

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕЮРСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВРЕМЕНИ ЗАКРЫТИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНА И МЕЗОЗОЙСКОЙ ВНУТРИПЛИТНОЙ ТЕКТОНИКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Д.В. Метелкин<sup>1,2</sup>, И.В. Гордиенко<sup>3</sup>, В.С. Климук<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8, Россия

Представлены результаты палеомагнитных исследований верхнеюрских (150—160 млн лет) базальтов, объединяемых в составе ичетуйской свиты на территории Тугнуйской, Маргинтуйской и Малохамардабанской вулканотектонических структур Забайкалья. Показано, что в составе естественной остаточной намагниченности пород сохранилась компонента, направление которой может отражать геомагнитное поле начала поздней юры, что подтверждается тестами обращения, складки и галек. Рассчитанный средний палеомагнитный полюс (PLat = 63.6 °, PLong = 166.8 °, A<sub>95</sub> = 8.5 °) имеет хорошее совпадение с полюсом бадинской свиты Могзонской впадины, расположенной к востоку от района наших исследований, возраст которого также интерпретируется в интервале киммеридж-оксфордского времени поздней юры. В то же время указанные полюсы имеют статистически значимые отличия от близких по возрасту палеомагнитных полюсов Европы и Юго-Восточной Азии. Имеющийся набор палеомагнитных данных свидетельствуют о том, что в начале поздней юры Монголо-Охотский палеоокеан, вероятно, не был полностью закрыт. Сближение континентальных блоков Юго-Восточной Азии и сибирской части Евразийской плиты с начала позднеюрского времени характеризуется вращением Сибирского домена структуры по часовой стрелке. Анализ данных свидетельствует о наличии сдвиговых деформаций левосторонней кинематики не только на юге Сибири, но и между платформенными областями Сибири и Европы. Соответственно деформация коры Центральной Азии в начале поздней юры является отражением внутриплитных сдвиговых перемещений на фоне закрытия Монголо-Охотского океана и обусловлена вращением сибирской части Евразийской плиты относительно европейской по часовой стрелке.

*Палеомагнетизм, бимодальный магматизм, Монголо-Охотский океан, внутриплитные сдвиговые перемещения, Забайкалье.*

### PALEOMAGNETISM OF UPPER JURASSIC BASALTS FROM TRANSBAIKALIA: NEW DATA ON THE TIME OF CLOSURE OF THE MONGOLO-OKHOTSK OCEAN AND MESOZOIC INTRAPLATE TECTONICS OF CENTRAL ASIA

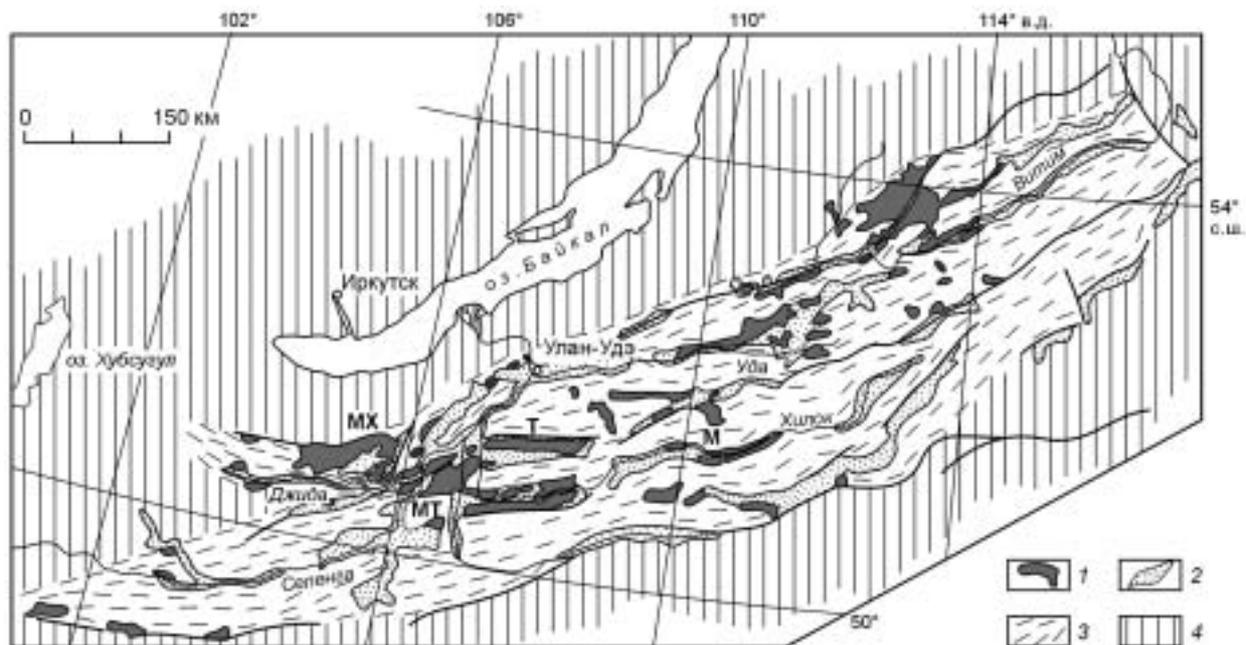
D.V. Metelkin, I.V. Gordienko, and V.S. Klimuk

The Upper Jurassic basalts (150–160 Ma) described as the Ichetui Formation over the territory of the Tugnui, Margintui, and Maly Khamar-Daban volcanic structures have been studied paleomagnetically. It is shown that natural remanent magnetization still contains a component which may reflect the geomagnetic field direction at the beginning of the Late Jurassic. This is supported by reversal and conglomerate tests. Calculation of mean paleopole gives: PLat = 63.6 °, PLong = 166.8 °, A<sub>95</sub> = 8.5 °. These values coincide well with the data for the Badin Formation from Mogzon depression, which lies east of the study area and approximately dates from the Kimmeridgian-Oxfordian interval of the Late Jurassic. At the same time, those poles statistically differ from the European and Southeast Asian poles of the same age. The available paleomagnetic data suggest that at the beginning of the Late Jurassic, the Mongolo-Okhotsk Ocean was probably still open. Since the early Late Jurassic, the continental blocks of Southeastern Asia and Siberian part of the Eurasian plate had been approaching, with the Siberian domain rotating clockwise. Analysis of the total of data shows that sinistral strike-slip deformations were present not only in southern Siberia but also between the Siberian and European Platforms. Thus, the deformations of the Central Asian crust in the early Late Jurassic reflect the intraplate strike-slip motions coeval with the closure of the Mongolo-Okhotsk Ocean and are governed by the clockwise rotation of the Siberian part of the Eurasian plate relative to its European part.

*Paleomagnetism, bimodal magmatism, Mongolo-Okhotsk Ocean, intraplate strike-slip motions, Transbaikalia*

### ВВЕДЕНИЕ

Современная территория южного обрамления Сибирской платформы представляет собой гетерогенный ансамбль разновозрастных блоков (террейнов), сформированный в процессе их схождения и относительных разворотов [Кузьмин, Кравчинский, 1996]. В настоящее время большинство исследователей сходятся во мнении, что мезозойская история региона характеризуется широким развитием



**Рис. 1. Схема строения позднемезозойско-кайнозойской Западно-Забайкальской рифтовой области, по [Ярмолюк и др., 1998].**

1, 2 — впадины и грабены, выполненные преимущественно: 1 — вулканическими, 2 — терригенными породами; 3 — территория рифтовой зоны, 4 — обрамление рифтовой зоны. Буквами обозначены грабены и впадины: МХ — Малохамардабанская, МТ — Маргинтуйская, Т — Тугнуйская, М — Могзонская.

процессов внутриконтинентального растяжения, сдвиговой тектоники и подчеркивается активизацией внутриплитного магматизма [Гордиенко и др., 2000; Парфенов и др., 2003]. Взаимосвязанными механизмами формирования мезозойской структуры являлись мантийные плюмы [Добрецов, Коваленко, 1995], вращение Сибирской платформенной области внутри „стабильной Азии“ [Баженов, Моселковский, 1986; Метелкин и др., 2004а] на фоне закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна. Время окончательного закрытия последнего трактуется по-разному: от триаса до раннего мела [Кузьмин, Кравчинский, 1996; Halim et al., 1998; Zorin, 1999; Парфенов и др., 2003], при этом в большинстве геодинамических моделей предполагается последовательное формирование складчатой структуры с ее омоложением в направлении с запада на восток. Полученные в последние годы палеомагнитные данные [Kravchinsky et al., 2002] подтверждают выводы о последовательном закрытии Монголо-Охотского океанического пространства между сходящимися континентальными сооружениями Сибири и Юго-Восточной Азии и дают основания предполагать, что формирование серии наложенных мезозойских грабеновых структур Монголо-Забайкальского региона связано со сдвиговыми деформациями левосторонней кинематики [Метелкин и др., 2004а]. Фиксируемые по палеомагнитным данным позднемезозойские внутриплитные перемещения, вероятно, имеют унаследованный характер и обусловлены „поворотом“ сибирской части Евразийской плиты относительно европейской по часовой стрелке [Метелкин и др., 2004а]. Таким образом, новые палеомагнитные данные, фиксирующие для ряда районов юга и юго-запада Сибири значимые расхождения с европейскими по направлению вектора намагниченности, в рамках предположения о наличии крупных сдвиговых зон между Сибирским и Восточно-Европейским кратонами вносят существенные ограничения на возможность использования палеомагнитных полюсов Европы для реконструкции мезозойской истории южного и западного обрамления Сибирской платформы. Тем не менее в подавляющем большинстве имеющихся палеогеодинамических реконструкций мезозойского этапа Евразийский континент до сих пор рассматривается как тектонический элемент со стабильной внутренней структурой. Из-за практически полного отсутствия палеомагнитных данных по Сибири его палеогеографическое положение восстанавливается по данным для Европы [Besse, Bourillot, 2002].

Для решения вопросов, связанных с кинематикой закрытия Монголо-Охотского океана и масштабов деформации коры Центральной Азии в мезозое, проведены палеомагнитные исследования верхнеюрских (150—160 млн лет) вулканогенно-осадочных разрезов (ичетуйская свита), выполняющих серию грабеновых структур в пределах Западного Забайкалья к северу от Монголо-Охотской сутуры (рис. 1).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Тугнуйская ВТС** (вулканотектоническая структура) является одной из наиболее крупных мезозойских континентальных рифтогенных впадин на территории Забайкалья [Гордиенко, Климух, 1995]. Заложение впадины связывают со сдвиговыми перемещениями в зоне Тугнуй-Кондинского глубинного разлома [Мезозойская..., 1975]. В истории формирования современной структуры впадины основную роль сыграл бимодальный вулканизм. Выделяют четыре последовательных этапа, связанных с его проявлениями: карбон—пермь, средний—поздний триас, средняя—поздняя юра и ранний мел [Гордиенко, Климух, 1995]. Юрский этап является основным в формировании структуры рифтогенной впадины. В это время наряду с интенсивным поднятием бортов впадины и формированием межгорных (грабенных) грубообломочных молассовых отложений происходили площадные излияния трахибазальтов с редкими потоками трахиандезитов и образование многочисленных субвулканических тел трахитов, сиенит-порфиров и трахириодацитов. В целом породы этого этапа образуют бимодальную трахириодацит-трахит-трахибазальтовую вулканическую серию, включающую различные по мощности прослои и линзы конгломератов, сформированных в результате размыва и перетолжения продуктов вулканической деятельности. Возраст формирования указанной толщи, объединяемой в составе ичетуйской свиты, по результатам стратиграфических исследований и на основании находок фауны и флоры ограничивают интервалом ранняя—средняя юра [Скобло, Лямина, 1965]. Однако проведенные изотопные исследования свидетельствуют о позднеюрском возрасте вулканизма [Гордиенко, Климух, 1995; Гордиенко и др., 1997]. К-Аг датирование трахибазальтов ичетуйской толщи позволяет сопоставить возраст их формирования с интервалом  $154 \pm 3.7$  млн лет назад, а субвулканических тел трахитов среди покровов трахибазальтов —  $150 \pm 5$  млн лет назад [Гордиенко и др., 1997]. По Rb-Sr изотопным данным построены изохроны, фиксирующие абсолютный возраст  $153 \pm 2$  млн лет [Гордиенко, Климух, 1995] и  $158 \pm 8$  млн лет [Гордиенко и др., 1997]. В соответствии с Международной стратиграфической шкалой все указанные цифры отвечают киммеридж-оксфордскому времени поздней юры [Gradstein et al., 2004].

Палеомагнитные исследования вулканогенных пород ичетуйской свиты в пределах Тугнуйской впадины проведены нами в центральной ее части в береговых обнажениях по правому борту р. Сухара, в районе пос. Гашей и в 5 км северо-восточнее этого участка — в районе горы Быцыгыр. Здесь обнажены светло-серые миндалекаменные и мелколейстовые трахибазальтовые покровы мощностью до 10 м, перемежающиеся пачками крупнозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Галька конгломератовых горизонтов на 70—80 % представлена плохо окатанными обломками трахибазальтов и трахириодацитов, сопоставимых по вещественному составу и облику с породами, формирующими основную часть вулканогенного разреза ичетуйской свиты. Структурное положение и состав конгломератовых горизонтов позволяют предполагать, что их формирование связано с перетолжением продуктов вулканической деятельности во время коротких перерывов между излияниями. Это дает основание использовать характер распределения палеомагнитных направлений в гальке конгломератов для обоснования относительного возраста компонент намагниченности опробованных трахибазальтовых тел.

**Маргинтуйская ВТС** занимает территорию Кяхтинского района Республики Бурятия от устья р. Джида до бассейна рек Чикой и Хилок и известна в литературе под названием Маргинтуйского вулканического поля. Маргинтуйская ВТС как крупная грабен-синклиальная структура унаследовала древнюю рифтогенную вулканическую зону, наиболее активно развивавшуюся в позднем палеозое и триасе [Гордиенко и др., 1989]. Породы, слагающие вулканогенное поле, представлены преимущественно субщелочными и щелочными базальтами с резко подчиненным количеством трахиандезибазальтов и трахитов [Жамойцина, 1997]. Интенсивное всестороннее изучение базальтоидов Маргинтуйского вулканического поля связано с приуроченной к ним цеолитовой минерализацией [Гордиенко, Жамойцина, 1995]. Залегание толщ, сложенных базальтами, часто практически горизонтальное. Выделяется ряд структур кольцевого, линейного и центрального типов. В основании разрезов палеовулканических построек вскрываются массивные разновидности базальтов, сменяющиеся в верхних горизонтах потоков слабо-, а затем сильнопористыми. Жерловые зоны палеовулканов сложены долеритами и габбро-долеритами штоко- и лакколитообразной формы. Они часто разветвляются и образуют силлы, внедрявшиеся по границам между лавовыми потоками [Жамойцина, 1997]. Нами проведено палеомагнитное опробование одной из таких палеовулканических построек — палеовулкан Дулан-Хара в районе пос. Харьяста в левом борту р. Чикой. В районе отбора палеомагнитных образцов разрез представлен серией потоков темных порфировых базальтов, часто насыщенных цеолитами. Имеющийся в литературе анализ особенностей химического состава вулканических пород Маргинтуйского вулканического поля показывает, что они соответствуют внутриплитным образованиям трахибазальт-трахитовой ассоциации бимодальной серии и характеризуют рифтогенную обстановку [Жамойцина, 1997]. Возраст маргинтуйских базальтоидов рассматривался ранее как неогеновый, и их формирование сопоставлялось с миоценовыми базальтами Витимского плато и бассейна р. Джида [Белов, 1963]. Однако геолого-съёмочными работами установлено перекрытие (с размывом) восточной части Маргинтуйского поля фаунистически охарактеризованной

осадочно-вулканогенной толщей поздней юры—раннего мела. По составу, структурному положению и петрохимическим особенностям базальтоиды Маргинтуйского поля вполне сопоставимы с ичетуйской свитой [Гордиенко и др., 1989], а имеющийся К-Аг возраст  $156 \pm 6$  млн лет [Гордиенко, Жамойцина, 1995] позволяет ограничить этап формирования вулканического поля киммеридж-оксфордским временем поздней юры.

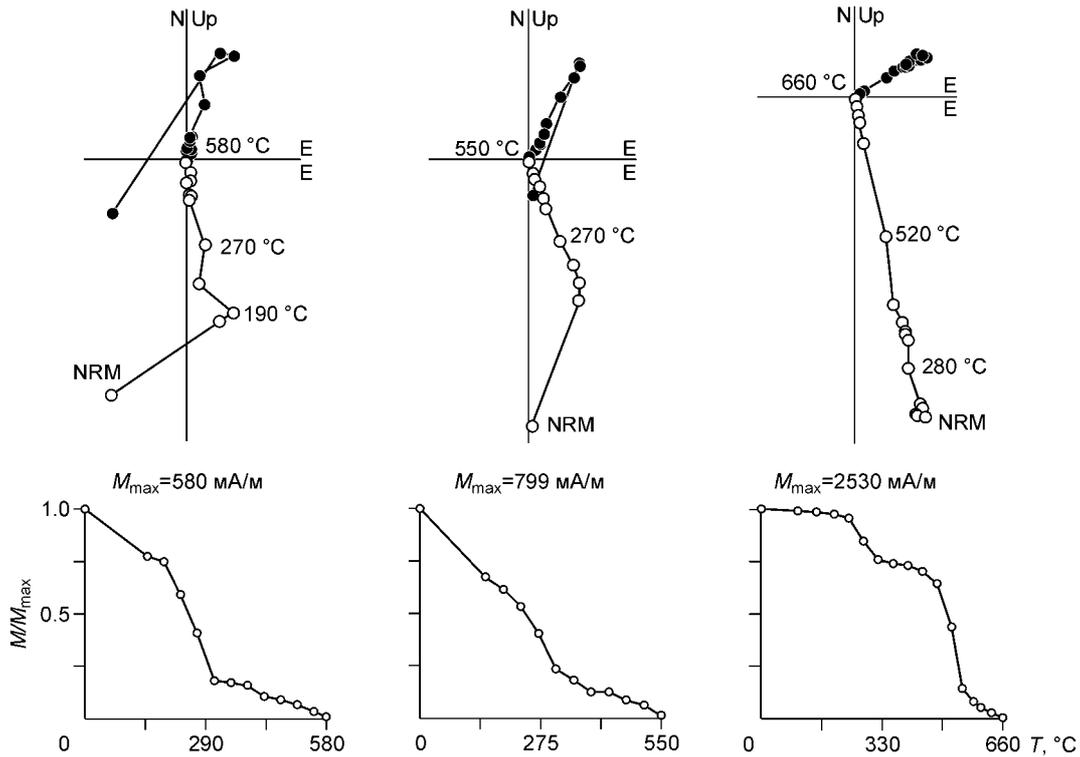
**Малохамардабанская ВТС.** Поле юрских преимущественно вулканогенных пород этой структуры расположено в левобережье р. Джида к югу от оз. Байкал. Вулканоструктура имеет вид грабенообразной депрессии, фундамент которой формируют разнообразные по составу осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы, датируемые от позднего докембрия до триаса. Юрские вулканогенные породы, выполняющие грабен, представлены эффузивными, субвулканическими и осадочными породами, среди которых первые абсолютно преобладают [Литвиновский и др., 1996]. Этот район является стратотипическим для выделения ичетуйской свиты, и породы, относимые к ней, занимают почти всю территорию вулканоструктуры. Толща залегает моноклинально с пологим падением на юго-восток под углом до  $40^\circ$ . Ее мощность составляет от 1 до 2.5 тыс. м, однако не исключено, что эти оценки несколько преувеличены. Южный борт вулканоструктуры, сложенный палеозойскими магматическими и осадочно-метаморфическими породами, представляет собой пластину, надвинутую на юрские базальты [Булгатов, 2005]. Амплитуда перемещений не установлена. По данным геолого-съёмочных работ, признаки перемещений по надвигам фиксируются и в самой вулканогенной толще, в некоторых районах с четырехкратным повторением в разрезе одних и тех же маркирующих горизонтов [Литвиновский др., 1996]. Время деформаций связывают с кайнозойским этапом тектонической деятельности. В это же время предполагается и формирование ряда поперечных крутопадающих разломов с небольшими амплитудами вертикального перемещения блоков. Юрская вулканическая толща подразделяется на отдельные горизонты, каждый из которых включает несколько сходных по составу и структуре покровов мощностью от 1.5 до 10, а иногда до 30 м. В разрезе преобладают трахибазальты, в меньшем объеме трахиты, в резко ограниченном количестве присутствуют трахиандезибазальты. Состав субвулканических образований варьирует от трахидолеритов до комендитов. Они образуют гомодромную последовательность с отсутствием промежуточных (латитовых) членов. Изучение химического состава пород и минералов и петрохимических особенностей указанного выше ряда вулканических пород позволяет утверждать, что они формируют бимодальную трахибазальт-трахитовую серию с резко подчиненным количеством кислых пород [Литвиновский и др., 1996]. Преобладание в ичетуйской свите протяженных трахибазальтовых покровов и практически полное отсутствие туфовых прослоев позволяет предполагать, что вулканические породы являются продуктами интенсивных трещинных излияний [Литвиновский и др., 1996]. На основании Rb-Sr и К-Аг изотопных данных формирование вулканогенных пород ичетуйской свиты отвечает началу поздней юры —  $158 \pm 4$  млн лет [Шадаев и др., 1992].

Палеомагнитные исследования вулканогенных пород ичетуйской свиты в пределах Малохамардабанской ВТС проведены нами в ее западной части в береговых обнажениях по правому борту р. Армак. Разрез представлен серией потоков трахибазальтового состава. Нами опробованы четыре таких последовательных потока мощностью от 5 до 8 м каждый, сложенных темными массивными афировыми базальтами.

### ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ

Для установления компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) образцы были подвергнуты многоступенчатому температурному размагничиванию и(или) размагничиванию переменным магнитным полем (АФ-размагничивание). Лабораторные эксперименты выполнены на аппаратуре Палеомагнитного центра ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия). Для измерения направления и величины вектора естественной остаточной намагниченности использован спин-магнитометр JR-4. Ступенчатое терморазмагничивание до температур  $600\text{—}700^\circ\text{C}$  в зависимости от носителя намагниченности проведено с шагом  $30\text{—}40^\circ\text{C}$  с использованием экранированной печи системы В.П. Апарина, АФ-размагничивание — с использованием установки РУ-1. Анализ результатов лабораторных экспериментов выполнен по стандартным методикам [Butler, 1992] с использованием специализированных пакетов прикладных программ [Enkin, 1994; Torsvik, Smethurst, 1998].

**Тугнуйская ВТС.** Величины NRM в изученных образцах трахибазальтов и трахидолеритов составляют сотни и тысячи миллиампер на метр. По результатам ступенчатого терморазмагничивания пород разреза р. Сухара можно предполагать, что основным носителем намагниченности является магнетит и(или) низкотитанистый титаномагнетит с деблокирующими температурами, близкими к таковым магнетита ( $510\text{—}550^\circ\text{C}$ ). При этом для большинства образцов на кривых  $\text{NRM}(T)$  в ходе терморазмагничивания отчетливо проявлен перегиб в области деблокирующих температур около  $300\text{—}330^\circ\text{C}$  (рис. 2), что может свидетельствовать о наличии в породах еще одной магнитной фазы, связанной с относительно низкожелезистым титаномагнетитом. Однако направление компонент намагниченности, разрушаемых в этих температурных интервалах, не отличается от направления относительно высокотемпературных



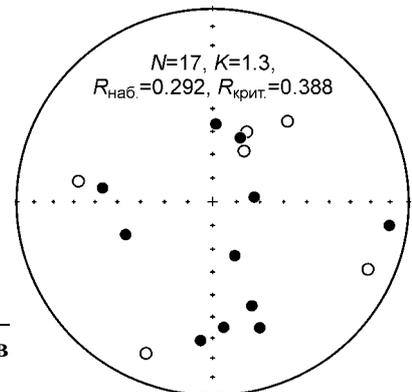
**Рис. 2. Характерные ортогональные диаграммы (вверху) и графики NRM (внизу).**

По результатам ступенчатого терромагничивания трахибазальтов разреза Сухара (Тугнуйская ВТС).

характеристических (ChRM) компонент, связанных с магнетитом (см. рис. 2). Присутствие таких однонаправленных магнитных фаз, на наш взгляд, отражает процесс распада твердых растворов, либо окисление исходного богатого титаном титаномагнетита после формирования породы. Как правило, процесс, связанный с окислением титаномагнетита и обогащение его железом происходит во время или сразу после образования породы [Печерский, Диденко, 1995]. Соответственно, намагниченность, возникающая при этом, будет отражать направление древнего геомагнитного поля. Конечным продуктом окисления может стать как магнетит, так и гематит. Примесь небольшого количества гематита фиксируется в образцах трахибазальтов и трахидолеритов двух изученных обнажений (04s08, 04s09). Эти образцы наиболее устойчивы к нагреву, и полное размагничивание достигается при температурах около 680 °С. Тем не менее направление вектора намагниченности в высокотемпературном спектре размагничивания, отвечающем разрушению компоненты, связанной с гематитом, также не отличается от направления относительно низкотемпературных титаномагнетитовой и магнетитовой компонент NRM (см. рис. 2). Средние по изученным обнажениям направления наиболее стабильных (характеристических) компонент намагниченности приведены в табл. 1. Все образцы имеют высокое положительное (по знаку) наклонение.

В пользу отсутствия процессов, связанных с региональным перемагничиванием изученных пород после их формирования, свидетельствует положительный тест галек. В опробованных внутриформационных конгломератах разреза р. Сухара гальки базальтоидов по своим магнитным характеристикам и поведению вектора намагниченности в ходе температурного размагничивания не отличаются от изученных трахибазальтов и трахидолеритов. Стабильные компоненты намагниченности в гальках конгломератовой толщи имеют хаотическое распределение (рис. 3).

Компонентный состав трахидолеритов двух обнажений в районе горы Быцыгыр проанализирован по результатам ступенчатого АФ-размагничивания. В целом естественная остаточная намагниченность



**Рис. 3. Распределение стабильных компонент намагниченности в гальках конгломератов разреза Сухара (Тугнуйская ВТС).**

Таблица 1. Палеомагнитные направления в верхнеюрских вулканогенных комплексах ичетуйской свиты Забайкалья

Разрез, порода, точка отбора	$n/N$	$D_g$	$I_g$	$D_s$	$I_s$	$K$	$\alpha_{95}$
<i>Тугнуйская ВТС</i>							
Сухара, трахибазальты, 04s03	9	39.3	-22.4	43.5	62.3	36.0	8.7
» 04s04	8	30.2	-17.9	28.7	65.7	30.4	10.2
» 04s05	6	22.8	59.9	54.6	76.2	29.2	12.6
Сухара, трахидолериты, 04s06	15	357.7	60.5	12.5	80.0	201.4	2.7
» 04s08	10	16.0	47.9	60.9	77.8	191.4	3.5
Сухара, трахибазальты, 04s09	10	34.1	34.1	42.3	73.9	191.4	3.5
Быцыгыр, трахидолериты, 04s10	7	191.2	-84.9	208.9	-70.2	29.5	11.3
» 04s11	11	12.9	59.1	17.9	79.0	72.4	5.4
Среднее по впадине	8/8	24.6	40.9			4.4	29.7
				36.9	73.6	109.3	5.3
<i>Маргунтуйская ВТС</i>							
Дулан-Хара, базальты, 00s14	6	55.1	64.7	52.1	74.6	129.9	5.9
» 00s15	6	33.5	66.9	16.9	75.2	110.5	6.4
» 00s16	8	29.1	59.5	17.0	67.6	266.2	3.4
» 00s17	5	28.8	61.5	15.3	69.4	163.5	6.0
» 00s18	6	10.1	66.9	346.0	71.1	204.1	4.7
» 00s19	5	51.8	58.5	46.8	68.1	92.4	8.0
Среднее по впадине	6/6	35.4	63.8			97.5	6.8
				22.1	72.2	98.4	6.8
<i>Малохамардабанская ВТС</i>							
Армак, базальты, 01s10b	11	58.6	63.2	78.0	53.7	50.3	6.5
» 01s10c	13	57.7	64.8	78.5	55.4	113.9	3.9
» 01s10d	8	45.8	64.5	69.9	57.3	75.8	6.4
» 01s10e	12	53.0	69.7	79.4	60.5	37.3	7.2
Среднее по впадине	4/4	53.9	65.6			460.0	4.3
				76.5	56.8	462.3	4.3

Примечание.  $n/N$  — количество использованных в статистике образцов (точек отбора для средних по впадинам) к общему количеству изученных образцов;  $D_g$  и  $I_g$  — палеомагнитное склонение и наклонение в географических координатах,  $D_s$  и  $I_s$  — то же в стратиграфических координатах,  $K$  — параметр кучности и  $\alpha_{95}$  — 95%-й овал доверия, среднее по впадине — в верхней строке в географической, в нижней — в стратиграфической системе координат.

этих пород неустойчива к воздействию переменным магнитным полем. Значения медианного разрушающего поля (MDF) для трахидолеритов обнажения 04s10 не выше 7 мТл, а обнажения 04s11 около 15 мТл. Иногда в низкокоэрцитивной части спектра размагничивания (около 12—20 мТл) присутствует нестабильная по направлению компонента намагниченности, появление которой, по-видимому, можно связать с магнетитизацией. Полное или практически полное (от 80 до 90 % NRM) размагничивание образцов достигается при величине переменного магнитного поля всего 70 мТл. Тем не менее в этом относительно низкокоэрцитивном спектре происходит очевидное смещение проекции вектора намагниченности по прямой, направленной к центру ортогональных диаграмм (рис. 4). Установленная характеристическая компонента намагниченности также имеет высокие значения наклонения, но биполярное распределение. Для обнажения 04s10 характерно присутствие компоненты намагниченности, обратной по знаку наклонения, а для 04s11 — прямой (см. табл. 1). Средние по обнажениям направления компонент ChRM после обращения статистически не отличаются по направлению. Угол между ними составляет 9.2° при критическом значении 12.3°. Тест обращения согласно классификации, изложенной в работе [McFadden, McElhinny, 1990], имеет класс „С“.

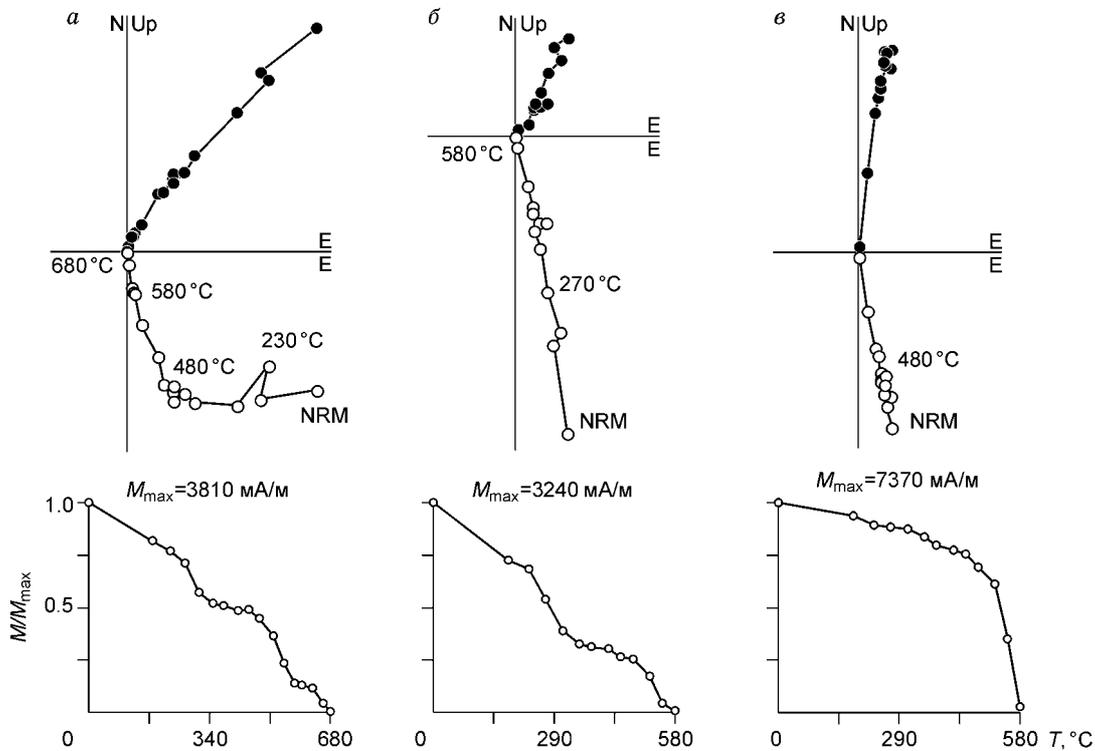
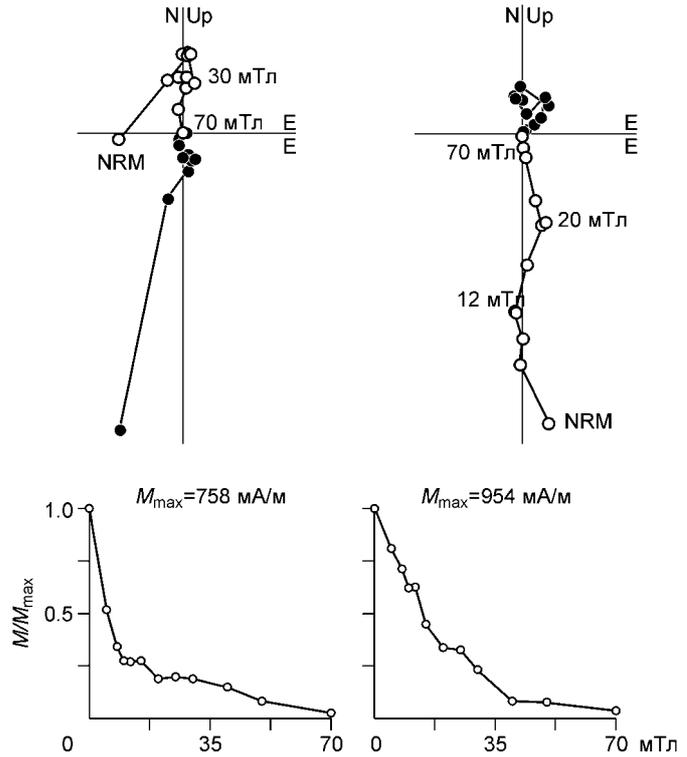
Дополнительным доводом в пользу первичного происхождения компонент ChRM, установленных в трахибазальтах и трахидолеритах Тугнуйской впадины, может служить положительный тест складки. Параметр кучности распределения средних по изученным обнажениям направлений намагниченности значительно выше в стратиграфической системе координат ( $K_s/K_g = 24.8$  при критическом значении на 99 %-м уровне 3.7 для  $N = 8$ ). Симуляционный параметрический тест складки [Watson, Enkin, 1993]

**Рис. 4. Типичные ортогональные диаграммы и графики падения NRM.**

В ходе ступенчатого размагничивания переменным магнитным полем образцов трахибазальтов разреза Быцгыр (Тугнуйская ВТС).

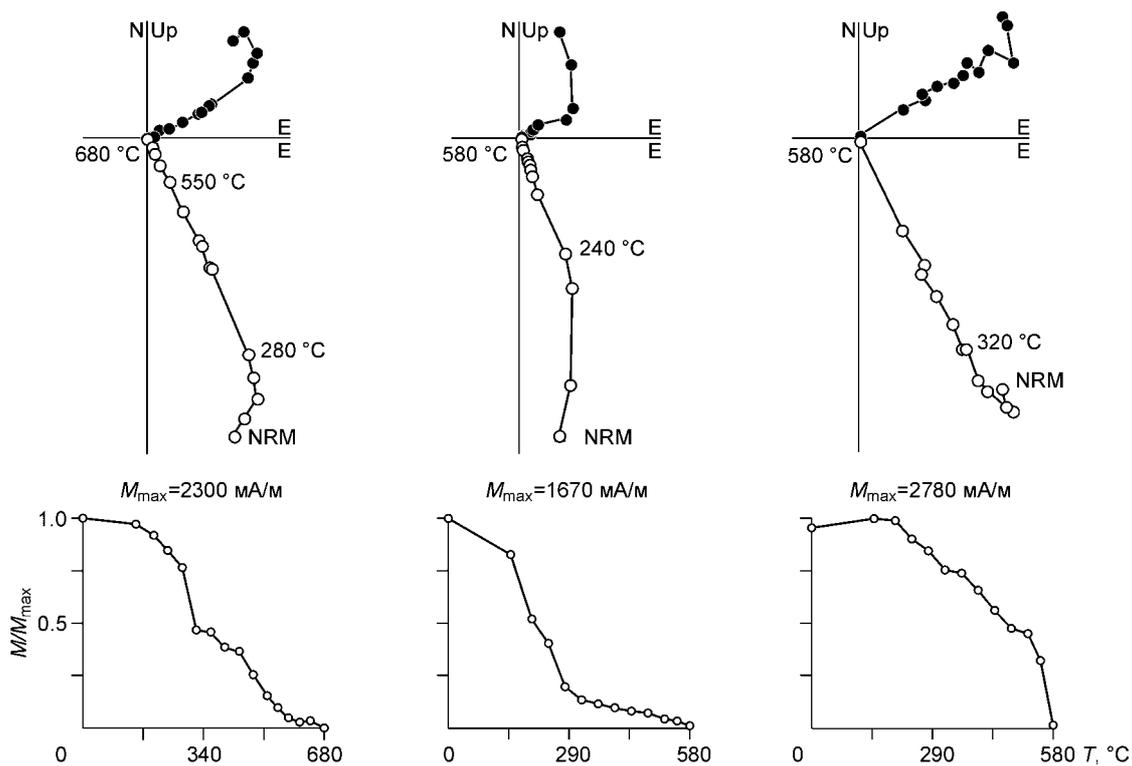
показывает, что максимальная кучность достигается при 112.2 % распрямлении складки с 95%-м интервалом доверия от 119.6 до 104.6 %, т. е. при полном распрямлении складки. Корреляционный тест складки [Enkin, 2003] также дает положительный результат (DC Slope:  $1.122 \pm 0.142$ ).

**Маргинтуйская ВТС.** Палео- и петромагнитные характеристики изученных базальтов палеовулканической постройки Дулан-Хара, расположенной в пределах Маргинтуйской впадины, сопоставимы с базальтоидами Тугнуйской ВТС. Величины NRM базальтов составляют более 1 тыс. мА/м, а в некоторых образцах даже более 10 А/м. Несколько повышенные значения величины естественной остаточной намагниченности по сравнению с трахибазальтами Тугнуйской впадины, на наш взгляд, обусловлены более высокой концентрацией магнитных минералов, главным образом магнетита. По результатам ступенчатого терморазмагничивания наиболее типичными являются диаграммы NRM(*T*), на которых можно диагностировать два характерных перегиба кривой: первый в интервале до 300 °С, либо между 300—350 °С, второй — в районе деблокирующей температуры магнетита — около 580 °С, при этом полное размагничивание иногда



**Рис. 5. Характерные ортогональные диаграммы (вверху) и графики NRM (внизу).**

По результатам ступенчатого терморазмагничивания трахибазальтов разреза Дулан-Хара (Маргинтуйская ВТС). *a–v* — пояснения в тексте.



**Рис. 6.** Характерные ортогональные диаграммы (вверху) и графики NRM (внизу).

По результатам ступенчатого терморазмагничивания трахибазальтов разреза Армак (Малохамардабанская ВТС).

достигается при температурах порядка 680 °C (рис. 5, *a*). Низкотемпературная компонента либо совпадает по направлению с высокотемпературной характеристической компонентой NRM (см. рис. 5, *б*) и, возможно, связана с относительно низкожелезистым титаномагнетитом, либо отличается от направления ChRM (см. рис. 5, *a*), но не является регулярной и, вероятно, обусловлена присутствием значительного количества маггемита как продукта более позднего вторичного окисления. В одних образцах появление сравнительно низкотемпературной магнитной фазы не замечается (см. рис. 5, *в*), в других, напротив, может отсутствовать только наиболее высокотемпературная — гематитовая (580—680 °C) часть спектра и полное или практически полное размагничивание достигается при температурах около 580 °C (см. рис. 5, *б*, *в*). Вне зависимости от этого в наиболее высокотемпературной части спектра по ортогональным диаграммам четко устанавливается регулярная характеристическая компонента намагниченности прямой полярности (см. рис. 5). Среднее направление этой компоненты практически не отличается от среднего направления в базальтах Тугнуйской впадины (см. табл. 1).

**Малохамардабанская ВТС.** Величина NRM изученных базальтов разреза р. Армак в пределах Малохамардабанской вулканоплутонической ассоциации составляет первые тысячи миллиампер на метр. Поведение вектора NRM в ходе терморазмагничивания практически не отличается от изученных базальтов Маргинтуйской и Тугнуйской впадин (рис. 6). Стабильная характеристическая компонента намагниченности связана в основном с магнетитом. Для некоторых образцов в сравнительно низкотемпературном интервале размагничивания (300—350 °C) на диаграммах NRM(*T*) фиксируется ясно выраженный перегиб кривой, обусловленный вкладом, вероятно, маггемитовой составляющей. Направление этой низкотемпературной компоненты намагниченности в данном разрезе нерегулярное, но в целом тяготеет к направлению современного геомагнитного поля. Полное или почти полное (90 % от общей NRM) размагничивание образцов достигается при температурах, близких к деблокирующим температурам магнетита, — около 580 °C. Иногда в составе NRM присутствует гематитовая составляющая. Концентрация гематита, как правило, невелика и направление компоненты, связанной с этим минералом, не отличается от направления ChRM, обусловленной вкладом магнетитовой составляющей NRM (см. рис. 6). Во всех изученных образцах стабильная характеристическая компонента намагниченности имеет прямую полярность. Среднее направление компоненты ChRM базальтов изученного разреза р. Армак несколько отличается от направления ChRM базальтоидов Тугнуйской и Маргинтуйской впадин (см. табл. 1). Однако мы полагаем, что эти отличия могут быть связаны либо с незначительным локальным поворотом фраг-

мента, включающего в себя изученный разрез во время кайнозойского этапа деформаций, либо вековыми вариациями геомагнитного поля в юрское время. Оба варианта вполне допустимы и в целом не являются существенным основанием для исключения этого разреза из общего (регионального) анализа палеомагнитных данных, полученных для вулканогенных пород ичетуйской свиты Забайкалья.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

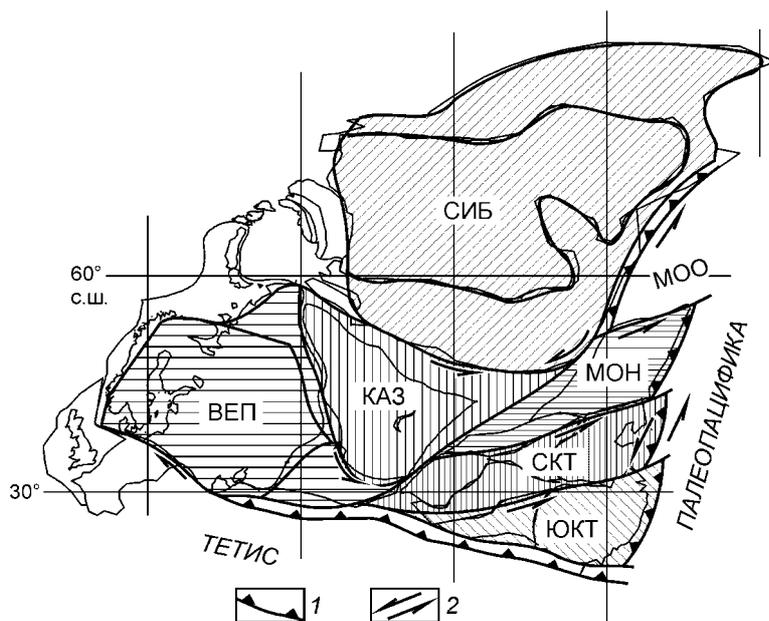
Полученные новые палеомагнитные данные могут быть использованы для реконструкции палеогеографического положения Сибирской платформы и ее мезозойского складчатого обрамления в структуре Евразии, поскольку формирование фундамента Забайкальского обрамления Сибирского кратона, в пределах которого развиты изученные впадины, было закончено к концу силура—началу девона. С этого времени регион развивался в режиме континентальной окраины Сибирского палеоконтинента [Гордиенко, Кузьмин, 1999]. Обоснованием первичного происхождения выделенных компонент намагниченности в базальтах Тугнуйской ВТС могут служить положительные результаты тестов обращения, складки и галек. Первичный генезис компонент намагниченности для этой территории не вызывает сомнений. В пользу первичного происхождения установленных компонент намагниченности в базальтах Маргинтуйской и Малохамардабанской ВТС может свидетельствовать близость их палеомагнитных направлений к направлениям намагниченности базальтов Тугнуйской впадины. Однако сравнение на уровне средних направлений по впадинам не позволяет утверждать, что их возраст доскладчатый. Максимум кучности достигается около 50 % введения поправки за элементы залегания толщ. Расхождение средних по впадинам направлений и неопределенный результат теста складки в основном обусловлен отличием среднего направления по разрезу на р. Армак (Малохамардабанская ВТС). Как уже говорилось, это может быть связано с незначительным локальным поворотом фрагмента, включающего в себя указанный разрез во время кайнозойского этапа деформаций. Отдельной проблемой в этой связи является возможный недоучет угла наклона палеосклона вулканической постройки, который может достигать 20°. Это также может оказывать существенное влияние на характер общего распределения палеомагнитных направлений. Тем не менее анализ совокупности установленных палеомагнитных направлений с использованием теста складки на уровне средних направлений по разрезам всех впадин прямо указывает на их первичный генезис. Максимальная кучность достигается при 95 %-м распрямлении складки с 95 %-м интервалом доверия от 90.2 до 100.4 %, по [Watson, Enkin, 1993]. Средний палеомагнитный полюс, рассчитанный путем осреднения виртуальных геомагнитных полюсов каждого разреза, имеет координаты 63.6° с.ш., 166.8° в.д. при  $A_{95} = 8.5^\circ$  и совпадает с юрским полюсом (табл. 2), полученным В.А. Кравчинским с соавторами [Kravchinsky et al., 2002] по результатам исследования вулканогенно-осадочных разрезов бадинской свиты Могзонской впадины (Читинская область), возраст которого, так же как и ичетуйской свиты, интерпретируется в интервале 150—160 млн лет [Kravchinsky et al., 2002]. Такое совпадение является дополнительным доводом в пользу позднелюрского возраста установленных нами компонент намагниченности.

В то же время рассчитанный средний палеомагнитный полюс имеет статистически значимые отличия от близких по возрасту палеомагнитных полюсов Европы и Юго-Восточной Азии (см. табл. 2). Так, исходя

Таблица 2. Сопоставление полученного среднего палеомагнитного полюса и направления с ожидаемыми для Сибири на 150—160 млн лет назад и количественные параметры перемещений Сибирского домена относительно основных тектонических блоков современной Евразии

Блок	VGP		Лит. источник	PLat	$D$	$I$	$\alpha_{95}$	$R$	$F$
	Lat/Long	$A_{95}$							
Сибирь	63.6/166.8	8.5	[н.р.]	$56.5 \pm 8.5$	44.4	71.7	5.2	—	—
Ожидаемые для Сибири (на 50.9°/106.5°)									
Сибирь	64.4/161.0	7.0	[1]	$59.1 \pm 7.7$	42.9	73.3	4.1	$1.2 \pm 15.1$	$2.6 \pm 8.0$
Европа	75.0/159.9	6.6	[2]	$57.9 \pm 6.6$	23.0	72.6	3.9	$21.4 \pm 14.5$	$1.3 \pm 7.9$
Сев. Китай	74.4/222.8	5.9	[3]	$42.2 \pm 5.9$	19.0	61.2	4.4	$25.4 \pm 12.7$	$-14.4 \pm 7.6$
Монголия	68.5/231.6	9.5	[4]	$36.1 \pm 9.5$	21.8	55.6	7.9	$22.7 \pm 14.2$	$-20.5 \pm 9.4$

Примечание. VGP — палеомагнитный полюс: Lat/Long и  $A_{95}$  — географические широта/долгота полюса и 95%-й овал доверия; PLat — палеоширота,  $D$  — склонение  $I$  — наклонение,  $\alpha_{95}$  — 95%-й овал доверия,  $R$  и  $F$  — количественные характеристики перемещения Сибири относительно соответствующего тектонического блока в градусах (для расчета использован алгоритм, реализованный в программе PMGSC v.4.1 [Enkin, 1994]);  $R$  — угол вращения: плюс — по часовой, минус — против часовой стрелки,  $F$  — широтное смещение (вдоль долготы по направлению к полюсу): плюс — в северном, минус — в южном направлении; [н.р.] — настоящая работа; [1] — Kravchinsky et al., 2002; [2] — Besse, Courtillot, 2002; [3] — Gilder, Courtillot, 1997; [4] — Zhao et al., 1996.



**Рис. 7. Принципиальная палеотектоническая схема территории Евразии.**

Домен: СИБ — Сибирский, КАЗ — Казахстано-Тяньшаньский, ВЕП — Восточно-Европейский, МОН — Монгольский, СКТ — Северо-Китайский, ЮКТ — Южно-Китайский; МОО — Монголо-Охотский океан. 1 — субдукционные зоны; 2 — направление сдвигов.

из положения среднепозднеюрских палеомагнитных полюсов Сев. Китая и Монголии [Zhao et al., 1996; Gilder, Courtillot, 1997], ожидаемые и полученные палеомагнитные направления для Сибири разнятся более чем на  $10^\circ$  по наклонению и более чем на  $20^\circ$  по склонению. Различия в палеошироте для территории Сев. Китая и Монголии, с одной стороны, и южной окраины Сибирской платформы, с дру-

гой, указывают на возможность существования открытого океанического бассейна шириной около 1 тыс. км. По крайней мере для формирования современной взаимной конфигурации реставрируемых тектонических блоков необходимо перемещение не менее чем  $6.8^\circ$  ( $\sim 750$  км) по широте. Такое значительное расстояние можно отнести либо на счет деформаций и утолщения континентальной коры в результате коллизионных процессов после закрытия Монголо-Охотского океана, либо эта величина в большей степени характеризует масштабы существовавшего в начале поздней юры океанического залива Палеопаифики (Монголо-Охотский океан). Второе предположение кажется нам более реалистичным. Процесс закрытия океанического бассейна и последующая коллизия могли стать причиной существенных локальных поворотов разнородных тектонических единиц в зоне сочленения крупных континентальных доменов [Kravchinsky et al., 2002]. Однако представленные кинематические характеристики (см. табл. 2) указывают и на региональные крупномасштабные повороты, выражением которых могут быть сдвиговые перемещения между этими доменами. Судя по имеющимся палеомагнитным данным, можно утверждать, что сближение континентальных блоков Юго-Восточной Азии и сибирской части Евразийской плиты в конце мезозоя характеризуется вращением последней по часовой стрелке на угол от  $10^\circ$  до  $30^\circ$  с учетом ошибки определения (см. табл. 2). Причем указанное перемещение интерполируется и на территорию Северной Евразии. Параметр  $R$ , характеризующий угловое перемещение (поворот) сибирской части Евразийской плиты при сравнении Сибирских и Европейских полюсов,  $21.4 \pm 14.5$ , сопоставим с данными, полученными при сравнении полюсов Сибири и Восточной Азии (см. табл. 2), и соответственно описывает единый тектонический процесс. Геологическим выражением этого процесса на юге Сибири — в Забайкалье, вероятно, и является мощный бимодальный вулканизм, приуроченный к впадинам, имеющим ярко выраженную присдвиговую структуру „pull-apart“.

Таким образом, полученные и имеющиеся палеомагнитные данные позволяют предполагать, что в конце средней—начале поздней юры Монголо-Охотский океан не был полностью закрыт. Постепенное закрытие этого бассейна происходило с запада на восток [Kravchinsky et al., 2002; Метелкин и др., 2004а] при существенном левостороннем сдвиговом перемещении Сибирской платформенной области относительно Восточно-Европейской, обусловленном поворотом Сибирского домена по часовой стрелке (рис. 7). Представленная модель подразумевает наличие крупных сдвиговых зон по периферии Сибирского кратона, вероятно, как результат реактивации более древних швов в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Наличие внутриплитных перемещений подобной кинематики и локальные развороты отдельных тектонических блоков внутри складчатого пояса фиксируются палеомагнитным методом как для более раннего времени — пермь и триас [Баженов, Моссаковский, 1986; Казанский и др., 1995; Natal'in, Sengör, 2005], так и позднее — в раннем мелу [Метелкин и др., 2004а]. Причем масштабы этих перемещений со временем постепенно угасают [Метелкин и др., 2004б]. Если для границы перми—триаса разница в ориентировке палеоширот и палеомеридианов между Сибирской и Европейской провинциями может оцениваться не менее чем в  $30^\circ$  [Казанский и др., 2005], то для начала поздней юры уже около  $20^\circ$ , а в раннем мелу — только  $9.4 \pm 7.5^\circ$  [Метелкин и др., 2004а]. Более того, раннемеловой палеомагнитный полюс Сибири практически не отличается от референтных данных как по Европе, так и

Юго-Восточной Азии, что свидетельствует об окончательном закрытии Монголо-Охотского океанического бассейна к этому времени [Kravchinsky et al., 2002; Метелкин и др., 2004а], а фиксируемый незначительный разворот Сибирского домена относительно группы континентальных блоков Юго-Восточной Азии и европейской части Евразийской плиты по часовой стрелке, без какого-либо перемещения по широте, может говорить о затухании активных тектонических процессов, связанных с этим коллизионным событием.

## ВЫВОДЫ

1. Проведенные палеомагнитные исследования вулканогенных пород ичетуйской свиты в пределах Тугнуйской, Маргинтуйской и Малохамардабанской вулканотектонических структур Забайкалья свидетельствуют о том, что они сохранили естественную остаточную намагниченность, соответствующую киммеридж-оксфордскому времени поздней юры. Средний виртуальный геомагнитный полюс:  $PLat = 63.6^\circ$ ,  $PLong = 166.8^\circ$ ,  $A_{95} = 8.5^\circ$  может быть использован для реконструкции пространственного положения и кинематики перемещений сибирской части Евразийского континента в мезозое.

2. Значимые различия в положении мезозойских (в том числе позднеюрских) палеомагнитных полюсов Сибири и Европы позволяют утверждать, что мезозойская внутриплитная тектоника и связанная с ней деформация коры Центральной Азии могут быть описаны как результат относительных сдвиговых перемещений Сибирского и Европейского доменов структуры Евразийской плиты, отражением которых является поворот Сибирского домена по часовой стрелке.

3. Имеющийся набор палеомагнитных данных свидетельствует о том, что в начале поздней юры Монголо-Охотский палеоокеан не был полностью закрыт. Его ширина могла составлять до 1000 км. Сближение континентальных блоков Юго-Восточной Азии и сибирской части Евразийской плиты и последующая деформация коры, обусловленная закрытием Монголо-Охотского океана, с конца среднеюрского времени характеризуется вращением Сибирского домена по часовой стрелке на угол от 10 до 30° с учетом ошибки палеомагнитных определений.

Работа выполнена в рамках интеграционных проектов СО РАН, при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64363, 05-05-64035) и Президиума СО РАН (молодежный проект „Траектория кажущегося движения полюса Сибирского кратона — недостающий инструмент палеотектонического анализа“).

## ЛИТЕРАТУРА

**Баженов М.Л., Моссаковский А. А.** Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе, по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника, 1986, № 1, с. 59—69.

**Белов И.В.** Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 372 с.

**Булгатов А.Н.** Взбросы и надвиги в нижнемеловой терригенно-трахиандезит-трахибазальтовой толще хр. Мал. Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье) // Материалы тектонического совещания „Тектоника земной коры и мантии“, Т. 1. М., Геос, 2005, с. 78—82.

**Гордиенко И.В., Жамойцина Л.Г.** Маргинтуйское месторождение цеолитов // Месторождения Забайкалья, Т. 1. кн. 2. М.; Чита, 1995, с. 234—239.

**Гордиенко И.В., Климук В.С.** Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 23—37.

**Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.** Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1545—1562.

**Гордиенко И.В., Жамойцина Л.Г., Зонхоева Э.Л., Леонов В.Е., Семушин В.Н.** Цеолитоносность базальтов Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1989, 96 с.

**Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф.** Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Докл. РАН, 1997, т. 352, № 6, с. 799—803.

**Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень.** Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1655—1669.

**Добрецов Н.Л., Коваленко В.И.** Глобальные изменения природной среды // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (8), с. 7—29.

**Жамойцина Л.Г.** Мезозойский базальтовый вулканизм и цеолитовая минерализация Западного Забайкалья (на примере Маргинтуйского вулканического поля) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (8), с. 1315—1323.

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

**Кузьмин М.И., Кравчинский В.А.** Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 54—62.

**Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Ляпунов С.М.** Роль процессов фракционной кристаллизации при формировании трахибазальт-трахитовой бимодальной серии: Малохамардабанская вулканотектоническая структура, Забайкалье // Петрология, 1996, т. 4, № 1, с. 26—45.

**Мезозойская** тектоника Забайкалья / К.Б. Булнаев, В.С. Доржиев, В.И. Турунхаев и др. Новосибирск, Наука, 1975, 208 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, 2004а, т. 45 (12), с. 1404—1417.

**Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Михальцов Н.Э.** Мезозойский этап тектономагматической активности в обрамлении Сибирской платформы: палеомагнитный аспект // Материалы IV конференции молодых ученых, посвященной М.А. Лаврентьеву, Ч. II. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2004б, с. 185—189.

**Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоогоо О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

**Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., ОИФЗ РАН, 1995, 297 с.

**Скобло В.М., Лямина Н.А.** Относительно тугуйского стратотипа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, Вып. 9. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1965, с. 155—171.

**Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Друбецкой Е.Р.** Новые данные о возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье (Rb-Sr и K-Ar даты) // Геология и геофизика, 1992 (5), с. 41—44.

**Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.** Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое—кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология, 1998, т. 6, № 2, с. 115—138.

**Besse J., Courtillot V.** Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, № B11, p. 1—31.

**Butler R.F.** Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1992, 319 p.

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

**Enkin R.J.** The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 212, p. 151—166.

**Gilder S., Courtillot 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, № B8, p. 17713—17727.

**Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House M.R., Lourens L., Lutterbacher H.P., McArthur J., Melchin M.J., Robb L.J., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Plumb K.A., Powell J., Raffi I., Röhl U., Sadler P., Sanfilippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H., Van Dam J., van Kolfschoten T., Veizer J., Wilson D.** A Geologic Time Scale 2004. Cambridge, Cambridge University Press, 2004, 589 p.

**Halim N., Kravchinsky V., Gilder S., Cogne J.-P., Alexyutin M., Sorokin A., Courtillot V., Chen Y.** A palaeomagnetic study from the Mongol—Okhotsk region: rotated Early Cretaceous volcanics and remagnetized Mesozoic sediments // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 159, p. 133—145.

**Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.** Evolution of the Mongol—Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol—Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int., 2002, v. 148, p. 34—57.

**McFadden P.L., McElhinny M.** Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int., 1990, v. 103, p. 725—729.

**Natal'in B.A., Sengör A.M.C.** Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure // Tectonophysics, 2005, v. 404, p. 175—202.

**Torsvik T., Smethurst M.** Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // Computers & Geosciences, 1999, v. 25, p. 395—402.

**Watson G.S., Enkin R.J.** The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Lett., 1993, v. 20, p. 2135—2137.

**Zhao X., Coe R.S., Gilder S.A., Frost G.M.** Palaeomagnetic constrains on the palaeogeography of China: implications for Gondwanaland // *Austr. J. Earth Sci.*, 1996, v. 43, p. 643—672.

**Zorin Yu.A.** Geodynamics of the western part of the Mongolia—Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2006 г.  
Н.А. Берзиным*

*Поступила в редакцию  
2 июня 2006 г.*