

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ РАНИЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: МЕТОДИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

© 2005 г. А. Н. Диденко¹, В. Ю. Водовозов², И. К. Козаков³, Е. В. Бибикова⁴

Геологический институт РАН, г. Москва

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 30.03.2004 г.

Проведено палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизиионных раннепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона. Определен возраст формирования гранитоидов по U/Pb методу по цирконам (1844 ± 15 и 1855 ± 5 млн. лет) и Ag/Ag методу по амфиболам (1854 ± 4 млн. лет) и биотитам (1741 ± 12 млн. лет). Установлена термическая природа высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности гранитоидов. Ее среднее направление по образцам двух объектов: $Dec = 353.0^\circ$, $Inc = -26.0^\circ$, $K = 9.4$ и $oc = 5.9^\circ$, палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat = 23.9^\circ$, $Plong = 290.0^\circ$, $d_p = 3.4^\circ$, $d_m = 6.4^\circ$. Проведено сопоставление с палеомагнитными данными этого возрастного интервала для Лаврентии и предложена реконструкция их совместного расположения на 1850 млн. лет.

ВВЕДЕНИЕ

Идея о существовании в истории Земли нескольких суперконтинентов, циклы сбора и распада которых отождествляются с циклами Уилсона, развиваются уже не один десяток лет [Борукеев, 1985; Розен, 2001; Сорохтин, Ушаков, 1991; Хаин, Божко, 1988; Dalziel, 1991; 1997; Hoffman, 1991; Moores, 1991; Rogers, 1996; Rosen et al., 1994; и др.]. В постархейской истории постулируется существование 5-ти суперконтинентов: 1 - архей-ранний протерозой; 2 - конец раннего протерозоя; 3 - средний-поздний протерозой; 4 - поздний протерозой-кембрий; 5 - поздний палеозой-ранний мезозой [Сорохтин, Ушаков, 1991; Хаин, Божко, 1988; Хаин, 1995; 2000; и др.].

В реконструкциях последнего позднепалеозойского-мезозойского суперконтинента Пангеи, выполненных разными авторами, принципиальных различий нет, чего не наблюдается по отношению к континентальным протерозойским коллажам. Отчетливо это видно на примере Сибирского кратона; в литературе обсуждаются несколько моделей его позиций в средне-позднепротерозойском суперконтиненте Родиния и раннепротерозойском суперконтиненте Колумбия [Pesonen et al., in press]:

1 - современная арктическая окраина Сибирского палеоконтинента примыкала к западному краю Лаврентии [Sears, Prince, 1978; 2000];

2 - северо-восточная окраина Сибири смыкалась с юго-западной окраиной Лаврентии [Piper, 1982];

3 - Сибирь и Лаврентия смыкались арктическими окраинами [Condie, Rozen, 1994; Hoffman, 1991];

4 - южная окраина Сибири контактировала с арктической окраиной Лаврентии [Condie, 2002; Rainbird et al., 1998];

5 - Сибирь и Лаврентия не имели общих границ [Poorter, 1981; Smethurst et al., 1998].

Практически все реконструкции докембрийских суперконтинентов выполнены, в основном, на интерпретации геологических и изотопно-геохимических данных при явном недостатке надежных палеомагнитных определений, которые могут дать количественные ограничения предлагаемых моделей.

Надежных в палеомагнитном отношении, с одной стороны, и хорошо датированных, с другой, данных для протерозойских объектов не так уж и много. Критерии выбора стабильных в палеомагнитном отношении объектов, разработанные для фанерозойских пород, зачастую не работают при изучении раннедокембрийских образований, претерпевших существенные метаморфические изменения. Кроме того, существенное влияние на интерпретацию палеомагнитных данных имеет точность определения возраста пород, выполненных различными геохронологическими методами. Например, в реконструкции Родинии [Smethurst et al., 1998] положение Сибири рассчитано с использованием палеомагнитного полюса по габброидам кандыкской свиты (положительный тест обжига), возраст ко-

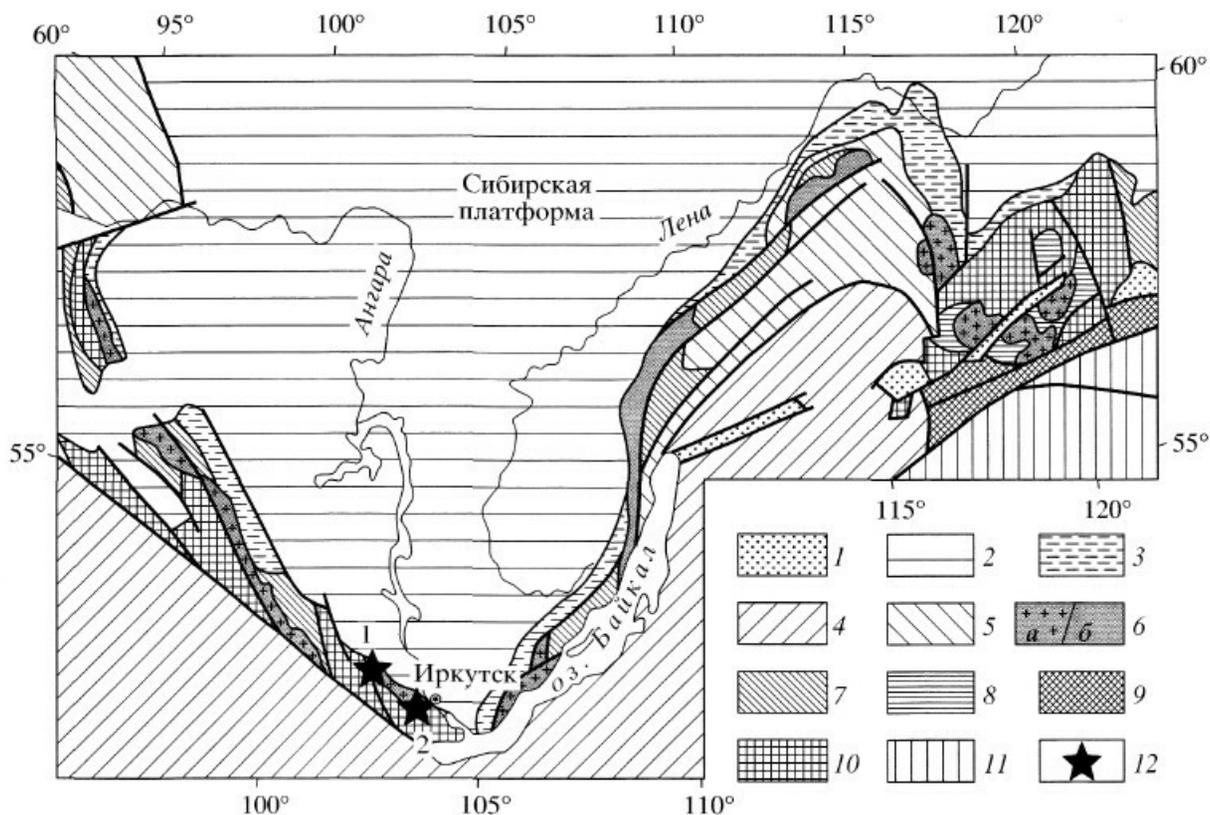


Рис. 1. Положение раннепротерозойских постколлизийных вулканоплутонических образований юга Сибирского кратона по [Донская и др., 2002; Ларин и др., 2002; Левицкий и др., 2002] с изменениями: 1 - мезозойские и кайнозойские рифтогенные впадины; 2 - чехол Сибирской платформы; 3 - рифейские перикратонные прогибы; 4 - Центрально-Азиатский складчатый пояс; 5 - рифейский дислоцированный шельфовый комплекс; 6 - раннепротерозойские постколлизийные вулканоплутонические образования (а - гранитоиды Южно-Сибирского пояса, б - вулканы к 7 - раннепротерозойские метаморфические и синколлизийные магматические образования; 8 - раннепротерозойские эпикратонные впадины; 9 - Становая коллизийная (сутурная) зона; 10 - архейские гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области; 11 - позднеархейские образования Станового пояса, переработанные в раннем протерозое (-1.9 Ga); 12 - места отбора палеомагнитных коллекций юга Сибири: 1) река Тойсук в районе пос. Тальяны и дер. Кадарей - 52.24° с.ш., 103.18° в.д.; 2) карьер "Орленок" - 52.00° с.ш., 104.12° в.д.

торой был определен как 730 млн. лет по K-Ag методу [Павлов, 1994]. Затем, при использовании U-Pb метода по детритному циркону из майяканской свиты [Rainbird et al., 1998] и бадделеиту из габбродиабазового силла [Павлов и др., 2002], возраст свиты был пересмотрен - в настоящее время это ~ 1 млрд. лет. Это еще раз подчеркивает, что датирование протерозойских осадочных и магматических пород основного состава затруднено по объективным причинам.

Полагаем, что проблему получения надежно датированных палеомагнитных направлений для протерозойских пород можно, в какой-то мере, решить, изучая граниты и родственные им породы. Во-первых, гранитоиды хорошо датируются современными изотопно-геохимическими методами, и, во-вторых, на основе существующих генетических классификаций их образование связывается с определенными этапами геодинамических процессов развития кратонов [Розен, Федоровский, 2001; Складаров и др., 2001].

Для протерозойских пород всех континентов на конец 2002 года имелось 1209 палеомагнитных определений, из них в 56-ти использовались исключительно гранитоиды [Pisarevsky, McElhenny, 2003]. В случае с Сибирским кратоном гранитоиды не использовались ни в одном из существующих 71 палеомагнитном определении. Хотя за последние годы выполнено значительное количество прецизионных изотопно-геохронологических работ для протерозойских гранитоидов Сибири [Бибикова и др., 19906; Донская и др., 2002; Ларин и др., 2000; 2002; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; и др.].

Мы попытались восполнить этот пробел и провели палеомагнитные и петромагнитные исследования раннепротерозойских гранитов юго-западного обрамления Сибирского кратона (рис. 1). фиксирующих один из главных рубежей в геологическом развитии континентальной земной коры в раннем докембрии - образование суперконтинента в конце раннего протерозоя [Хаин, 2001; Condie, 2001].

Rogers, 1996]. Это потребовало, во-первых, проведение палеомагнитных и геохронологических работ, что называется "образец в образец", и, во-вторых, применение петромагнитных методов для определения генезиса намагниченности гранитоидов, магнитную структуру и текстуру носителей намагниченности, термальной истории пород, редко используемых при обычных палеомагнитных исследованиях.

Основными задачами настоящей работы являлись: 1) отработка методики совместного палеомагнитного и изотопно-геохронологического изучения гранитоидов; 2) получение надежных палеомагнитных данных для раннего протерозоя Сибирского кратона по постколлизии южного обрамления. Для интервала 1600–2500 млн. лет имеются только два палеомагнитных определения по Сибирскому кратону. Одно выполнено Г.Г. Камышевой по габброидам Анабарского щита в районе р. Оленек, возраст которых 1850–2080 млн. лет по K-Ar [Pisarevsky, McElhinny, 2003]. Второе принадлежит Н.П. Михайловой с соавторами, которые исследовали анортозиты Алданского щита – возраст 2000–2100 млн. лет по K-Ar [Pisarevsky, McElhinny, 2003]; 3) реконструкция положения Сибири по отношению к Лаврентийскому кратону, который являлся ядром ранне-среднепротерозойского суперконтинента Колумбия [Condie, 2002; Rodgers, Santosh, 2002].

Актуальность затрагиваемой проблемы подчеркивается и таким фактом – на Геологическом конгрессе 2000 года докембрийской истории Земли было посвящено более 340 докладов, значительная часть которых касалась в той или иной степени проблеме докембрийских суперконтинентов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для Сибирского кратона индикаторами процесса кратонизации и перехода к платформенному режиму являются интрузивные гранитоиды, обнаженные в пределах Присаянского и Алдано-Станового выступов фундамента Сибирской платформы, вулканоплутонического Северо-Байкальского хребта и формирующие Южно-Сибирский пояс постколлизии раннепротерозойских гранитоидов [Диденко и др., 2003]. Пояс имеет протяженность около 2.5 тысяч километров (рис. 1).

Гранитоиды, выделяемые в Южно-Сибирский пояс, имеют все признаки посткинematических: их внедрение происходило после формирования главных картируемых структур, и в дальнейшем они не подвергались наложенному метаморфизму и деформациям. Пояс занимает секущее положение по

отношению к более ранним коллизийным зонам, разделяющим континентальные территории, сложенные преимущественно архейской корой [Розен, 2001; Розен, Федоровский, 2001; Хильтова и др., 2003]. Гранитоиды представляют собой геологические реперы, фиксирующие либо завершение развития подвижного пояса, либо процесс деструкции фундамента, в той или иной мере оторванный от орогенических событий. Они достаточно полно охарактеризованы петрогеохимическими и геохронологическими данными [Бибикова и др., 1990; Донская и др., 2002; Ларин и др., 2000; 2002; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003], которые позволяют относить их к постколлизийным образованиям А-типа, и указывают на относительно узкий возрастной интервал их формирования (1840–1870 млн. лет).

В настоящей работе представлены результаты изучения постколлизийных гранитоидов шумихинского и саянского комплексов, отобранных из двух массивов, стоящих друг от друга на 70 км: 1) в районе горы Колокольная (правый борт долины р. Большой Хадарей) и в среднем течении реки Тойсук у деревни Хадарей (в 1.5 км выше от впадения р. Тойсук в р. Бол. Хадарей); 2) в районе карьера "Орленок", примерно в 4 км выше по течению р. Большая Олха от поселка Рассоха (рис. 1).

Породы представлены практически неизменными гранитами, реже гранодиоритами, с характерной гипидиоморфнозернистой структурой и типичными минералами – кварцем, калиевым полевым шпатом и, меньше, – плагиоклазом, слюдой (биотитом), роговой обманкой, рудными минералами. В обнажениях у горы Колокольная и карьера "Орленок" присутствуют гранитоиды двух генераций: более ранняя представлена крупно- и среднезернистыми породами, и более поздняя – мелкозернистыми породами, формирующие жильные тела мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Тела гранитоидов второй генерации имеют закалочные контакты с гранитоидами первой генерации.

Две генерации гранитоидов хорошо различаются по концентрации магнитных минералов. Величина магнитной восприимчивости крупно- и среднезернистых гранитоидов первой генерации составляет $4–15 \times 10^4$ ед. СИ, тогда как у тонкозернистых жильных гранитоидов поздней генерации – $5–20 \times 10^5$ ед. СИ, т.е. различаются почти на порядок.

Изотопно-геохронологические исследования

Для определения возраста изученных гранитоидов были проведены исследования U-Pb методом по цирконам двух проб порфиридных биотит-амфиболовых гранитов главной фазы (первая генерация) саянского комплекса, отобранных в среднем течении р. Тойсук у деревни Хадарей и

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов гранитоидов Саянского комплекса

№ п/п	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, Ma		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Проба КША-2													
1.	K-880, 100 + 75	2.2	97.50	315.0	3961	0.1126 ± 0.0001	0.1625 ± 0.0001	4.3230 ± 0.0088	0.2786 ± 0.0005	0.94	1698 ± 3.5	1584 ± 3.0	1841 ± 1.3
2.	K-879, 125 + 100	2.4	93.86	300.0	6206	0.1127 ± 0.0001	0.1643 ± 0.0001	4.3934 ± 0.0087	0.2827 ± 0.0005	0.96	1711 ± 3.4	1605 ± 3.1	1844 ± 1.0
3.	K-878, 125	1.8	124.78	410.6	2691	0.1127 ± 0.0001	0.1629 ± 0.0001	4.2209 ± 0.0085	0.2717 ± 0.0005	0.96	1678 ± 3.4	1549 ± 3.0	1843 ± 1.0
4.	K-881, 75	1.4	101.88	328.8	1399	0.1122 ± 0.0001	0.1651 ± 0.0001	4.2077 ± 0.0163	0.2719 ± 0.0010	0.99	1676 ± 6.5	1551 ± 5.9	1834 ± 1.2
Проба КША-3													
1.	K-869, 75	3.0	84.16	281.36	2146	0.1121 ± 0.0001	0.1538 ± 0.0001	4.1811 ± 0.0084	0.2705 ± 0.0005	0.95	1670 ± 3.3	1544 ± 2.9	1834 ± 1.1
2.	K-868, 100 + 75	2.7	70.55	219.23	11239	0.1127 ± 0.0001	0.1564 ± 0.0001	4.5610 ± 0.0091	0.2936 ± 0.0006	0.88	1742 ± 3.9	1660 ± 3.2	1843 ± 1.9
3.	K-867, 125 + 100	2.8	68.63	212.3	7687	0.1126 ± 0.0001	0.1570 ± 0.0001	4.5674 ± 0.0091	0.2941 ± 0.0006	0.96	1743 ± 3.4	1662 ± 3.1	1842 ± 1.0
4.	K-866, 125	2.4	67.88	201.1	4653	0.1129 ± 0.0001	0.1599 ± 0.0001	4.7478 ± 0.0020	0.3050 ± 0.0006	0.93	1776 ± 3.7	1716 ± 3.4	1847 ± 1.3

Примечание: химическое разложение цирконов и выделение U, Pb выполнялось по модифицированной методике [Krogh, 1973]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. Аэроабразивная обработка циркона проводилась по методике [Krogh, 1982]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам ISOPLOT [Ludwig, 1991a] и PbDAT [Krogh, 1982]. При расчете возрастов использованы значения констант распада урана по [Ludwig, 1991b]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2σ. Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; A = 30% - количество вещества, удаленного в процессе аэроабразивной обработки циркона. Точка 4 в пробе КША-2 при расчете возраста не использовалась.

поселка Тальяны. Результаты анализов приведены в табл. 1 и даны на рис. 2.

Для гранитов пробы КША-2 были проанализированы цирконы магматического генезиса трех размерных фракций. Цирконы представлены удлиненными, преимущественно 1 : 4, кристаллами призматической формы (рис. 2а). Окраска цирконов светло-коричневая, различной интенсивности. Преобладают замутненные, трещиноватые цирконы часто с включениями порообразующих минералов. Для анализов выбраны только прозрачные удлиненные цирконы без включений. Фигуративные точки анализов трех фракций циркона образуют на диаграмме дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1844 ± 15 млн. лет, нижнее пересечение близко нулю (15 ± 150 млн. лет, СКВО = 1.9; рис. 2а). Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в этих цирконах практически такой же (табл. 1), что свидетельствует об отсутствии унаследованной компоненты и потерях радиогенного свинца только в гипергенных

условиях. В этом случае среднее значение возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ может быть принято за оценку возраста цирконов, и, соответственно, времени кристаллизации гранитоидов.

Для гранитов пробы КША-3 были проанализированы цирконы магматического генезиса четырех размерных фракций. Цирконы представлены преимущественно короткопризматическими кристаллами с удлинением 1 : 2-3 (рис. 2б). Окраска цирконов розовая, различной интенсивности. Преобладают прозрачные цирконы, но есть и непрозрачные. Для анализа были выбраны только прозрачные хорошо оформленные короткопризматические цирконы различных размерных фракций. По точкам составов всех фракций циркона рассчитана дискордия, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует 1855 ± 5 млн. лет. Значение возраста по нижнему пересечению - 171 ± 54 млн. лет (рис. 2б), что также дает основание предполагать отсутствие наложенных высокотемпературных преобразований в исследуемых грани-

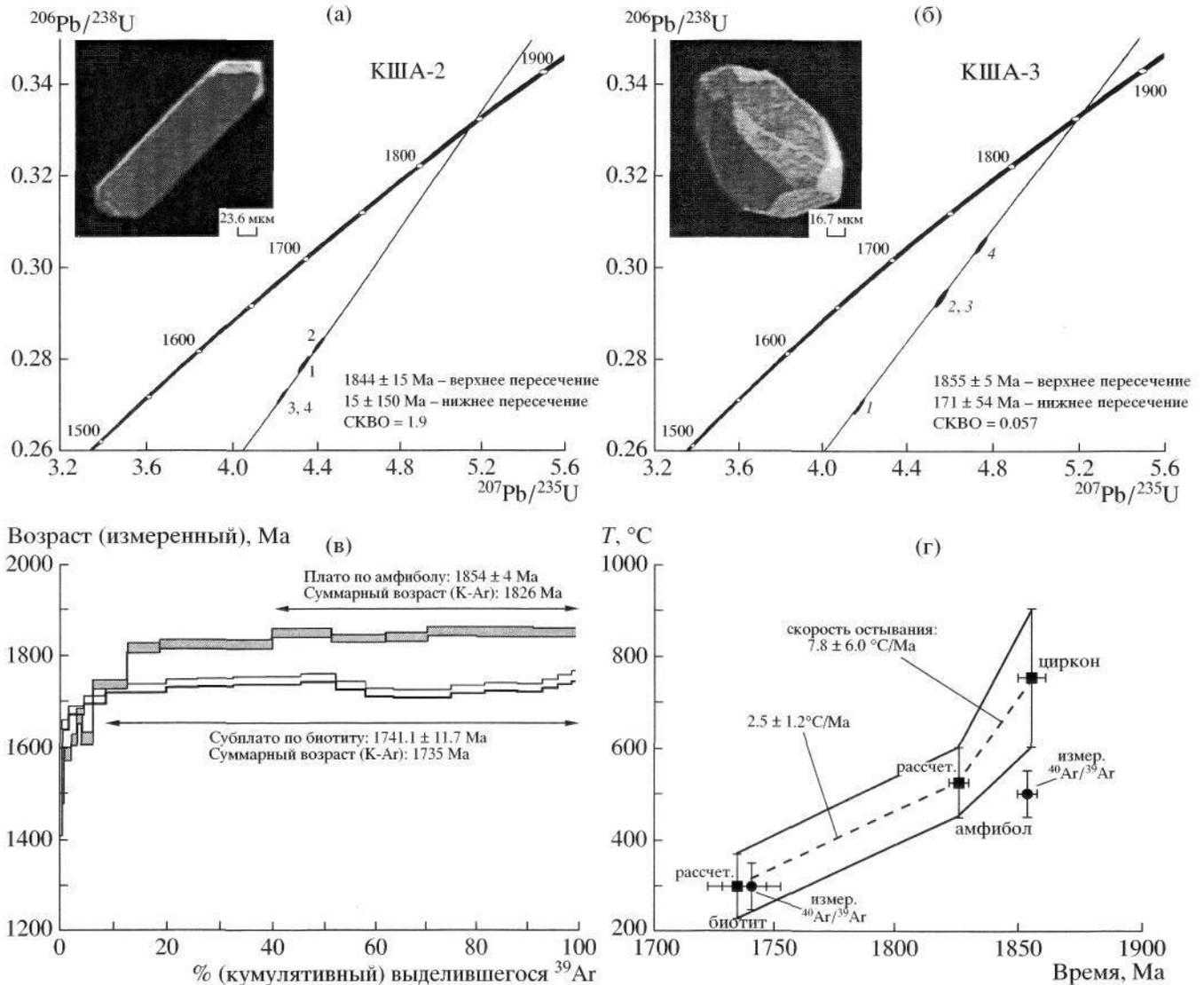


Рис. 2. Изотопно-геохронологическое изучение гранитоидов: (а), (б) - U-Pb конкордии и дискордии для цирконов из гранитов пробы КША-2 (а) и пробы КША-3 (б); (в) - спектры выделения Ar из амфиболов и биотитов пробы КША-3; (г) - рассчитанные скорости остывания интрузии гранитоидов.

тоидах и о потерях радиогенного свинца только в гипергенных условиях. Следовательно, значение 1855 ± 5 млн. лет также можно рассматривать как возраст кристаллизации гранитов.

Полученные в настоящей работе оценки возраста для двух проб исследуемых гранитоидов саянского комплекса геохронологически не различаются и лежат в интервале, установленном, как было указано выше, для всех постколлизийных гранитоидных комплексов Южно-Сибирского пояса.

Для пробы КША-3 А.И. Ивановым [Диденко и др., 2003] были получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по амфиболу и биотиту (рис. 2в). Оба минерала характеризуются ступенчатыми спектрами потерь аргона при нагреве. Шесть наиболее высокотемпературных ступеней для амфибола составляют

примерно 60% выделившегося радиогенного аргона и соответствуют интегральному возрасту "плато" 1853.9×3.8 млн. лет, который в пределах ошибки совпадает с возрастом цирконов этого массива. Примерно 90% радиогенного аргона в биотите формирует "субплато" с интегральным возрастом 1741.1×11.7 млн. лет.

По данным проведенных изотопно-геохронологических исследований имеется несколько точек в координатах время-температура, которые позволили рассчитать скорость остывания изученных гранитоидов. Температура закрытия U-Pb системы в цирконе оценивается как более 800°C [Harris, 1966] или $600-900^\circ\text{C}$ [Скляров и др., 2001], температура закрытия Ar-Ar системы в амфиболе и биотите составляет $450-550^\circ$ и $250-350^\circ\text{C}$, соответственно [Harris, 1996]. По методике М.Х. Додсона

Таблица 2. Петромагнитная характеристика отдельных образцов гранитоидов

№ образца	NRM, мА/м	$k \times 10^5$, ед. СИ	A_k , %	E	Q_n	J_{st}/J_{so}	J_{st}/J_{so}	J_{rs}/J_s	T_c , °С	J_{rs}/J_s	H_c , мТл	H_{cr} , мТл	H_{cr}/H_c
T-5/1	0.6	6.6	9.5	0.96	0.22	0.08	2.34	0.011	625*	0.131	7.9	24.4	3.1
T-5/5	6.3	9.1	11.2	1.01	1.73	0.12	1.90	0.013	575*	0.112	3.4	27.2	8.0
T-5/6	5.0	7.4	7.8	1.06	1.70	0.12	1.96	0.001	635*	0.012	1.1	16.7	15.0
T-5/7	3.3	8.8	7.1	1.02	0.94	0.11	1.91	0.019	570*	0.176	3.2	25.1	7.9
T-6/5	47.2	288.0	11.7	0.95	0.41	1.57	1.08	0.049	535	0.031	3.1	18.0	5.8
T-6/7	55.7	695.0	7.7	1.04	0.20	2.59	1.03	0.332	555	0.128	8.8	24.0	2.7
T-6/8	78.7	561.0	7.4	1.04	0.35	1.11	0.98	0.062	585	0.056	6.0	26.1	4.4
O-10/10	14.7	97.7	4.2	1.00	0.38	0.62	1.17	0.102	585	0.164	5.7	34.4	6.1
O-10/11	5.8	49.4	5.0	0.97	0.29	0.59	1.53	0.048	560	0.082	5.3	21.7	4.1
O-11/2	19.0	105.1	8.5	1.00	0.45	0.26	1.29	0.006	575	0.025	1.5	27.3	18.1
O-11/8	7.5	89.5	5.6	0.99	0.21	0.24	0.99	0.003	570	0.014	1.7	22.0	13.2

Примечание: NRA/- - естественная остаточная намагниченность; k - начальная магнитная восприимчивость; A_k - коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости $(1 - K_{min}/K_{max}) \times 100$; $E = (K_{min} \times k \wedge Дк, \wedge, \times K_{max})$; $Q_n = NRM/(0.5K)$ - отношение Кенигсбергера; J_s - намагниченность насыщения; J_{so}, J_{st} - намагниченность насыщения до лабораторного нагрева 670°С и после нагрева, соответственно; J_{rs} - намагниченность остаточного насыщения; T_c - точка Кюри, рассчитанная по зависимости J_s-T (* рассчитанная по зависимости $J_{rs}-T$); H_c - коэрцитивная сила; H_{cr} - остаточная коэрцитивная сила.

[Dodson, 1973] для биотита и амфибола рассчитывался суммарный возраст по всем ступеням, который представляет кажущийся возраст температуры закрытия К-Аг системы в амфиболе и биотите - 450-600°С и 230-370°С, соответственно. Расчет температур закрытия проводился по формуле и константам, приведенным в [Скляр и др., 2001]. Для биотита и амфибола расчетный суммарный возраст по всем ступеням, который, по своей сути, представляет кажущийся К-Аг возраст, составляет 1735 и 1826 млн. лет, соответственно.

На рис. 2г представлены результаты расчетов скорости остывания массива: с момента закрытия U-Pb системы циркона до закрытия К-Аг системы в амфиболе она составляла 7.8 ± 6.0 °С/млн. лет, в последующем до закрытия К-Аг системы в биотите - 2.5 ± 1.2 °С/млн. лет. Рубеж 580-480°С гранитоиды "прошли" от 1850 до 1830 млн. лет (пунктир). По нашему мнению, это заниженная оценка, так как время закрытия измеренной Аг-Аг системы в роговой обманке составляет 1853.9 ± 3.8 млн. лет (минимальная температура закрытия Аг-Аг системы 450°С) близко времени становления магматических цирконов 1855 ± 5 млн. лет (температура закрытия U-Pb системы ~750°С). Вероятно, скорость остывания гранитов на начальном этапе остывания была существенно выше, чем 7.8°С/млн. лет, и временной рубеж достижения гранитоидами 450-470°С можно оценить в 1850 млн. лет.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

При палеомагнитном исследовании гранитных массивов применение одного из основных полевых тестов стабильности NRM - теста складки не возможно. Конгломератов с галькой изученных гранитоидов в разрезе не обнаружено. Все это потребовало от нас проведение специальных петромагнитных и минералогических исследований, направленных на выяснение генезиса и структуры минералов-носителей намагниченности гранитов, их палеомагнитной стабильности. К числу таковых относятся микрозондовые исследования, специальное изучение коэрцитивности и физическое моделирование термоостаточной намагниченности гранитов, для последующего сопоставления с компонентами NRM. Для всех образцов гранитоидов в 12-ти положениях была измерена начальная магнитная восприимчивость, по которым были рассчитаны полные эллипсоиды восприимчивости с учетом их ориентации в географической системе координат.

Характеристика состава носителей намагниченности гранитоидов

Анализ зависимостей $J-T$ представительного ряда образцов гранитоидов показал (табл. 2), что они представлены как ярко выраженным ферри-магнитным (ξ -тип; рис. 3а), так и почти парамагнитным (h-тип; рис. 3б) видом кривых, имеются

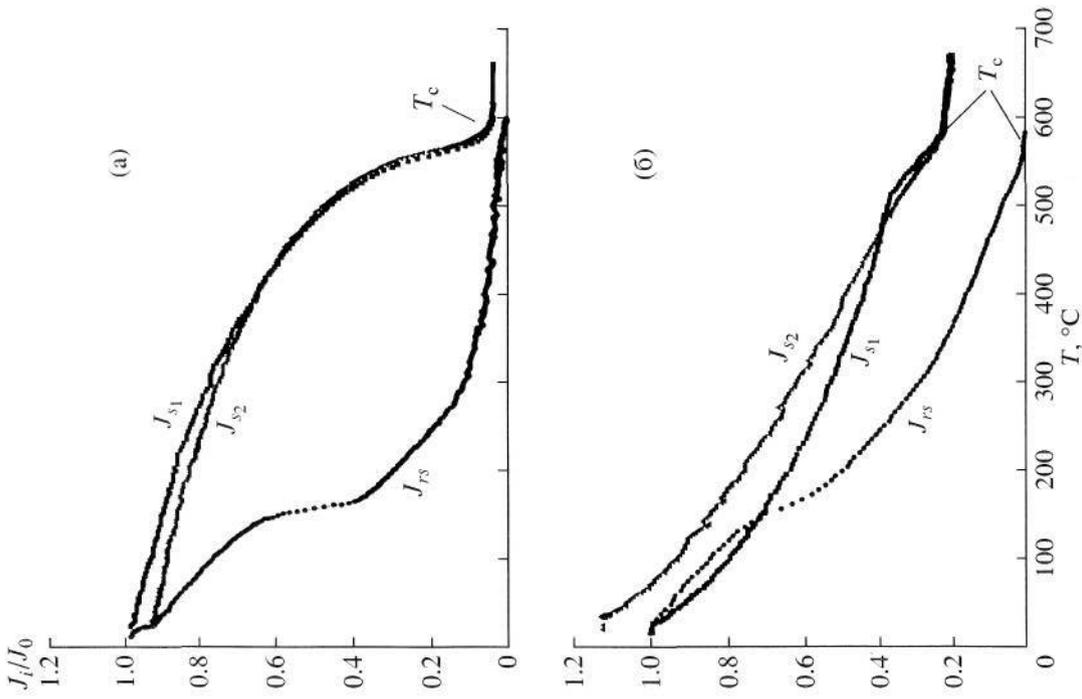


Рис. 3. Характеристика состава и размера зерен ферромагнитной фракции гранитоидов: (а), (б) - температурные зависимости намагниченности насыщения и остаточного насыщения образцов Т-6/8 (а) и О-10/10 (б). J_{rs}/J_0 - намагниченность насыщения до лабораторного нагрева и после, соответственно. J_{s1} - намагниченность остаточного насыщения во вторичных электронах сростка зерен (в) титаномагнетита (Тmg) и ильменита (Иlm) с профилями сканирования по Ti и Fe, зерна кварца с системой трещин (г), с профилем сканирования по Fe перпендикулярно трещине (д), двух тонких железосодержащих (мелькие светлые точки) зерен в трещине (е).

кривые и промежуточного типа. Зависимости $J-T$ имеют, как правило, однофазный вид. Парамагнитный тип кривых принадлежит образцам с чрезвычайно низкой концентрацией ферромагнитных минералов (первые сотые %), точка Кюри (T_c) для таких образцов определялись также и на зависимостях J_f-T . Второй крайний тип (Q) принадлежит образцам со значительной концентрацией магнитных минералов, судя по величинам J_s , она может достигать первых процентов (табл. 2).

Точки Кюри изученных образцов лежат в интервале 555-635°C, за исключением T_c одного образца Т-6/5 (535°C; табл. 2). Вероятно, основной носитель магнетизма гранитоидов соответствует практически чистому магнетиту и его катион-дефицитным разновидностям. Точки Кюри таких образцов, рассчитанные по значимостям $J_s - T$ и $J_s - T_c$, совпадают.

Зависимости J_f-T имеют более сложный характер, чем J_s-T , на большинстве из них фиксируются спад в районе 170-220°C, второй - близкий к T_c магнетита (рис. 3а, 3б). Прослеживается следующая закономерность, более резкий спад свойственен образцам с низкой величиной JJ_s (табл. 2, рис. 3а). Вероятно, на зависимостях J_s-T мы видим вклад, в основном, более крупной по размеру ферромагнитной фракции, а на зависимостях JJ_s и более тонкой.

Ферромагнитная фракция практически всех образцов с Q-типом зависимостей J_s-T имеет высокую стабильность к лабораторным нагревам. Соотношение величины намагниченности насыщения после лабораторного нагрева до 670°C к исходному значению (JJ_{so}) (табл. 2) близко 1, то есть видимых существенных новообразований и уничтожения магнитных минералов не наблюдается. Это же отмечается и для J_fJ_{no} . В случае образцов с h-типом зависимостей J_s-T величины намагниченности насыщения и остаточного насыщения после лабораторного нагрева существенно возрастают за счет появления нового ферромагнетика на фоне практически его отсутствия — JJ_{so} таких образцов равно 1.5-2 (табл. 2), $J_{it}U_{no}$ - более 2-5.

Исследования на электронном микроскопе и микроанализаторе "Самбах", проведенные на базе ГО "Борок" ОИФЗ РАН при участии В.А. Цельмовича, показали, что магнитная фракция изучаемых гранитоидов состоит из минералов двух генераций. Первая генерация представлена зернами титаномагнетита с содержанием Ti до 1.5-2%, сумма элементов примесей не более 1%. Вероятно, в образце Т-5/6 с $T_c = 535^\circ\text{C}$ сохранился первичный титаномагнетит с долей ульвошпинельного компонента менее 10%. Размер титаномагнетитов этой генерации от 10 до 50 мкм, нередко они встречаются в сростках с ильменитом, размер которого также составляет первые десятки мкм (рис. 3в). Состав сростков титаномагнетит-ильменит и последую-

щий расчет по геотермометру Линдсли [Lepage, 2003] показали, что температуру их совместной кристаллизации была немногим выше 620°C. Вероятно, образование низкотитанистых магнетитов происходило на солидусе гранитов, но выше температуры Кюри магнетита, и эти зерна обладали полной термоостаточной намагниченностью.

Состав магнитных зерен второй генерации измерить не удалось, так как они субмикронного размера (площадь возбуждения электронным пучком зонда более 3 мкм). Эти зерна частично заполняют трещины (рис. 3г-3е) в практически чистом кварце ($\text{SiO}_2 > 96-97\%$). Ориентация трещин (рис. 3г) предполагает их образование в результате высокотемпературного процесса. Сканирование Fe по профилю перпендикулярному простиранию трещин показывает резкий пик над ней (рис. 3д). Как видно из следующего рисунка, размер зерен с повышенным содержанием железа до 1 мкм, заполняют они только часть площади трещины (рис. 3е). Сканирование по другим элементам вдоль профиля "всплеска" не дает. Это позволяет высказать предположение, что вышеописанные зерна являются практически чистым магнетитом.

Характеристика доменной структуры ферромагнетиков, анизотропия и природа намагниченности гранитоидов

Величины естественной остаточной намагниченности (NRM) и начальной магнитной восприимчивости (k) изученных образцов гранитоидов имеют существенный размах (рис. 4а, табл. 2): NRM от 2.3 А/м до 0.41 мА/м, k - от 0.14 ед. СИ до 43 мк ед. СИ. Столь значительные вариации k обязаны, в первую очередь, концентрации ферромагнитных минералов в этих образцах, что хорошо видно из сопоставления k и величины намагниченности насыщения (J_s) - с увеличением J_s растет и k (табл. 2), но коэффициент линейной корреляции не высокой для этих параметров, немногим более 0.72. Коэффициент линейной корреляции NRM и J_s равен 0.6 и находится на пределе значимости. Полагаем, что, величину NRM определяют не только концентрация магнитных минералов, но и их структурные особенности. В породе присутствуют и многодоменные (магнитомягкие), и псевдо-однодоменные (магнитожесткие) носители остаточной намагниченности.

Рассмотрим некоторые петромагнитные параметры изученной коллекции гранитоидов, характеризующие структурное состояние магнитных носителей.

Отношение Кенигсбергера ($<2, >$) образцов гранитоидов варьирует от 0.08 до 14, причем значительная их часть имеет $<2, > 1$ (рис. 4а), что говорит о преобладании остаточной намагниченности

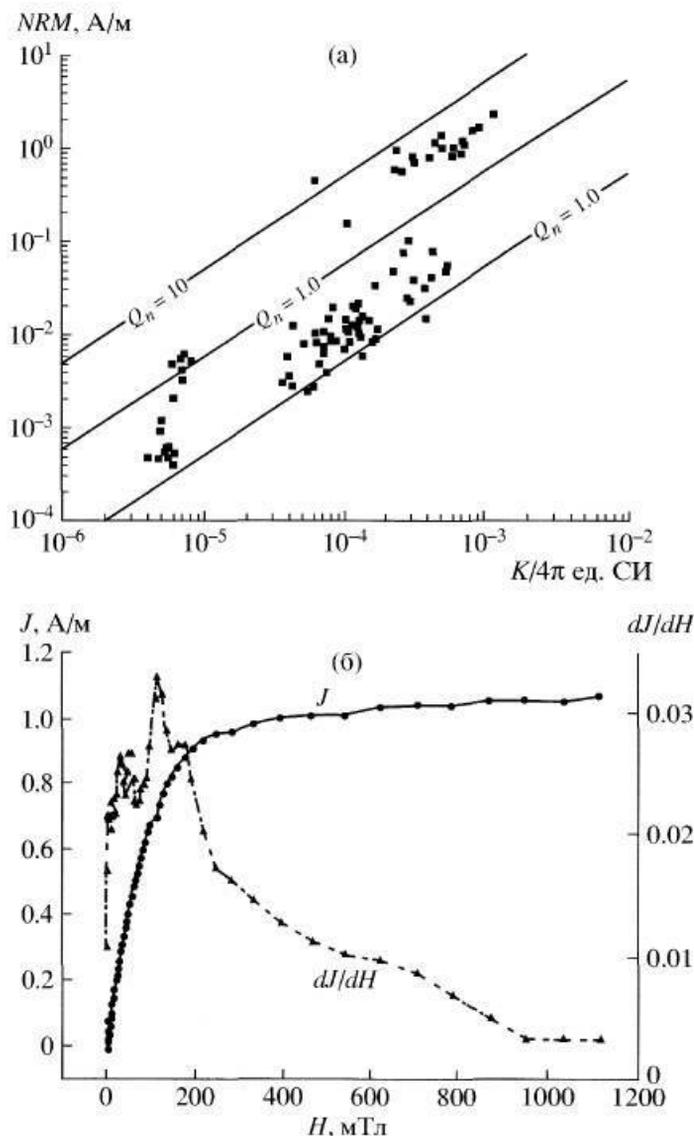


Рис. 4. Характеристика структурного состояния ферримагнитной фракции гранитоидов: (а) - зависимость NRM-к и рассчитанные значения Q_n ; (б) - зависимости нормального намагничивания (сплошная линия) и спектра нормального намагничивания (пунктир) для обр. Т-6/8.

над индуктивной для значительного ряда образцов. Размах величин J_r/J_s составляет от 0.001 до 0.253, J_s - от 1.1 до 30.9 мТл, J_{c1}/J_c - от 2.2 до 18.1 (табл. 2). По расчетам В.П. Щербакова [1984] граница между многодоменными и псевдо-однодоменными зёрнами магнетитов лежит в следующих интервалах: $J_n U_s$ - 0.05-0.2; H_c - 2-10 мТл; H_{c1}/H_c - 2-3; Q_n - 1-5. Как видно из данных табл. 2 и рис. 4а, значительная часть образцов обладает псевдооднодоменными свойствами, то есть обладают достаточной магнитной жесткостью для сохранения намагниченности во времени.

Параметры, перечисленные в предыдущем абзаце, несут интегральную информацию об изучаемом образце. Мы попытались оценить структуры магнитное состояние при помощи кривых техниче-

ского намагничивания образцов гранитоидов. Оказалось, что практически все изученные образцы (85%) имеют бимодальное распределение спектра намагничивания (рис. 4б): первый пик лежит в интервале 10-70 мТл, второй - 90-160 мТл.

Как видно из изложенного выше материала, петромагнитные данные совпадают с данными микроскопического и микронзондового исследований. И в том и в другом случаях фиксируется присутствие в изучаемых гранитоидах двух магнитных фаз: 1) относительно магнитомягкой, образованной магнетитами с характерными размерами 10-30 мкм (рис. 3в), именно эта фаза образует первый пик на спектральной зависимости кривой технического намагничивания (рис. 4б); 2) магнитожесткой, образованной тонким магнетитом (рис. 3г-3е). Ве-

роятно, она образует второй пик на спектральной зависимости кривой технического намагничивания (рис. 46).

Для учета возможного влияния тектонических напряжений на изучаемые гранитоиды были проведены исследования по изучению анизотропии начальной магнитной восприимчивости. Оказалось, что величина анизотропии варьируется в значительных пределах: от первых процентов до I (A_k , табл. 2). При этом ее тип не имеет яркой специализации. Наблюдается как линейный ($E < 1$), так и плоскостной ($E > 1$) тип анизотропии магнитной восприимчивости. Корреляции между величинами начальной магнитной восприимчивости (k) с одной стороны, и анизотропией (A_k), с другой, не наблюдается: коэффициент корреляции равен 0.12. Распределения ориентировок главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости изученных образцов не имеют преимущественной ориентировки, они близки к планарным. Распределение минимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости 33 образцов гранитоидов имеет планарный характер, концентрационный параметр (кучность) этого распределения равен 1.99 по [Fisher, 1953]. На основании этих данных можно заключить, что каких-либо существенных деформаций, приведших к преимущественной переориентации магнитных минералов, изученные гранитоиды не испытывали.

Необходимо обсудить еще один немаловажный вопрос - природу естественной остаточной намагниченности. Оценки температуры образования минералов носителей намагниченности исследуемых пород (см. выше), показывают, что она более 600°C , то есть NRM, по крайней мере ее часть, могла сохранить термоостаточную природу. Для проверки этого предположения на 9-ти образцах был применен метод непрерывных нагревов Вильсона-Буракова [Бураков, 1978], позволяющий сравнить кривые термомагничивания NRM и полной термоостаточной намагниченности (TRM), созданной в лаборатории.

Оказалось, что поведение зависимостей NRM-Г и TRM-Г большинства образцов сходно, а в высокотемпературном интервале они практически повторяют друг друга (рис. 5а, 5в - обр. Т-1/15; рис. 5б, 5г - обр. О-10/10). Зависимости Араи-Нагата в высокотемпературной области имеют линейный вид: коэффициенты корреляции функций NRM(7) и TRM(7) равны 0.997 для обр. Т-1/15 и 0.993 для обр. О-10/10 (рис. 5б, 5г). Различие в низкотемпературном диапазоне функций NRM(Т) и ШМ(7) можно объяснить наличием вязкой намагниченности в NRM.

Палеомагнитная характеристика постколлизийных гранитоидов

К настоящему времени для 102 образцов гранитоидов Шарыжалгайя проведена детальная температурная магнитная чистка до температуры 630°C . NRM 33 образцов в ходе ступенчатой температурной чистки показывает нестабильное поведение. Такое поведение свойственно исключительно магнитомягким образцам с $Q_n < 0.5$, но среди последних встречаются образцы с закономерным поведением NRM.

Поведение NRM оставшихся 69 образцов отличается достаточной сложностью, обычно выделяется не менее 2-3 палеомагнитных компонента. В качестве примера приведем результаты температурной магнитной чистки 4-х образцов постколлизийных гранитоидов Шарыжалгайского выступа (рис. 6а-6г) на ортогональных диаграммах Зийдервельда [Zijderveld, 1967].

Образцы из точки Т-1 (рис. 6а, 6б) отличаются практически идеальными диаграммами Зийдервельда. Здесь выделяются одна (рис. 6а) или две (рис. 6б) четкие компоненты, при этом средне-температурная компонента, выделенная по 6 точкам от 20 до 440°C ($Dec = 50.2^\circ$, $Inc = 8.4^\circ$), представляет, на наш взгляд, наложение современной компоненты геомагнитного поля и вторичной, метакронной компоненты. Эта компонента представлена в половине образцов из точки Т-1. Высокотемпературная компонента выделяется в диапазоне температур от 520 - 540 до 630°C по 7-9 точкам и образует два неравноценных кластера - $Dec = 354.2^\circ$, $Inc = -30.8^\circ$ (два образца) и $Dec = 142.4^\circ$, $Inc = 33.7^\circ$ (16 образцов).

Диаграммы Зийдервельда, полученные в ходе термочистки образцов из точек О-10 и О-11, а также Т-5 и Т-6, более сложны для интерпретации. Часть диаграмм интерпретировать из-за хаотического поведения NRM в ходе термического размагничивания невозможно. На других - можно выделить 2-3 компоненты. Наиболее характерные примеры представлены на рисунках 6в (образец Т-6/5) и 6г (образец О-10/10). В NRM образца Т-6/5 выделяются две компоненты: первая, низкотемпературная от 20 до 350°C (плавный перегиб в районе 300 - 350 градусов), имеющая $Dec = 24.4^\circ$, $Inc = 60.7^\circ$; вторая, высокотемпературная, выделяется по 5 точкам от 540 - 570 до 630 градусов и имеет $Dec = 12.7^\circ$, $Inc = 5.1^\circ$.

При размагничивании образца О-10/10 (рис. 6г) выделяются 3 компоненты: 1) низкотемпературная до 300°C с $Dec = 68.8^\circ$ и $Inc = 74.8^\circ$; 2) средне-температурная от 380 до 540 градусов, достаточно "шумная", с $Dec = 13.5^\circ$, $Inc = -34.6^\circ$; 3) высокотемпературная от 570 до 630°C с $Dec = 10.6^\circ$, $Inc = -38.6^\circ$.

Высокотемпературная компонента имеет как положительное наклонение со средним $Dec =$

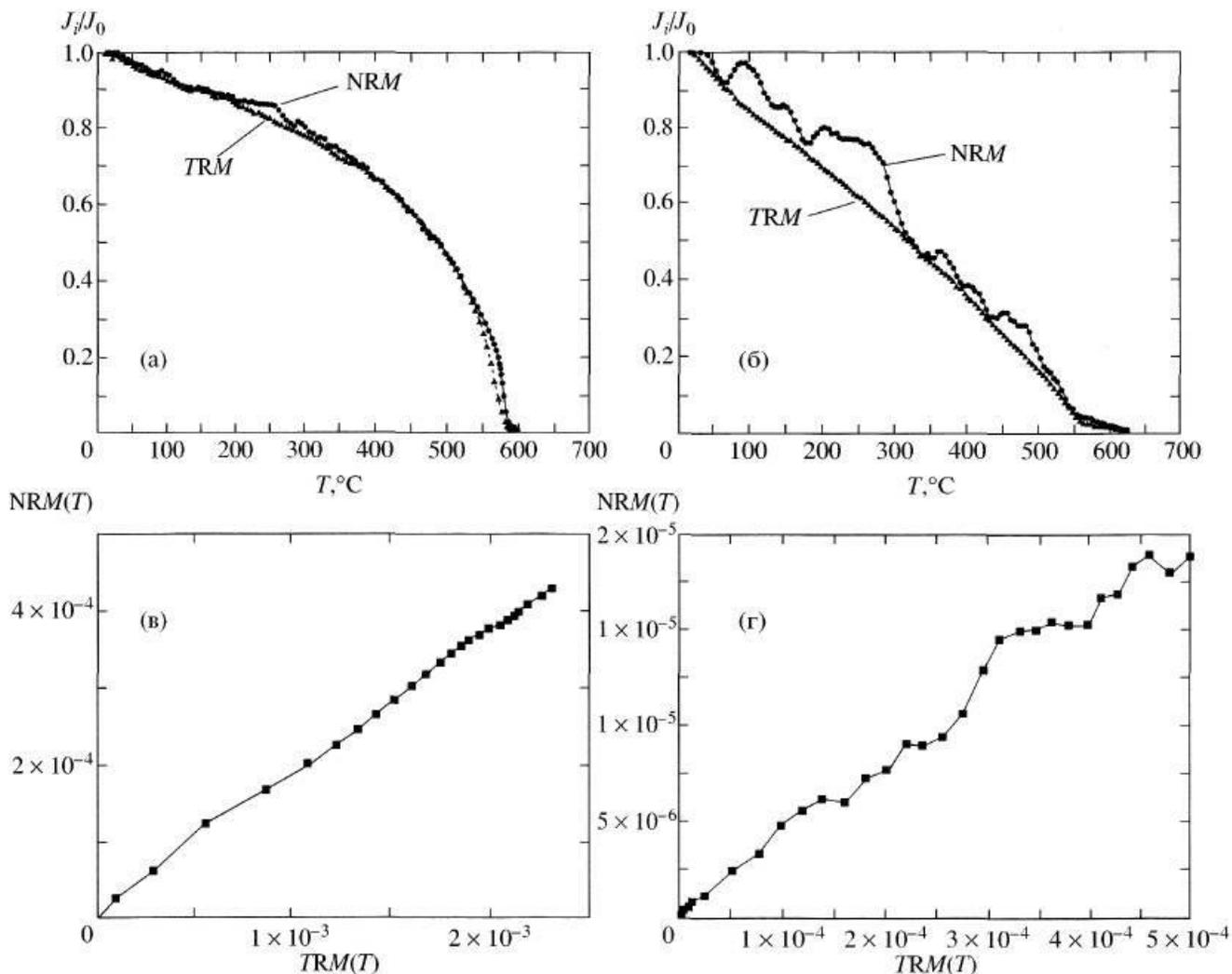


Рис. 5. Экспериментальное сопоставление NRA/ и лабораторной TRM гранитоидов в ходе температурной чистки: (а), (в) - поведение NRM и TRM в ходе непрерывной магнитной чистки (метод термокривых) для обр. Т-6/7 (а) и обр. О-10/10 (б), (в), (г) - зависимости Арай-Нагата для обр. Т-6/7 (б) и обр. Т-6/7 (г).

= 169.9°, так и отрицательное со средним $Dec = 359.2^\circ$ (рис. 6д; табл. 3). Причем, образцы более поздних жильных внедрений мелкозернистых гранитоидов (17 обр.) имеют исключительно отрицательное наклонение, тогда как образцы раскристаллизованных вмещающих гранитов, имеют как положительное, так и отрицательное наклонение. Тест обращения положителен. Угловое расстояние по дуге большого круга между средними направлениями образцов прямой и обратной полярностям составляет $164.5 (15.5) \pm 8.4^\circ$, при критичес-

ком значении $>21^\circ$ ($p = 0.05$) для настоящей выборки [McFadden, McElhinny, 1990].

Среднее направление после применения теста обращения равно $Dec = 353.0^\circ$, $Inc = -26.0^\circ$, $K = 9.4$ и $OQ_5 = 5.9^\circ$. Рассчитанный палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat = 23.9^\circ$, $Plong = 290.0^\circ$ ($d_p = 3.4^\circ$, $d_m = 6.4^\circ$). Сопоставление средних значений по участкам отбора (рис. 6е; табл. 3) показывает небольшое различие средних направлений по склонению на $25^\circ + 7^\circ$ (участок реки Тойсук -

Рис. 6. Палеомагнитная характеристика образцов гранитоидов: (а), (б), (в), (г) — результаты ступенчатой температурной магнитной чистки NRM на диаграммах Зийдверельда [Zijderveld, 1967] для обр. Т-1/5 (а), обр. Т-1/10 (б), обр. Т-6/5 (в), обр. О-10/10 (г). Залитый знак означает проекцию вектора NRM на горизонтальную плоскость, полый - на вертикальную. Цифры у точек указывают температуру магнитной чистки в °С. (д), (е) - распределение высокотемпературной компоненты NRM гранитоидов на сфере для всех образцов с положительным и отрицательным наклонением (д), для средних по участкам после теста обращения (е). Залитый знак означает проекцию на нижнюю полусферу, незалитый - на верхнюю, круги вокруг средних указывают овалы доверия с $p = 0.05$.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ

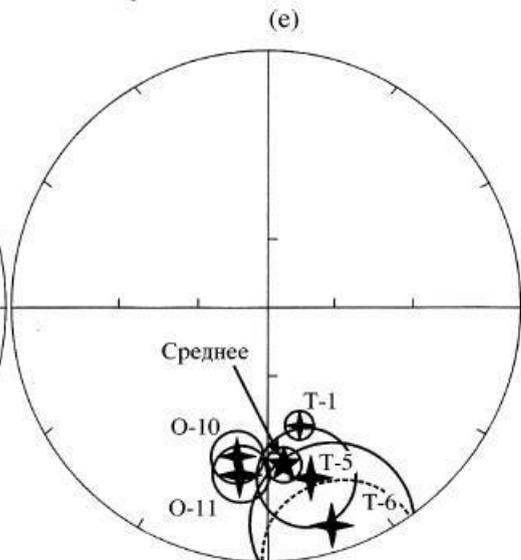
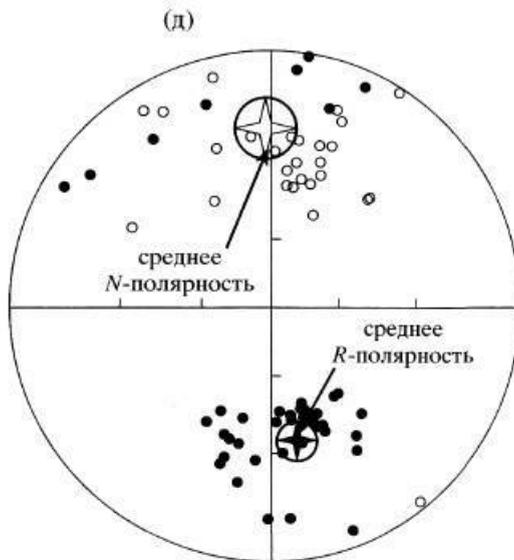
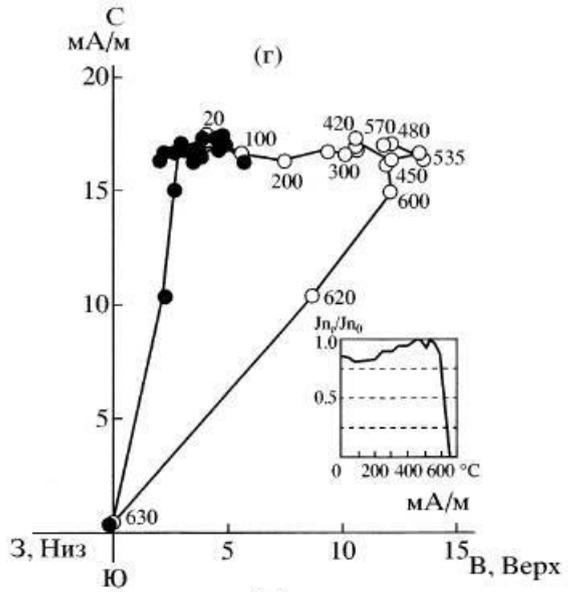
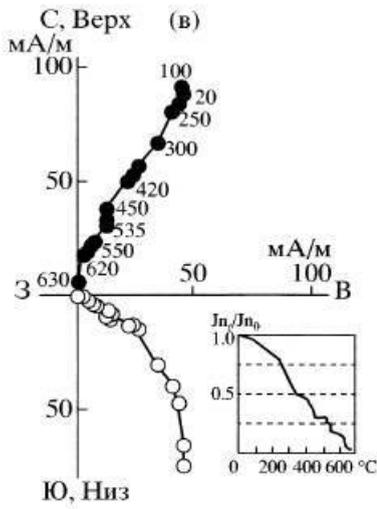
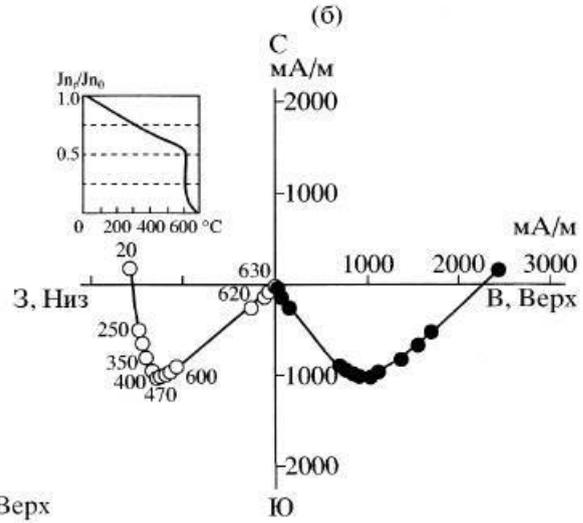
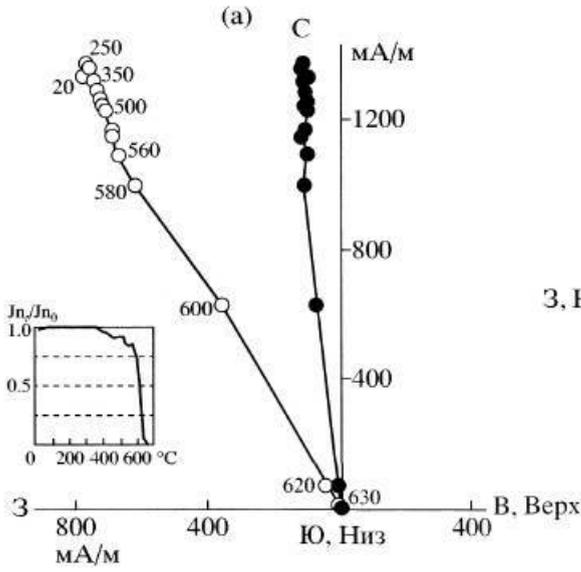


Таблица 3. Средние направления характеристической остаточной намагниченности постколлизионных гранитоидов Сибирского кратона

№ участка	φ , град	λ , град	n/n'	Dec , град	Inc , град	K	α_{95} , град	$Plat$, град	$Plong$, град	dp , град	dm , град
Участок реки Тойсук											
T-1	52.20	103.27	18/21	164.3	39.7	51.5	4.9				
T-5	52.21	103.15	10/19	165.4	21.8	11.3	15.0				
T-6	52.26	103.23	14/21	162.2	8.1	5.0	19.7				
Среднее T-1, 5, 6	52.22	103.22	42/61	163.9	26.0	8.6	8.0	22.6	300.2	4.7	8.6
Участок карьера Орленок											
O-10	52.00	104.12	13/22	10.4	-29.0	25.7	8.3				
O-11	51.99	104.14	14/19	8.0	-23.6	23.1	8.4				
Среднее O-10, 11	51.99	104.13	27/41	9.2	-26.2	24.5	5.7	23.7	274.4	3.3	6.2
Участки реки Тойсук и карьера Орленок											
Среднее по образцам	52.13	103.58	69/102	353.0	-26.0	9.4	5.9	23.9	290.0	3.4	6.4
Среднее по участкам	52.13	103.58	(5)/(5)	354.8	-25.1	20.9	17.1	24.5	289.1	9.9	18.4
N -полярность	52.13	103.58	37/69	359.2	-20.0	7.9	9.0	27.6	284.5	4.9	9.4
R -полярность	52.13	103.58	32/69	169.9	33.8	15.1	6.8	-18.8	113.7	4.4	7.8

Примечание: φ , λ - географические широта и долгота места отбора, соответственно; n - количество образцов, использованных при расчете среднего; n' - количество отобранных образцов; Dec - палеомагнитное склонение; Inc - палеомагнитное наклонение; K - кучность, где $K = (n - 1)/(n - R)$; α_{95} - радиус овала доверия вокруг среднего, где $\alpha_{95} = 140/\sqrt{JnK}$; $Plat$, $Plong$ - широта и долгота палеомагнитного полюса, соответственно; dp , dm - полуоси овала доверия вокруг полюса.

$Dec = 163.9^\circ$, $Inc = 26.0^\circ$, $\alpha_{95} = 8.0^\circ$; участок карьера Орленок - $Dec = 189.2^\circ$, $Inc = 26.2^\circ$, $\alpha_{95} = 5.7^\circ$. Возможно, это связано с разворотом одного блока относительно другого исключительно вокруг вертикальной оси, так как наклонения этих двух выборок равны.

ОБСУЖДЕНИЕ НАДЕЖНОСТИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для корректной интерпретации полученных палеомагнитных данных и восстановления положения Сибирского палеоконтинента в конце раннего протерозоя необходимо обсудить следующие вопросы: 1) возможный возраст высокотемпературной (характеристической) компоненты гранитоидов; 2) возможные развороты изученных блоков вокруг горизонтальной оси (определение палеогоризонталей); 3) полярность интерпретируемого палеомагнитного полюса.

Результаты проведенного эксперимента по сопоставлению естественной остаточной и лабораторной полной термоостаточной намагниченностей, показали их соответствие для ряда образцов гранитоидов. Природу NRM изученных гранитоидов, по крайней мере в ее высокотемпературной части, можно определить как TRM (тест Вильсона-Буракова). Учитывая, что после становления аргоновой системы в роговой обманке, температура закрытия которой 450-550°C [Harris, 1996], исследуемые породы не испытывали существенных

вторичных прогревов (см. выше). Следовательно, интервал приобретения высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности гранитов (580-450°C) можно оценить как 1850 млн. лет. Косвенно в пользу отсутствия существенных вторичных прогревов свидетельствуют и наличие в коллекциях образцов с намагниченностью прямой и обратной полярностей (рис. бд).

В пользу отсутствия существенных вращений вокруг горизонтальной оси свидетельствуют, по нашему мнению, следующие данные:

а) при полевых исследованиях было установлено, что становление жильных гранитоидов последнего цикла контролировалось "жесткими" деформациями - тела локализованы в трещинах и разрывах, поперечных к главным структурам. Анализ структурно-геологических данных позволяет высказать предположение, что после своего внедрения они не вовлекались в складкообразующие деформации;

б) средние наклонения двух объектов Шарыжалгай, удаленных друг от друга на 70 км практически совпадают (река Тойсук и карьер Орленок; рис. бе и табл. 3). На этом основании мы полагаем, что существенных разворотов вокруг горизонтальной оси массивы не испытывали, а наклонение высокотемпературной компоненты отражает близкую к истинной палеошироту формирования гранитоидов.

Особо следует оговорить вопрос полярности полученного древнего, как мы полагаем, палео-

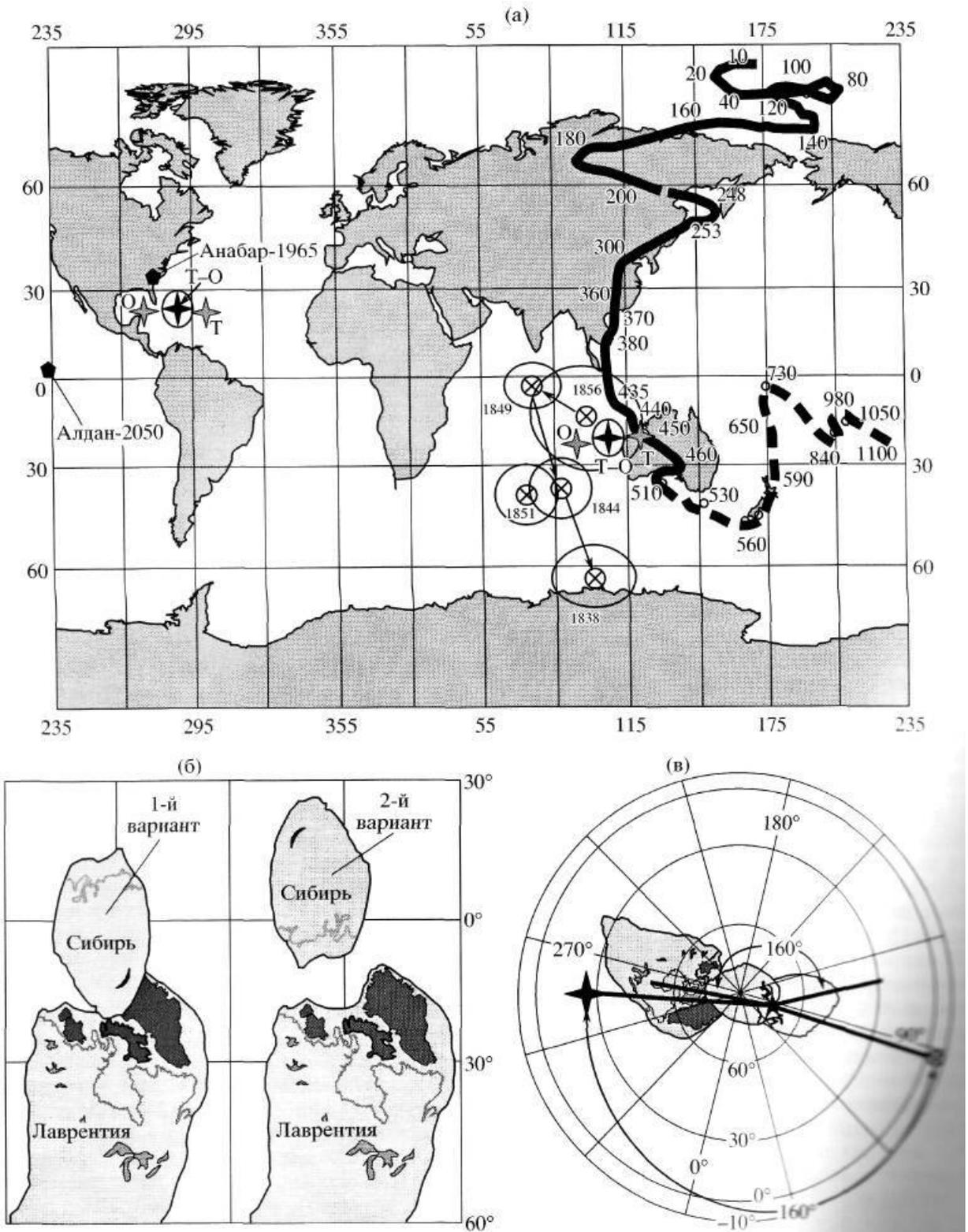


Рис. 7. Положение палеомагнитных полюсов Сибири и Лаврентии и возможные реконструкции их совместного положения в конце раннего протерозоя (1850 млн. лет): (а) - положение палеомагнитных полюсов; темной жирной линией показана траектория кажущейся миграции полюса Сибири с указанием возраста в млн. лет для палеозоя по [Bese, Courtillot, 2002], для рифея-палеозоя по [Smethurst et al., 1998], маленькими крестиками показаны положения палеомагнитных полюсов Лаврентии с указанием возраста в млн. лет по [Symons, 1995; Syn* et al., Mackay, 1999], четырехконечными звездами показаны положения палеомагнитных полюсов Сибири (наст. раот); (б) - две реконструкции возможного положения Сибири и Лаврентии на рубеже 1850 млн. лет; (в) - определение полюса вращения Сибири относительно Лаврентии: крест и четырехконечная звезда указывают положение палеомагнитных полюсов Лаврентии и Сибири, соответственно; пятиконечная звезда - положение полюса вращения.

магнитного направления. Однозначно решить его в настоящее время не представляется возможным, так как остается неопределенным знак полярности не только для раннепротерозойских, но и для венд-рифейских полюсов Сибири [Павлов и др., 2002; Шацилло и др., 2003]. Вероятно, на настоящем этапе исследований необходимо привлекать другие данные о возможном положении Сибири относительно других кратонов, в частности Лаврентии. Ниже мы рассмотрим эти возможности.

На рис. 7а показаны два возможных положения палеомагнитного полюса Сибири, определенного в настоящей работе. Один - в районе Багамских островов, второй - у западных берегов Австралии, между ними разница 180° по дуге большого круга (рис. 7а). Второй полюс располагается у позднеордовикского (435–450 млн. лет) участка кривой кажущейся миграции северного полюса Сибири [Smethurst et al., 1998], что может свидетельствовать о вторичной природе выделенного характеристического направления. Попробуем показать, что это совпадение можно считать случайным.

Во-первых, необходимо рассмотреть положение полюсов отдельно по объектам. Как видно на рис. 7а, палеомагнитный полюс участка р. Тойсук действительно располагается у кривой кажущейся миграции полюса Сибири, тогда как полюс участка карьера Орленок - на значительном расстоянии от нее, что позволяет говорить об отсутствии перемагничивания, по крайней мере, для пород одного участка.

Во-вторых. Действительно, в раннем палеозое наблюдается пик эндогенной активности, связанный с закрытием Палеоазиатского океана [например, Добрецов, 2002; и др.]. Наиболее масштабно эти события проявились к югу от Шарыжалгайя в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. В краевых областях Сибирского кратона коллизионно-аккреционные события этого были проявлены слабее и, что самое главное, произошли существенно раньше, в раннем ордовике. По данным Т.В. Донской с соавторами [Донская и др., 2002] пик метаморфизма в Китойкинской зоне, расположенной к югу от Шарыжалгайского массива за Главным Саянским разломом, имел место 474 ± 3 млн. лет тому назад. В пределах Ольхонской коллизионной системы раннепалеозойский пик метаморфической активности имел место 490 ± 10 млн. лет тому назад [Бибикова и др., 1990а]. Метаморфические события были обусловлены приращением одноименных террейнов к южной окраине Сибирского кратона.

Следовательно, данные по возрасту метаморфических комплексов южного обрамления Сибирского кратона, также как и приведенные ранее результаты петромагнитных исследований, позволяют

исключить перемагничивание, в том числе и раннепалеозойское. В этом случае логично определить полюс, находящийся к западу от Австралии, как южный, а у берегов Флориды как северный, и направление $Dec = 353.0^\circ$, $Inc = -26.0^\circ$ как направление прямой полярности. В том же районе располагаются полюсы Анабара для 1965 млн. лет и Алдана для 2050 млн. лет (рис. 7а), о которых упоминалось выше [Pisarevsky, McElhinny, 2003].

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование Южно-Сибирского пояса постколлизионных гранитоидов может быть связано с приращением к кратону континентальных блоков, в которых представлены континентальная архейская и раннепротерозойская кора, и, возможно, палеоостроводужные и палеоокеанические комплексы, реконструируемые в Булунском блоке Шарыжалгайского поднятия [Гладкочуб и др., 2001]. Вместе с тем, становление структуры фундамента Сибирской платформы в целом определяется раннепротерозойскими аккреционными и коллизионными процессами, проявление которых связывают с формированием более крупной тектонической единицы - суперконтинента [Хаин, Божко, 1988; Rozen et al., 1994; и др.].

В качестве модели мы рассматриваем континент Арктика или континент Колумбия, в состав которого включены преимущественно архейские образования Лаврентии и Сибири, переработанные в раннем протерозое [Розен, 2001; Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2002]. С этих позиций образование Южно-Сибирского пояса гранитоидов к 1870–1840 млн. лет завершило коллизионные процессы наиболее поздней стадии формирования раннепротерозойского суперконтинента. Становление же более ранних коллизионных поясов, определяющих внутреннее строение Сибирского кратона, может быть связано с процессами тектогенеза в первой половине раннего протерозоя и, возможно, архее [Rozen et al., 1994].

Всего для Лаврентийского кратона в интервале 1800–1900 млн. лет имеет 42 палеомагнитных полюса [Pisarevsky, McElhinny, 2003]. Анализ набора данных по двум критериям — точность определения возраста намагниченности не хуже 25 млн. лет и наличие хотя бы одного положительного теста - позволил для дальнейшего рассмотрения оставить только 10 результатов. Оказалось, что 8 определенных относятся к породам нижнего протерозоя Трансгудзонского пояса, 1 - провинции Слейв, 1 - Сьюпириор [Pisarevsky, McElhinny, 2003].

Для определения положения Лаврентии на рубеже 1850 млн. лет нами были использованы палеомагнитные данные по габбро, диоритам, гранодиоритам Трансгудзонского пояса, развитие которого

на рубеже 1.9-1.8 млрд. лет завершилось коллизией ограничивающих его эократонов Сьюпириор, Вайоминг, Слейв [Хаин, 2001]. В качестве расчетного полюса на 1850 млн. лет было взято среднее между палеомагнитными полюсами (рис. 7а): Boot-Phantom Pluton - $Plat = 9.7^\circ$, $Plong = 277.6^\circ$ возраст 1856 ± 10 млн. лет и Wekach Lake Gabbro - $Plat = 0.8^\circ$, $Plong = 255.0^\circ$ возраст 1849 ± 3 млн. лет [Symons, 1995; Symons, Mackay, 1999]. Средний полюс имеет координаты $Plat = 5.4^\circ$, $Plong = 266.2^\circ$ (рис. 7в).

Если следовать разработанной более 20-ти лет тому назад кривой кажущейся миграции полюса Лаврентии [Piper, 1982], то вышеперечисленные палеомагнитные полюсы следует принимать как северные, то есть прямой полярности. В последнее время эта интерпретация полярности докембрийских полюсов Лаврентии стали сталкиваться с затруднениями при глобальных магнито-тектонических построениях [Park, 1994]. Аналогичная ситуация отмечается и для раннепалеозойских докембрийских полюсов Гондваны, а пересмотр полярности последних требует пересмотра полярности и полюсов Лаврентии [Schmidt, Clark, 1997]. В наших построениях мы приняли полярность вышеперечисленных полюсов Трансгудзонского пояса как обратную, а соответствующие им полюсы прямой полярности показаны на рис. 7а. Согласно этим данным Лаврентийский кратон в интервале 1856-1849 млн. лет располагался в экваториальных широтах; его современная арктическая окраина находилась на 15° ю.ш. и была обращена на северо-запад (рис. 7б). Северо-северо-восточное простираие имели Трансгудзонский и Талтсон-Телон подвижные пояса. Положение Сибирского кратона, рассчитанное по координатам палеомагнитного полюса (наст. работа), несколько выше по широте: современная южная окраина находилась примерно на $10-15^\circ$ ю.ш. и была обращена на юго-запад (рис. 7б — первый вариант).

Именно о таком расположении кратонов на основе анализа геологических и изотопно-геохимических данных для конца позднего протерозоя указано в [Condie, 2002]. Такое же относительное расположение этих двух палеоконтинентов в рифее на основе геолого-структурных и изотопно-геохимических данных принимается в [Rainbird et al., 1998] и на основе палеомагнитных - в [Павлов и др., 2002].

Имеющиеся в настоящий момент данные не позволяют полностью исключить и другой вариант положения Сибири относительно Лаврентии, если за северный принять полюс, расположенный у Австралии (рис. 7а). Сибирь также останется в экваториальных широтах, но к Лаврентии будет обращена современная арктическая окраиной (рис. 7б - второй вариант). Такое же относительное положение двух кратонов будет, если для Сибири взять в каче-

стве северного полюса $Plat = 23.9^\circ$, $Plong = 290.0^\circ$ (багамский), а для Лаврентии - $Plat = 5.4^\circ$, $Plong = 266.2^\circ$. Второй вариант реконструкция менее вероятна по двум причинам. Во-первых, между кратонами появляется существенный по ширине "бассейн" примерно в 1000 км, "заполнить" который, исходя из геологических данных, нечем.

Во-вторых, мы рассчитали в современных координатах положение одного из возможных полюсов вращения сочленения южной окраины Сибирского кратона и арктической окраины Канадского щита, так как это указано в [Rainbird et al., 1998]. Повтором Сибири вокруг эйлера полюса (рис. 7в) с $\varphi = 75^\circ$, $\lambda = 83^\circ$ на угол $+160^\circ$ (против часовой стрелки) были совмещены южносибирские точки ($\varphi_1 = 48^\circ$, $\lambda_1 = 94^\circ$ и $\varphi_2 = 47^\circ$, $\lambda_2 = 109^\circ$) с североканадскими ($\varphi_1 = 76^\circ$, $\lambda_1 = 269^\circ$ и $\varphi_2 = 74^\circ$, $\lambda_2 = 291^\circ$). Расчет полюса вращения был произведен по программе GMAP-2002 [Torsvik, Smethurst, 1999].

Полюс вращения, определенный по совмещенным протерозойским структурам Сибири и Лаврентии в современных координатах, можно использовать также и для совмещения раннепротерозойского полюса Сибири прямой полярности (наст. работа) со средним раннепротерозойским полюсом Трансгудзонского пояса на 1850 млн. лет (рис. 7в). Полагаем, что подобное совпадение палеомагнитной и структурно-тектонической модели не является случайным и, вероятно, свидетельствует в пользу такого относительного положения Сибири и Лаврентии в теле раннепротерозойского Пангея-2 по [Сорохтин, Ушаков, 1991; Хаин, Божко, 1988] или Колумбии [Rogers, Santosh, 2002].

Полученные нами палеомагнитные данные не противоречат тому, что на рубеже 1850-1830 млн. лет Сибирский раннепротерозойский континент вошел в состав суперконтинента Колумбия. Его сочленение с Лаврентийским кратоном, являвшимся ядром суперконтинента Колумбия, проходило, вероятно, по современной южной (байкальской) окраине Сибири и современной северной окраине Лаврентии (рис. 7б - первый вариант). Примерно о таком относительном положении этих кратонов в теле палеопротерозойского суперконтинента указано в [Condie, 2002].

По мнению К. Конди, основные процессы рифтинга, приведшие к распаду палеопротерозойского суперконтинента прошли около 1.4 млрд. лет [Condie, 2002]. Геологические данные по югу Сибирского кратона свидетельствуют о стабильном его развитии с преобладанием платформенных режимов седиментации и внутриплитного растяжения от 1800 до 1000 млн. лет [Гладкочуб и др., 2003]. На этом основании Д.П. Гладкочуб с соавторами предполагают, что южный фланг Сибирского

кратона располагался во внутренних областях фрагмента, уцелевшего после распада палеопротерозойского суперконтинента, вплоть до образования неопротерозойского суперконтинента.

Магнитотектонические реконструкции совместного положения Сибири и Лаврентии на 1850-1840 млн. лет (наст, работа) и на 1050-1000 млн. лет [Павлов и др., 2002] хорошо согласуются с этим предположением. В первом и во втором случаях установлено сходное относительное расположение этих блоков. Предположение о распаде, а затем сборе после 300-350 млн. лет двух блоков в сходной конфигурации выглядит маловероятным. Вероятно, агломерат двух кратонов (Сибирского и Лаврентийского) существовал с 1850 млн. лет и, по крайней мере, до 1050 млн. лет, то есть на протяжении 800 млн. лет.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность за помощь в проведении полевых и лабораторных исследований А.В. Иванову, В.И. Левицкому, Т.И. Кириной, Л.З. Резниченко, В.А. Цельмичу, А.Г. Фейну и Г.С. Яновой. Весьма полезными для авторов были дискуссии по затронутой проблеме с Д.П. Гладкочубом, Т.В. Донской, О.М. Розеном, М.А. Семихатовым и Е.В. Скляровым, за что мы им очень признательны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 02-05-64332, 02-05-64208, Байкал-РФФИ № 01-05-97237) и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса - от океана к континенту".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др.* U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb, и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье). Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука. 1990а. С. 170-183.
- Бибикова Е.В., Киринова Т.И., Макаров В.А.* Возрастные рубежи в эволюции Шарыжалгайского комплекса Прибайкалья (U-Pb система цирконов). Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука. 1990б. С. 162-170.
- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука. 1985. 190 с.
- Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Меньшагин Ю.В., Мазукабзов А.М.* Геохимические особенности раннедокембрийских офиолитов Шарыжалгайского выступа // Геохимия. 2001. № 10. С. 1039-1051.
- Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М.* Имел ли место полный распад Пангеи-1: Сибирский краток как часть трансдокембрийского суперконтинента. Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС. 2003. Т. 1. С. 139-142.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др.* Палеомагнетизм нижнепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона и геодинамические следствия // Докл. РАН 2003. Т. 390. № 3. С. 368-373.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75.
- Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др.* Раннепротерозойский магматизм Южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 663-667.
- Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 7. С. 1075-1079.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* Этапы формирования континентальной коры Центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 395-399.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267-279.
- Левицкий В.И., Мельников А.И., Резниченко Л.З. и др.* Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 717-731.
- Павлов В.Э.* Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 4. С. 533-537.
- Павлов В.Э., Петров П.Ю., Журавлев А.З., Галле И., Шацко А.В.* Уйская серия и позднерифейские силы Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Геотектоника. 2002. Т. 36. № 4. С. 278-292.
- Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.* Изотопно геохронологическое исследование субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа: U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 2003. № 9. С. 879-889.
- Розен О.М.* Сибирский кратон - фрагмент палеопротерозойского суперконтинента. Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2001. С. 227-230.
- Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир. 2001. 188 с.
- Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др.* Интерпретация геохимических данных / Под ред. Склярова Е.В. М.: Интернет Инжиниринг. 2001. 288 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ. 1991. 446 с.

- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука. 1995. 190 с.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.
- Хаин В.Е., Божко А.Н.* Историческая геология. Докембрий. М.: Недра. 1988. 245 с.
- Хильтова В.Я., Берковский А.Н., Козаков И.К. и др.* Основные элементы строения фундамента Сибирской платформы: геолого-геофизические, геохронологические и изотопно-геохимические данные. Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС. 2003. Т. 2. С. 276-279.
- Шаццлло А.В., Диденко А.Н., Павлов В.Э.* Два конкурирующих палеомагнитных направления в верхнем венде. Итоговые результаты изучения осадочных толщ Восточного Присаянья и Юго-западного Прибайкалья (юго-запад Сибирского кратона). Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, 2003 / Под ред. Гапеева А.К. С. 90-93.
- Щербаков В.П.* Физические аспекты образования некоторых видов остаточной намагниченности горных пород. Дне. ... докт. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН. 1984. 341 с.
- Bese J., Courtillot Y.* Apparent and True polar Wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B11.
- Condie K.C.* Continental Growth During Formation of Rodinia at 1.35-0.9 Ga // *Gondwana Research.* 2001. V. 4. № 1. P. 5-16.
- Condie K.C.* Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. № 1. P. 41-43.
- Condie K.C., Rozen O.M.* Laurentia-Siberia connection revisited // *Geology.* 1994. V. 22. № 2. P. 168-170.
- Dalziel I.W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for a Eocambrian supercontinent // *Geology.* 1991. V. 19. P. 598-601.
- Dalziel I.W.D.* Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation // *GSA Bulletin.* 1997. V. 109. № 1. P. 16-42.
- Dodson M.H.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Miner. Petrol.* 1973. V. 40. № 3. P. 259-274.
- Fisher R.* Dispersion on a sphere // *Proc. Roy. Soc.* 1953. London. V. 217. P. 295-305.
- Harris N.* Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks // *Episodes.* 1996. V. 19. № 4. P. 107-113.
- Hoffman P.P.* Did the breakout of Lauerntia turn Gondwana inside out? // *Science.* 1991. V. 252. P. 1409-1411.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Et cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. № 3. P. 485-494.
- Krogh T.E.* Improved accuracy of U-Pb zircon by the creatuin of more concordant system using an air abrasion technique // *Geochim. Et cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. P. 637-649.
- Lepage L.D.* ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // *Computers Geosciences.* 2003. V. 29. P. 673-678.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557. 1991a. 64 p.
- Ludwig K.R.* Pb Dat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991b. 35 p.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. № 7. P. 725-729.
- Park J.K.* Paleomagnetic constraints on the position of Laurentia from middle Neoproterozoic to Early Cambrian times // *Percambrian research.* 1994. V. 69. № 1. P. 95-112.
- Moore EM.* Southwest U.S.-East Antarctica (SWEAT) connection: A hypothesis // *Geology.* 1991. V. 19. P. 425-428.
- Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al.* Palaeomagnetic configuration of Supercontinents during the Proterozoic // *Tectonophysics* (submitted to C. Powell Memorial Volume).
- Piper J.D.A.* The Precambrian paleomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent // *Earth and Planetary Science Letters.* 1982. V. 59. № 1. P. 61-89.
- Pisarevsky S.A., McElhinny M.W.* Global Paleomagnetic Visual Data Base Developed into Its Visual Form // *EOS.* 2003. V. 84. № 20. P. 1-8.
- Poorter R.P.E.* Precambrian paleomagnetism of Europe and the position of the Balto-Russian plate relative to Lauerntia / Kroner A., ed. *Precambrian plate tectonics.* Amsterdam: Elsevier. 1981. P. 599-622.
- Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.* U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth and Planetary Science Letters.* 1998. V. 164. P. 409-420.
- Rogers J.J.W.* A History of continents in the past three billion years III. *Geol.* 1996. V. 104. P. 91-107.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Colombia, a Mesoproterozoic supercontinent // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. № 1. P. 5-22.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian eraton: A perliminary assessment // *Archean Crustal Evolution* Condie K.C., et. Amsterdam: Elsevier. 1994. P. 411-159.
- Schmidt P.W., Clark D.A.* Late Proterozoic and Late Paleozoic reconstructions: Rodinia to Pangea // *Abstracts 8-th Scientific Assembly of IAGA with ICMA.* Upsala. 1997. P. 54.
- Sears J.W., Prince R.A.* // *Geology.* 1978. V. 6. № 3. P. 267-270.
- Sears J.W., Prince R.A.* // *Geology.* 2000. V. 28. № 5. P. 423-426.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Palaeozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // *Earth-Science Reviews.* 1998. V. 43. №1. P. 1-24.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.
- Symons D.T.A.* Paleomagnetism of the 1851 Ma Reynard Lake Pluton, Flin Flon Domain, Trans-Hudson Orogen: geotectonic implications // *Saskatchewan Geol. Surv. Misc. Rpt.* 1995. V. 95. №4. P. 137-144.
- Symons D.T.A., Mackay C.D.* Paleomagnetism of the Boot-Phantom pluton and the amalgamation of the Juvenile domains in the Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen, Canada // *Basement Tectonics.* 1999. V. 13. №4. P. 313-331.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A.* Plate Tectonic modeling Virtual Reality with GMAP // *Computer & Geosciences.* 1999. V. 25. P. 395-402.
- Zijderveld J.D.A.* AC demagnetization of rocks: analysis and results. *Methods in Paleomagnetism.* Amsterdam. 1967. P. 254-286.