В.В.** Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М., Наука, 1983, 197 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Олдоне М., Царева Г.Ф.** Петрология и геохимия базальт-трахириолит-комендитовых ассоциаций Северной Монголии // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1990, № 5, с. 2—23.
- Besse J., Courtillot V.** Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, B11, p. 6—31
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** Siberia, the wandering northern terrane and its changing geography through the Palaeozoic // Earth-Sci. Revs., 2007, № 82, p. 29—74.
- Enkin R.J., Yang Z., Chen Y., Courtillot V.** Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major block of China from the Permian to present // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, B10, p. 13953—13989.
- Evans D.A., Zhuravlev A.Y., Budney B.J., Rirsavink J.L.** Paleomagnetism of the Bayan Gol formation, western Mongolia // Geol. Mag., 1996, v. 133, Iss. 4, p. 487—496.
- Gilder S., Cortillot V.** Timing of the North-South China collision from new Middle to Late Mesozoic paleomagnetic data from the North China block // J. Geophys. Res., 1997, v. 102, p. 17713—17727.
- Hankard F., Cogne J.P., Kravchinsky V., Carporzen L., Bayasgalan A., Lkhagvadorj P.** New Tertiary paleomagnetic pole from Mongolia and Siberia at 40, 30, 20, and 13 Ma: clue on the inclination shallowing problem in central Asia // J. Geophys. Res., 2007, v. 112, B02101, doi: 10.1029/2006JB004488.
- van Hinsbergen D., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J.** No vertical axis rotation during Neogene transgressional orogeny in the NE Gobi Altai: coinciding Mongolian and Eurasian Early Cretaceous apparent polar paths // Geophys. J. Int., 2008, № 173, p. 105—126.
- Huang B., Otofujii Y., Zhu R., Shi R., Wang Y.** Paleomagnetism of carboniferous sediments in the Hexi corridor: its origin and tectonic implications // Earth Planet. Sci. Lett., 2001, v. 194, p. 135—149.
- Kirschvink J.L.** The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, v. 62, p. 699—718.

Kozakov I.K., Kotov A.V., Kovach V.P., Sal'nikova E.V. Crustal growth in the geologic evolution of the Baidaric block, Central Mongolia: evidence from Sm-Nd isotopic systematic // *Petrology*, 1997, v. 5, № 3, p. 201—207.

Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Palaeomagnetism of the East Siberian traps and kimberlites: two new pole and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 1—33.

McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1981, v. 67, p. 53—58.

Opdyke N.D., Channell J.E.T. *Magnetic stratigraphy*. San Diego, London, Boston, New York, Sydney, Tokyo, Toronto, Academ. Press, 1996, 256 p.

Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.A., De Waele B., Mazukabzov A.M. Paleomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian paleomagnetic pole from the Siberian craton // *Geophys. J. Int.*, 2006, doi: 101111/j.1365-246X.2006.03160.x

Pruner P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous — preliminary data // *Tectonophysics*, 1987, № ½, p. 155—167.

Pruner P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia from the Carboniferous to the Cretaceous — final report // *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1992, v. 70, p. 169—177.

Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Paleozoic palaeomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // *Earth-Sci. Revs.*, 1998, v. 43, p. 1—24.

Tectonic, magmatism, and metallogeny of Mongolia. London, New York, Routledge, Taylor & Francis Group, 2001, 288 p.

Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*, 1990, v. 181, p. 43—81.

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in palaeomagnetism* / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer. Amsterdam, Elsevier Publ., 1967, p. 254—286.

*Рекомендована к печати 21 мая 2009 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию
22 декабря 2008 г.*