

## ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО МОНГОЛО-ОХОТСКОМУ ПОЯСУ

М. И. Кузьмин, В. А. Кравчинский\*

*Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, Фаворского, 1а, Россия*

\* *Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 664007, Иркутск, Декабрьских событий, 29, Россия*

Рассматриваются результаты палеомагнитных исследований верхнепалеозойских—мезозойских геологических комплексов Монголо-Охотского пояса (Западное и Восточное Забайкалье). Приведены новые палеомагнитные полюсы, которые сравниваются с полюсами Сибири и Северного Китая. Координаты палеомагнитных полюсов, полученных в пределах сутуры: Чиронский прогиб (средний карбон) — широта  $\Phi = 59^\circ$ , долгота  $\Lambda = 304^\circ$ , полуоси эллипсов доверия для вероятности 95 %  $dp = 5,5^\circ$ ,  $dm = 9,3^\circ$ , количество векторов, участвующих в статистике  $N = 31$ ; ранняя пермь —  $\Phi = -2^\circ$ ,  $\Lambda = 141^\circ$ ,  $dp = 8,5^\circ$ ,  $dm = 12,8^\circ$ ,  $N = 13$ ; Борзинский район (поздняя пермь) —  $\Phi = -28^\circ$ ,  $\Lambda = 146^\circ$ ,  $dp = 6,0^\circ$ ,  $dm = 11,9^\circ$ ,  $N = 19$ ; Ундино-Даинский прогиб (поздняя юра) —  $\Phi = 77^\circ$ ,  $\Lambda = 17^\circ$ ,  $dp = 7,8^\circ$ ,  $dm = 9,7^\circ$ ,  $N = 26$ . Координаты палеомагнитных полюсов, полученных в пределах Сибирского континента: Хилокский район (поздняя пермь) —  $\Phi = 66^\circ$ ,  $\Lambda = 164^\circ$ ,  $dp = 8,4^\circ$ ,  $dm = 9,4^\circ$ ,  $N = 24$ ; Могзонский прогиб (поздняя юра) —  $\Phi = 71^\circ$ ,  $\Lambda = 153^\circ$ ,  $dp = 9,9^\circ$ ,  $dm = 10,8^\circ$ ,  $N = 26$ . На основании этих данных делается вывод о существовании между Сибирью и расположенным к югу от Монголо-Охотской сутуры микроконтинентом Амурия в позднем палеозое—мезозое широкого океанического пространства, закрытие которого в районе Восточного Забайкалья произошло в конце поздней юры.

*Палеомагнетизм, палеомагнитные полюсы, палеодинамические реконструкции, сutura, линеамент.*

Палеогеодинамические реконструкции, выполненные на плитотектонической основе, позволяют восстановить прежние границы литосферных плит, т. е. активные зоны прошлого, положение на земной сфере континентов и отдельных континентальных блоков в различные геологические эпохи и т. д. [1, 2]. Для выполнения таких реконструкций необходимы палеомагнитные данные [3]. Однако, если палеомагнитные полюсы крупных континентальных масс (платформ) для различных интервалов геологического времени уже определены, то для малых континентальных блоков, террейнов такие данные появляются только в последнее время. В то же время отсутствие этих данных затрудняет понимание истории складчатого пояса, точнее истории океана, запечатленной в этом поясе.

Академик Н. Л. Добрецов постоянно подчеркивает необходимость палеомагнитных исследований и является инициатором проведения таких работ в Сибири по теме „Разработка палеомагнитных методов исследований террейнов как основы изучения геодинамической эволюции складчатых областей“. В настоящем сообщении мы предлагаем первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу в кратком виде.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Монголо-Охотский складчатый пояс представляет собой узкую полосу складчатых структур, сформировавшихся в основном в триасе и юре, которые протягиваются вдоль юго-восточного края Сибирской платформы с запада на восток от Хангай-Хэнтейского нагорья Монголии, через Восточное Забайкалье и Верхнее Приамурье до Удского залива Охотского моря. Связывающей структурой пояса

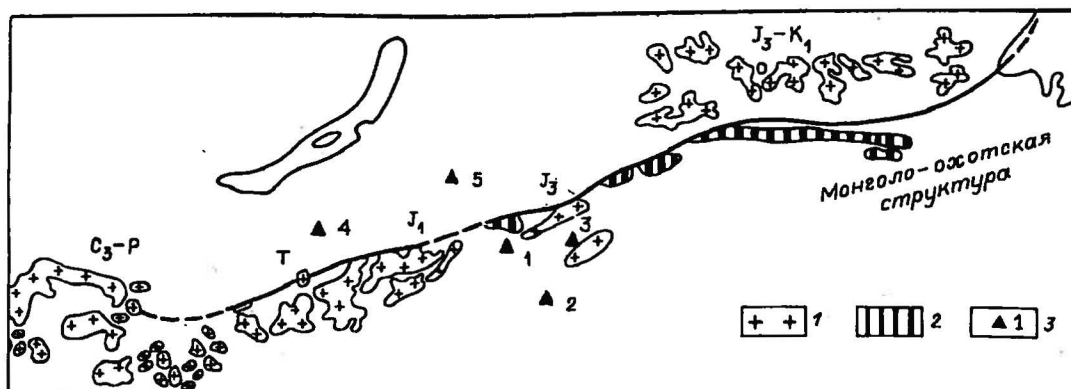


Рис. 1. Схема Монголо-Охотского пояса.

1 — интрузии гранитоидов известково-щелочного ряда; 2 — габбро-топилит-плаггиогранитные интрузии береинского и пиканского комплексов; 3 — места отбора проб для палеомагнитных исследований: 1 — Чиронское поле (харашибирская свита, средний карбон; жипхошинская свита, ранняя пермь); 2 — Борзенское поле (белектуйская свита, поздняя пермь); 3 — Ундино-Даинский прогиб (тергенская свита, поздняя юра); 4 — Хилокский район (алентуйская свита, поздняя пермь); 5 — Могзонский прогиб (бадинская свита, поздняя юра).

являются Монголо-Охотский линеамент, маркирующий зону столкновения Сибирского континента с серией микроконтинентов и террейнов, спаявшихся в позднем палеозое в микроконтинент Амурия. Вдоль линеамента, вернее сутурной зоны, протягивается полоса крупных гранитных батолитов известково-щелочного ряда, среди которых, по классификации Б. Чаппелла и А. Уайта [5], выделяются как S-, так и I-типы. Эти гранитоидные батолиты характеризуются закономерным омоложением с запада на восток (рис. 1), что уже давно отмечается рядом исследователей [6, 7]. К самой сутурной зоне приурочены гипербазиты, офиолиты и интрузии габбро-тоналитов и плаггиогранитов береинского и пиканского комплексов, сопоставимые с гранитоидами островодужных обстановок [4, 7, 8]. Имеющийся фактический материал позволил ряду исследователей реконструировать между Сибирью и расположенным к югу от нее микроконтинентом Монголо-Охотский океанический залив [9—11], который образовался в позднем палеозое—мезозое в связи со столкновением в районе Хангай-Хэнтэйского нагорья Сибири с Амурией [4]. Последовательное закрытие Монголо-Охотского океанического залива, продолжающееся с начала перми до мела и определило особенности строения пояса, возрастные соотношения слагающих его пород. На основании геологических фактов можно установить, что столкновение Амурии с Северо-Китайским континентом произошло раньше, в поздней перми, а океаническое пространство между этими континентальными массами, как показывали немногочисленные палеомагнитные данные по Северному Китаю и предварительные данные по Забайкалью, существовало [4, 12]. Эти выводы подтверждались палеоклиматическими данными, но для окончательного решения вопроса необходимо было получить палеомагнитные данные по геологическим комплексам пермско-юрского возраста для террейнов, расположенных к югу от Монголо-Охотского залива.

#### ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

На рис. 1 показаны места отбора образцов для палеомагнитных исследований. Три точки отбора располагаются к югу от Монголо-Охотского линеамента (1—3) и две — к северу (4, 5). В каждой из отмеченных точек была отобрана коллекция ориентированных образцов, по которым получено определение палеомагнитных направлений и полюсов.

Отбор ориентированных штуфов производился в стратиграфической системе координат, т. е. с замерами элементов залегания пород. Образцы подвергались терморазмагничиванию (рис. 2) и воздействию переменным магнитным полем различной амплитуды (до  $32 \cdot 10^3$  А/м) в палеомагнитных лабораториях Иркутска, Парижа и Питтсбурга. Нагрев и остывание выполнялись в немагнитной печи в тройных пермалловых экранах. Около 40 % образцов было подвергнуто терморазмагничиванию на установке ASC модель TD48, установленной в экранированной  $\mu$ -металлом комнате. Измерения остаточной намагниченности ( $I_n$ ) проводились на криогенном магнитометре CTF SQUID или рок-генераторе JR-4, измерения магнитной восприимчивости — на х-мосте KLY-2. Обработка данных выполнялась с использованием разработанной в палеомагнитной лаборатории

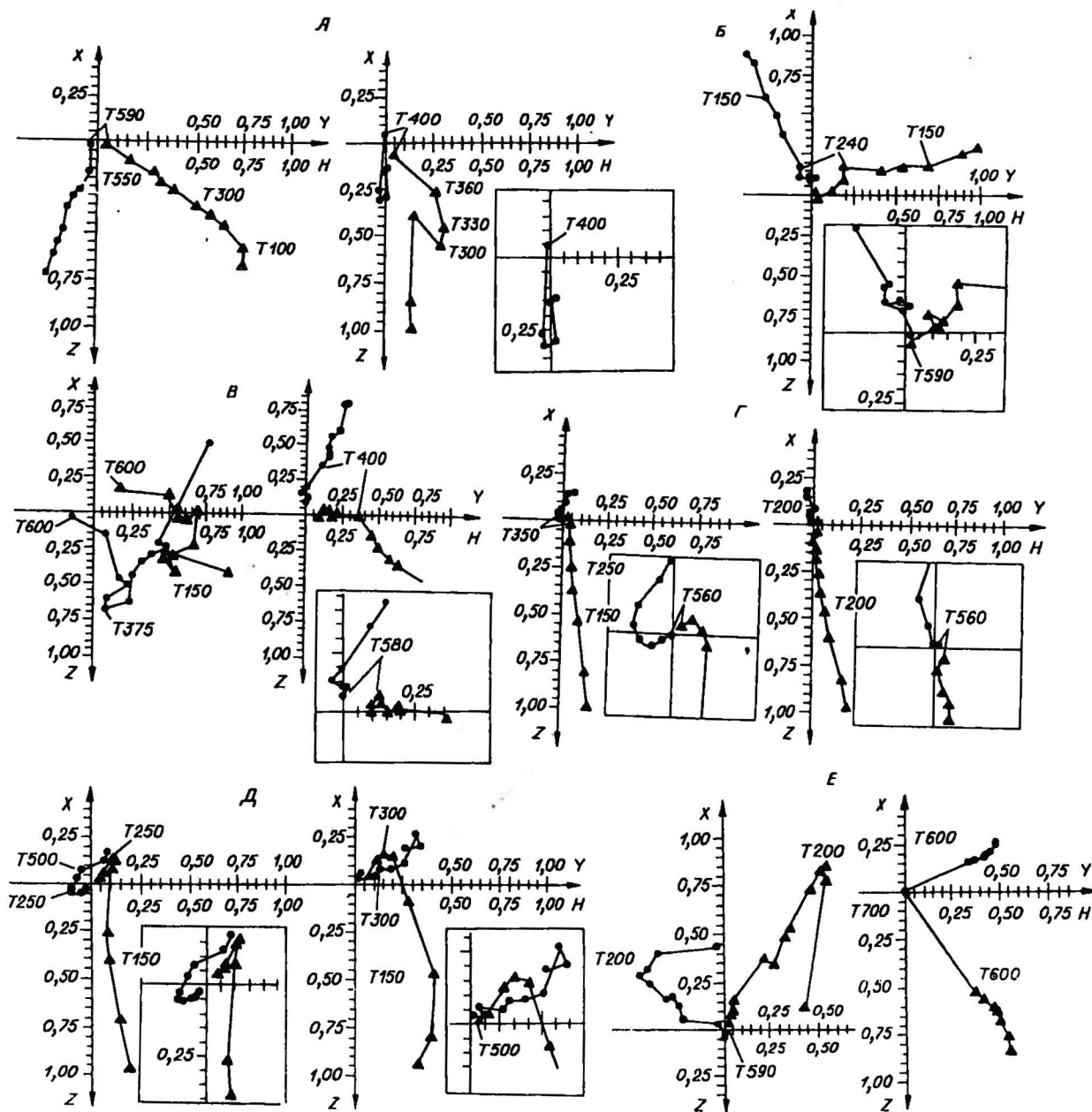


Рис. 2. Диаграммы Зийдервельда, иллюстрирующие результаты терморазмагничивания пород Монголо-Охотского пояса.

А — харашибирская свита, средний карбон; Б — жиглошинская свита, ранняя пермь; В — белектуйская свита, поздняя пермь; Г — тергенская свита, поздняя юра; Д — алентуйская свита, поздняя пермь; Е — бадинская свита, поздняя юра. Треугольники, кружки — проекции вектора остаточной намагниченности в процессе эксперимента по размагничиванию на вертикальную (ХОZ) и горизонтальную (ХОУ) плоскости соответственно. Масштаб графиков приведен в условных единицах. Около характерных точек подписана соответствующая температура в градусах Цельсия (например, T590). На врезках рядом с диаграммами отображено в увеличенном масштабе поведение векторов остаточной намагниченности вблизи начала координат.

ВостСибНИИГГиМСа (г. Иркутск) системой обработки палеомагнитных данных ОПАЛ на компьютере типа IBM [13, 14] и пакета программ [15].

Для идентификации минералов-носителей магнетизма проводились эксперименты по определению нормальной намагниченности насыщения. Кроме того, выполнены эксперименты в палеомагнитной лаборатории Казанского государственного университета по определению температур Кюри методом „магнитных весов“ [16].

Первый район отбора образцов на палеомагнитные исследования находится в пределах Чиронского прогиба, породы которого развиты на площади около 600 км<sup>2</sup> [17]. Здесь опробованы породы двух свит — харашибирской и жипхошинской (всего 210 ориентированных образцов).

Харашибирская свита (средний карбон) сложена переслаиванием конгломератов (в низах), гравелитов, полимиктовых и аркозовых песчаников. В верхах свиты появляются более мелкозернистые разности и отмечается переслаивание песчаников и алевролитов. Многочисленные остатки фауны (мшанки, брахиоподы) позволяют уверенно определить возраст свиты как средний карбон. Мощность свиты 575—1000 м.

Жипхошинская свита (ранняя пермь) имеет незначительное распространение в центральной и северной частях Чиронского прогиба. Она представлена лишь низами разреза [17]. Более высокие горизонты уничтожены эрозией или срезаны разломом, ограничивающим с запад-северо-запада площадь распространения верхнепалеозойских отложений. Почти на всей территории своего развития свита согласно залегает на породах шазагайтуйской свиты (средний—поздний карбон) и лишь в краевых частях прогиба, на северо-востоке, резко несогласно залегает на образованиях верхнего протерозоя. Свита представлена песчаниками и алевролитами с находками мшанок и брахиопод. В алевролитах присутствуют многочисленные мегаспоры и конкреции, сформировавшиеся вокруг ядер конулярий, пелеципод и гастропод. Мощность свиты 750 м.

Опробование харашибирской свиты проводилось на четырех участках с расстоянием до 3 км друг от друга. В коллекции представлены породы с различными элементами залегания, что связано с расположением их на различных крыльях крупной складки, разбитой на блоки. Проведенный анализ показал, что вектор естественной остаточной намагниченности имеет три компонента, отвечающие следующим температурным интервалам: 20—250, 100—350/450, 150—450/590 °С. Высокотемпературная компонента отвечает первичному направлению вектора остаточной намагниченности, что доказывается наличием прямой и обратной полярности в анализируемых образцах и тестом складки. Среднекарбонный палеомагнитный полюс, полученный по породам харашибирской свиты имеет параметры:  $\Phi = 59^\circ$ ,  $\Lambda = 304^\circ$ ,  $dp = 5,6^\circ$ ,  $dm = 9,3^\circ$ ,  $N = 31$ , где  $\Phi(\Lambda)$  — широта (долгота) полюса,  $dp(dm)$  — полуси эллипса доверия для вероятности 95 %,  $N$  — количество векторов (штуфов), участвующих в статистике.

По результатам лабораторных экспериментов с образцами жипхошинской свиты определено, что вектор  $I_n$  состоит из двух компонент — низкотемпературной (20—250 °С) и высокотемпературной (150—450/590 °С). Направления высокотемпературной компоненты пород жипхошинской свиты контрастно отличаются от направлений, полученных по породам харашибирской. Это объясняется тектоническим разворотом участка распространения жипхошинской свиты. Коренной выход свиты был опробован в моноклинально залегающей блоке, поэтому тест складки неприменим. Высокотемпературная компонента контрастно отличается от направления перемангничивания современным геомагнитным полем и выделяется как терморазмагничиванием, так и магнитной чисткой. Палеомагнитный полюс ( $\Phi = -2^\circ$ ,  $\Lambda = 141^\circ$ ,  $dp = 8,5^\circ$ ,  $dm = 12,8^\circ$ ,  $N = 13$ ) удовлетворительно согласуется с полюсом харашибирской свиты после смещения по эйлеровой широте с полюсом в точке отбора свиты.

Второй район отбора (поздняя пермь) находится в поле развития пермских отложений в Борзенском районе площадью около 1600 км<sup>2</sup> и является самым крупным в Восточном Забайкалье [18]. Значительная часть этой площади приходится на бассейн р. Борзя. Борзинское поле — это крупная синклиналь протяженностью около 80 км, с размахом крыльев до 20—25 км. Внутреннее строение местами осложнено складками второго порядка. Западное крыло синклинали частично перекрыто юрскими и более молодыми образованиями, а восточное — ограничено региональной зоной разломов.

Белектуйская свита начинается толщей (около 400 м) песчано-глинистых отложений, переходящих в разногалечные конгломераты. Выше разрез сложен мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, содержащими прослой алевролитов, туффитов, туфов и кремнистых пород. Эти породы сменяются толщей (400—480 м) темно-серых алевролитов, в нижней части перемежающихся с маломощными прослоями песчаников, туффитов и туфов. Верхняя часть свиты (450—500 м) представлена переслаиванием алевролитов, песчаников и туффитов. Для нее характерны альбитофиры и туфы. Остатки фауны из средней части разреза представлены видами казанского комплекса — *Athyris* (*Cleithyridina*) *pectinifera* Sow., *Aviculopecten* ex gr. *sublatratus* Keys., *Liebea septifera* King., *Z. Cf. hausmanni* Goldf., *Schizodus subobcurus* Lich., *Sch. netschajewi* Zich. [18].

Отбор проб проводился из протяженного обнажения (около 250 м) по левому борту р. Белектуй в 4 км выше дер. Белектуй. Породы в коренном выходе залегают моноклинально. Всего было изучено 140 ориентированных образцов. По результатам размагничиваний выделяются две компоненты вектора  $I_n$ . Низкотемпературная компонента снимается после ступенчатых нагревов до 250—300 °С

и составляет до 90 % общей величины вектора естественной остаточной намагниченности. Компонента по направлению совпадает с современным геомагнитным полем. Высокотемпературная компонента фиксируется в пределах 150—450/590 °С, что совместно с данными о нормальной намагниченности насыщения свидетельствует о том, что основным носителем намагниченности является магнетит. Тест складки неприменим для данного объекта — кучности в стратиграфической и географической системах координат сопоставимы. Доказательством первичности высокотемпературной компоненты является наличие в разрезе направлений противоположной полярности. Расчет палеомагнитного полюса проведен по палеомагнитному направлению в стратиграфической системе координат. Параметры полюса белектуйской свиты:  $\Phi = -28^\circ$ ,  $\Lambda = 146^\circ$ ,  $dp = 6,0^\circ$ ,  $dm = 11,9^\circ$ ,  $N = 19$ .

Тергенская свита (поздняя юра) была опробована в районе стратотипического разреза на правом берегу р. Унда напротив дер. Тергень Читинской области (третий район опробования) в пределах Ундино-Даинского прогиба. Свита подразделяется на две подсвиты [19]. Нижняя подсвита сложена переслаивающимися конгломератами и песчаниками с редкими прослоями алевролитов. В нижней и верхней частях подсвиты находятся пачки конгломератов мощностью 100—120 м. В основании подсвиты выделяется горизонт латитов и их лавобрекчий, а также туфобрекчий. Тергенская свита залегает на шадаронской серии (средняя—поздняя юра). Для нижней подсвиты установлены характерный комплекс насекомых, двустворок, конхострак, остракод, щитней, хвощей. Насекомые — жуки, тараканы, мекоптеры, поденки, комары, гигантские стрекозы, домики ручейников. Верхняя подсвита залегает согласно на нижней и характеризуется переслаиванием средне-, тонкозернистых песчаников и алевролитов, реже аргиллитов. В основании и верхней части разреза присутствуют горизонты кислых туфов, не выдержанные по простиранию. Ориентированные образцы (230 шт.) отобраны из моноклинали по правому бору р. Унда и представлены вулканитами и вулканогенно-осадочными типами пород.

По термомагнитным данным в образцах обнаружено две, иногда три компоненты вектора остаточной намагниченности. Причем направления высокотемпературной компоненты (150—550 °С) располагаются достаточно близко к направлениям так называемой среднетемпературной компоненты (250—530 °С), но круче по наклонениям. Тест складки неопределенный, но поскольку в разрезе имеются образцы прямой и обратной полярности, то предпочтение отдается стратиграфической системе координат. Угловое расстояние между средними направлениями противоположной полярности в стратиграфической системе  $179,4^\circ$ , овал доверия  $\alpha_{95} = 15,5^\circ$ , что соответствует гипотезе центрального осевого диполя Земли и служит доказательством первичности выделенного направления. Параметры полюса тергенской свиты:  $\Phi = 77^\circ$ ,  $\Lambda = 17^\circ$ ,  $dp = 7,8^\circ$ ,  $dm = 9,7^\circ$ ,  $N = 26$ .

Отложения алентуйской свиты поздней перми (четвертый район изучения) были опробованы в пределах Хилокского участка севернее Монголо-Охотского тектонического шва в бассейне р. Хилок по обоим бортам долины р. Алентуй [20]. Свита сложена субщелочными эффузивами, туфами с прослоями песчаников, конгломератов, алевролитов и занимает площадь около 10 км<sup>2</sup>. Данный комплекс прорван гранитоидами и совместно с последними перекрыт отложениями юры. Контакт с подстилающими породами тектонический. В породах обнаружена позднепермская флора [21]. На участке наблюдаются остатки наземной вулканической постройки центрального типа, которая разделена разрывными нарушениями на ряд блоков. Вследствие значительной эрозии сохранилась только корневая часть постройки, сложенная субвулканическими и жерловыми фациями с резко подчиненным количеством покровных фагий. Мощность свиты 400—2000 м. Отбор ориентированных образцов производился по всему разрезу левого борта р. Алентуй в двух километрах выше устья из разных типов пород: лавы и туфы андезитодацитов, прослой песчаников и алевролитов. При отборе осадочного комплекса пород фиксировались элементы залегания пластов, по полосчатым лавам — потоков. Объем коллекции — 256 образцов, из которых 192 — прослой песчаников и алевролитов, 64 — андезитодациты туфолавого комплекса.

По результатам терморазмагничивания образцов разных типов пород выделено две компоненты вектора естественной остаточной намагниченности. Низкотемпературная составляющая ориентирована по направлению современного геомагнитного поля. Направления высокотемпературной компоненты вектора  $I_n$  песчаников и андезитодацитов идентичны и обнаруживают увеличение конформности направлений после введения тектонической поправки: кучность увеличивается с 4,5 до 41,1. Отсутствие признаков метаморфизма в стратотипическом разрезе алентуйской свиты и совпадение направлений характеристической компоненты по разным типам пород служит еще одним аргументом в пользу первичной природы характеристической компоненты. Параметры полюса алентуйской свиты:  $\Phi = 66^\circ$ ,  $\Lambda = 164^\circ$ ,  $dp = 8,4^\circ$ ,  $dm = 9,4^\circ$ ,  $N = 24$ .

Бадинская свита поздней юры (пятый район опробования) широко развита в междуречье Хилка и Уды, в бассейне рек Зун-Неметей, Ямная, Убугутта и Ортинка. Породы бадинской свиты слагают

главным образом Могзонский прогиб, который представляет собой типично вулканокупольное сооружение, сформированное в результате многократных извержений вулканов центрального типа. Дифференцированное движение отдельных блоков участка обусловило развитие внутри прогиба серии более мелких вулканотектонических структур, в которых происходило накопление сложного комплекса вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований (В. Д. Лиханов, Н. А. Трущева, устное сообщение, 1991). По результатам палеонтолого-стратиграфических работ был установлен ряд местонахождений ископаемых насекомых, изучены опорные разрезы осадочно-туфогенной толщи [22]. Мощность свиты 900—1150 м. Ориентированные образцы (250 шт.) отбирались из верхов средней подсвиты в 50 км севернее пос. Могзон по пяти бульдозерным канавам. Разрез представлен переслаиванием белесых, зелено-белых, желто-белых туфов, туфоалевролитов, туфопесчаников. Наблюдаются довольно значительные вариации элементов залегания слоев, хотя в целом это моноклиналь: аз. падения 270—330°, угол падения 7—33°.

По результатам размагничиваний установлен поликомпонентный характер вектора  $I_n$  (20—250, 250—590, 150—690 °С). Направление низкотемпературной компоненты соответствует направлению переманичивания современным геомагнитным полем в районе работ. Высокотемпературная компонента — прямой и обратной полярности, тест складки для нее положительны. Носителями остаточной намагниченности являются как магнетит, так и гематит; направления  $I_n$  высокотемпературной компоненты обоих минералов совпадают. Параметры полюса бадинской свиты:  $\Phi = 71^\circ$ ,  $\Lambda = 153^\circ$ ,  $dp = 9,9^\circ$ ,  $dm = 10,8^\circ$ ,  $N = 26$ .

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В таблице приведены палеомагнитные полюсы для различных комплексов, развитых в пределах Монголо-Охотского пояса. Кроме того, в этой же таблице представлены данные по полюсам Сибирского континента (часть из них определена в ходе настоящих исследований, а часть — по литературным данным), а также по Северо-Китайскому континенту, полюсы для которого взяты из литературных источников.

По Сибирскому континенту приводятся обобщенные полюсы [3, 23, 24] и полюсы, полученные в ходе нашего исследования по Хилокскому и Могзонскому прогибам. Сразу же отметим, что юрские полюсы по [24] и полюс бадинской свиты совпадают, что может свидетельствовать о согласии наших данных с данными других исследователей. Особо следует отметить положение пермских полюсов по [3, 23] и алентуйской свиты (Хилокский район), которые (см. таблицу) расходятся. Однако, если полюс алентуйской свиты сместить по эйлеровой широте с полюсом в точке отбора свиты почти на 30° дуги большого круга, то он попадет в точку на траектории кажущейся миграции полюса, отвечающую пермскому полюсу по А. Н. Храмову [3, 23]. Это несоответствие, очевидно, связано с тем, что в случае алентуйской свиты мы имеем дело уже со складчатым обрамлением Сибирской платформы, которое в данном районе имеет блоковое строение. Хилокский блок несколько повернут относительно жесткого кратона, слагающего центральную часть Сибирского континента.

Харашибирская и жипхошинская свиты (см. таблицу) расположены в рамках Монголо-Охотского пояса, и их формирование происходило в пределах Монголо-Охотского океана. Хорошо видно, что палеомагнитные полюсы для этих свит отличаются от Северо-Китайских и Сибирских даже после смещения по эйлеровой широте. Таким образом, в это время существовало крупное океаническое пространство между Сибирью и Северным Китаем, в котором находился крупный микроконтинент Амурия. Судя по возрасту гранитоидов Хангайского нагорья Монголии, в это время, возможно, произошло торцовое столкновение Амурии с Сибирью и образовался Монголо-Охотский океанический залив [4]. Амурия отделена, судя по палеомагнитным данным, как от Северо-Китайского континента, так и от Сибирского.

Другая картина характерна для позднепермского возраста. Породы белектуйской свиты Борзеновского района, расположенного внутри Монголо-Охотского пояса, имеют палеомагнитный полюс, сопоставимый с Северо-Китайским после разворота по малому кругу вокруг места опробования свиты и значительно отличающийся от Сибирского. Судя по этим отличиям, ширина Монголо-Охотского океана в районе Восточного Забайкалья составляла около 3000 км. Эти данные полностью подтверждаются геологическими наблюдениями. Как известно, в поздней перми закрылась Саланкерская зона, отделяющая Амурию от Северного Китая, и прошедшая здесь складчатость свидетельствует о коллизии между этими континентальными массами [4].

В юрское время палеомагнитные полюсы, полученные для геологических комплексов в пределах Монголо-Охотского пояса (тергенская свита Ундино-Даинского прогиба), на Сибирском и Северо-Китайском континентах (см. таблицу), не имеют значимых статистических отличий. Это однозначно указывает, что в районе Забайкалья Монголо-Охотский океанический залив перестал существовать.

Выборка осредненных палеомагнитных полюсов по некоторым блокам Азии

Район	Возраст	Координаты точки отбора		Палеомагнитные направления				Параметры палеомагнитного полюса				Ссылка
		$\varphi$	$\lambda$	$I$	$D$	$k$	$\alpha_{95}$	$\Phi$	$\Lambda$	$A_{95}, dp/dm$	$N$	
<i>Монголо-Охотский пояс</i>												
Чиронский прогиб	$C_2$	51,5	115,0	38	355	10,1	7,9	59	304	5,6/9,3	31	Данное исследование
	$P_1$	51,5	115,0	51	149	17,8	9,2	-2	141	8,5/12,8	13	*
Борзенский район	$P_2$	50,5	117,0	-16	334	7,8	11,5	-28	146	6,0/11,9	19	*
Ундино-Даинский прогиб	$J_3$	51,5	117,5	65	341	21,1	6,0	77	17	7,8/9,7	26	*
<i>Сибирский континент</i>												
Хилокский район	$C_{2-3}$							30	150	14	4	[3]
	$P$							45	141	10	13	*
	$P_2$	51,0	108,5	-73	219	29,5	5,9	66	164	8,4/9,4	24	Данное исследование
Могзонский прогиб	$J_3$							70	158	6,6	7	[24]
	$J_3$	51,8	112,0	-76	208	21,8	5,9	71	153	9,9/10,8	26	Данное исследование
<i>Внутренняя Монголия</i>												
*	$C_3$							33	338	4,4	29	[25]
	$P_2$							53	342	6,4	12	*
	$J_3$							69	232	9,5	4	*
<i>Внешняя Монголия</i>												
*	$C_3$							38	320	10,4	3	[26]
	$P_1$							45	335	11,6	4	*
<i>Северо-Китайский континент</i>												
*	$C_3$							30	12	6,1	3	[27]
	$P_2$							47	354	7,3	6	[28]
	$J_3$							72	215	9,5	4	*

Примечание.  $\varphi(\lambda)$  — широта (долгота) точки отбора палеомагнитных проб (градусы);  $I(D)$  — наклонение (склонение) среднего направления первичной намагниченности;  $k$  — кучность;  $\alpha_{95}$  — полюсь эллипса доверия среднего палеомагнитного направления (градусы);  $\Phi(\Lambda)$  — широта (долгота) палеомагнитного полюса (градусы);  $A_{95}$  — овал доверия для вероятности 95 % (градусы);  $dp/dm$  — полюсы эллипсов доверия для вероятности 95 % (градусы);  $N$  — количество полюсов (для данного исследования штудфов), используемых в статистике.

С этого времени данная территория развивалась как внутриконтинентальная, и проявленный здесь позднеюрский гранитоидный и базальтоидный магматизм следует рассматривать как внутриплитовый. Для того чтобы оценить размеры Монголо-Охотского океанического залива восточнее исследованных районов Забайкалья, необходимы дополнительные исследования.

## ВЫВОДЫ

1. Впервые определены палеомагнитные полюсы ряда карбоновых, пермских и юрских комплексов в Восточном Забайкалье, расположенных в пределах Монголо-Охотского пояса.

2. Палеомагнитные данные указывают на существование океанического пространства между Сибирью и южными террейнами, составляющими микроконтинент Амурию в позднем палеозое — раннем мезозое, которое закрылось только в поздней юре.

Таким образом, существование Монголо-Охотского океанического пространства, которое ранее было высказано на основании общих палеогеодинамических реконструкций, подтверждается полученными палеомагнитными данными. Для более точных реконструкций этого океана необходимо получение дополнительных палеомагнитных данных по разновозрастным комплексам Монголо-Охотского пояса, расположенным на западе и востоке от Восточного Забайкалья.

Работа выполнена при поддержке Сибирского отделения РАН, Геолкома России и Международного научного фонда (грант NNAOO).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамические реконструкции. М., Недра, 1989, 278 с.
2. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
3. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. Н. Палеомагнитология. М., Недра, 1982, 312 с.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит. Кн. 1. М., Недра, 1990, 328 с.
5. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // *Pacif. Geol.*, 1979, v. 8, p. 173—174.
6. Молчанова Т. В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса // *Геотектоника*, 1973, № 1, с. 18—97.
7. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985, 200 с.
8. Гусев Г. С., Песков А. И. Новые данные о рифейских офиолитах Пришилкинского сегмента Монголо-Охотского шва. // *Докл. РАН*, 1993, т. 333, с. 220—224.
9. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.
10. Кузьмин М. И., Филиппова И. Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем—позднем палеозое и мезозое // *Строение литосферных плит. М., Институт океанологии АН СССР*, 1979, с. 189—226.
11. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии. Новосибирск, Наука, 1984, с. 192.
12. Кравчинский В. А. Горизонтальные движения тектонических блоков Монголо-Охотского шва // *Геофизические исследования Восточной Сибири на современном этапе. Иркутск, ВостСибНИИГГиМС*, 1990, с. 102—105.
13. Винарский Я. С., Житков А. Н., Кравчинский А. Я. Автоматизированная система обработки палеомагнитных данных ОПАЛ // *Алгоритмы и программы. М., ВИЭМС*, 1987, 86 с.
14. Житков А. Н. Математический аппарат пространственных вращений в задачах палеомагнитологии и геодинамики // *Геофизические исследования Восточной Сибири на современном этапе. Иркутск*, 1990, с. 110—129.
15. Enkin R. J. Formation et deformation de l'Asie depuis la fin de l'ere primaire: les apports de l'etude paleomagnetique des formations secondaires de Chine du Sud // *Ph.D. Thesis*, 333 p., Univ. de Paris 7, 1990.
16. Буров Б. В., Нургалиев Д. К., Ясонов П. Г. Палеомагнитный анализ. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1986, 167 с.
17. Котляр Г. В., Попеко Л. И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья // *Записки Забайкальского филиала географического общества СССР*, вып. XXVIII. Чита, 1967, 324 с.
18. Стратиграфия СССР. Пермская система. М., Недра, 1966, 250 с.
19. Сеница С. М., Старухина Л. П. Новые данные и проблемы стратиграфии и палеонтологии верхнего мезозоя Восточного Забайкалья // *Новые данные по геологии Забайкалья. Чита, Геолфонд РСФСР*, 1986, с. 46—51.
20. Сизых В. И., Сапожников В. П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Забайкальская. Объяснительная записка. Лист М-49-VII. М., Недра, 1971, 90 с.
21. Козубова Л. А., Радченко Г. П. Новые данные по уточнению возраста вулканогенных толщ джида-хилокской серии в Западном Забайкалье. Л., ВСЕГЕИ, 1961, с. 95.
22. Скобло В. М., Лямина Н. А. Геологические данные. Западное и Центральное Забайкалье // *Юрские континентальные биоценозы Южной Сибири и сопредельных территорий / Ред. А. П. Расницын. М., Наука*, 1985, с. 44—56.
23. Храмов А. Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // *Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л., ВНИГРИ*, 1991, с. 154—176.
24. Bess J., Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander paths of African, Eurasian, North-American and Indian true polar wander since 200 Ma // *J. Geophys. Res.*, 1991, № 96, p. 40—4050.
25. Zhao X., Coe R. S., Zhou Y. et al. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*, 1990, № 18, p. 43—81.
26. Pruner P. Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous — final report // *Phys. Earth Planet. Inter. Amsterdam, Elsevier Science Publishers B. V.*, 1992, № 70, p. 169—177.



27. Wu H. N. Apparent polar wander paths and paleolatitude distribution for the North and South China blocks, the geotectonic evolution of Qinling belt // Ph.D. Thesis, Institut of Geology, Academia Sinica, Beijing, 1988, 176 p. (in Chinese with English abstract).
28. Enkin R. J., Yang Z., Chen Y. Courtillot V. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the Present // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, p. 13953—13989.

Поступила в редакцию  
7 июня 1995 г.

M.I. Kuzmin and V.A. Kravchinsky

#### FIRST PALEOMAGNETIC DATA ON THE MONGOL-OKHOTSK BELT

The paper considers the results of paleomagnetic investigations of Upper Paleozoic-Mesozoic geological complexes from the Mongol-Okhotsk belt (West and East Transbaikalia). New paleomagnetic poles that are compared with those for Siberia and North China are present. Coordinates of paleomagnetic poles obtained within the suture are as follows: Chiron trough (Middle Carboniferous) — latitude  $F=59^\circ$ , longitude  $L=304^\circ$ , half-axes of confidence ellipse for 95% level  $dp=5.5^\circ$ ,  $dm=9.3^\circ$ , number of vectors participating statistics  $N=31$ ; Early Permian —  $F=2^\circ$ ,  $L=141^\circ$ ,  $dp=8.5^\circ$ ,  $dm=12.8^\circ$ ,  $N=13$ ; Borzinsky region (Late Permian) —  $F=28^\circ$ ,  $L=146^\circ$ ,  $dp=6.0$ ,  $dm=11.9^\circ$ ,  $N=19$ . Unda-Dain trough (Late Jurassic) —  $F=77^\circ$ ,  $L=17^\circ$ ,  $dp=7.8^\circ$ ,  $dm=9.7^\circ$ , and  $N=26$ . The coordinates of paleomagnetic poles for the Siberian continent: Khilok region (Late Permian) —  $F=66^\circ$ ,  $L=164^\circ$ ,  $dp=8.4$ ,  $dm=9.4^\circ$ ,  $N=24$ ; Mogan trough (Late Jurassic) —  $F=71^\circ$ ,  $L=153^\circ$ ,  $dp=9.9^\circ$ ,  $dm=10.8^\circ$ ,  $N=26$ . On the basis of these data a conclusion was made about the existence of a big ocean in the Late Paleozoic-Mesozoic — between Siberia and the Amuria microcontinent locating southward from the Mongol-Okhotsk belt. The closing of this ocean in East Transbaikalia has occurred in the end of the Late Jurassic.

*Paleomagnetism, paleomagnetic poles, paleogeodynamic reconstructions, suture, lineament*