

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ УЛКАНСКОГО ПРОГИБА
(ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОГО КРАТОНА)

*А.Н. Диденко^{1,2}, А.Ю. Песков¹, В.А. Гурьянов¹, А.Н. Пересторонин¹,
А.В. Косынкин¹*

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65,
г. Хабаровск, 680000; e-mail: itig@itig.as.khb.ru

²ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 13 июня 2012 г.

Представлены первые результаты палеомагнитного изучения одного из ключевых палеопротерозойских объектов Алдано-Станового щита – Улканского прогиба Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса, а именно, осадочно-вулканогенных пород элгэтейской свиты и гранитов улканского комплекса. Согласно этим данным и их сопоставлению с палеопротерозойской траекторией кажущейся миграции полюса Ангаро-Анабарской провинции, Улканский массив: 1) располагался в момент образования изученных пород на 18–26° южной широты; 2) в интервале 1732–1720 млн лет назад испытал вращение относительно Ангаро-Анабарского на $-70 \pm 8^\circ$. На основе комплексной интерпретации палеомагнитных, геохронологических и геохимических данных, опубликованных ранее, предложена палеогеодинамическая модель, согласно которой Алдано-Становая и Ангаро-Анабарская провинции Сибирского кратона стали единым жестким блоком примерно 1720 млн лет назад.

Ключевые слова: траектория кажущейся миграции полюса, палеомагнетизм, улканский комплекс, элгэтейская свита, Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс, Алдано-Становая провинция, Сибирский кратон.

ВВЕДЕНИЕ

В конце прошлого столетия рядом авторов [4, 13, 36, 70 и др.] была предложена модель образования Сибирского кратона (рис. 1а) в рамках концепции террейнов, базирующаяся на различиях в геологическом строении отдельных областей кратона (Ангаро-Анабарская, Тунгусская, Оленекская, Алданская и Становая), их петрологии и полученных к тому времени геохронологических данных. Согласно [13, 29, 35], 2.2–1.9 млрд лет тому назад единый Сибирский кратон еще не существовал – 5 вышеуказанных континентальных глыб (террейнов) были разделены океаническими бассейнами. В конце палеопротерозоя они сформировали два самостоятельных кратона: один, объединивший Алданский и Становой блоки, и второй, образованный столкновением Ангаро-Анабарского, Тунгусского и Оленекского блоков. Кратоны обрамлялись субдукционными зонами (андийского типа), выражением которых, по мнению Ч.Б. Борукаева [4] и Л.П. Зоненшайна с соавторами [13], являются вулканоплутонические пояса Аkitканский и

Улканский. К началу неопротерозоя литосфера палеобассейна, разделявшего эти два кратона, субдуцировала под Ангаро-Анабарско-Оленекский кратон, и только 1.6 млрд лет назад сформировался единый Сибирский континент [13].

Развитие взглядов, согласно которым кратон состоит из серии террейнов (рис. 1а) и окончательно оформился в позднем палеопротерозое, представлено в работах [26, 28, 29, 33–35, 44]. Свидетельствами “сбора” палеоконтинента являются покровно-складчатые деформации, проявление высокоградиентного метаморфизма, формирование автономных анортозитов и крупных гранитных интрузивов. Из чего следует, по О.М. Розену с соавторами [26], что “главные зоны разломов не расчленяли однородные элементы кратона на тектонические фрагменты”, а были “структурными швами, по которым эти фрагменты ... кратона были объединены, пришли в соприкосновение, т. е. такие зоны ... явились причиной образования самого кратона как единой тектонической единицы”.

К основным структурным швам, объединившим террейны Сибирского кратона на рубеже палео-мезопротерозоя, Ч.Б. Борукаев с соавторами [36], а затем и Л.П. Зоненшайн с соавторами [13], О.М. Розен с соавторами [29] отнесли Аkitканский и Улканский (Билякчан-Улканский) вулканоплутонические пояса (рис. 1а); широкое распространение подобных структур на всех кратонах Земли позволило Ч.Б. Борукаеву [4] характеризовать их как аkitканский тип.

К настоящему времени опубликованы кондиционные палеомагнитные данные для второй половины палеопротерозоя и мезопротерозоя по Тунгусской и Анабарской провинциям Сибирского кратона, которые позволили разработать первую траекторию кажущейся миграции полюса Сибири для этого интервала [5, 7, 10, 11]. Для Алданской и Становой провинций Сибирского кратона кондиционных палеомагнитных данных для этого возраста до сих пор не было.

Настоящая работа посвящена, в основном, представлению первых палеомагнитных результатов изучения верхнепалеопротерозойских пород Улканской части Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса. На основе сопоставления полученных результатов с одновозрастными палеомагнитными данными по Ангаро-Канскому [11] и Аkitканскому [50] поясам делается попытка ответить на вопрос – когда Алдан-Становой и Ангаро-Анабарский блоки стали полностью когерентными в тектоническом отношении?

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Структуры Улканского прогиба расположены на юго-восточной окраине Алданского террейна (рис.

1 а) в верховьях рр. Учур, Топорикан, Улкан, Нимар (рис. 1 б). Здесь палеопротерозойские неметаморфизованные породы (осадочно-вулканогенные образования улканской серии и гранитоиды улканского комплекса), перекрыты мезопротерозойскими отложениями платформенного чехла и залегают с резким угловым несогласием на метаморфических породах Алдан-Станового щита и коре их выветривания, маркируя время консолидации кристаллического фундамента Сибирской платформы.

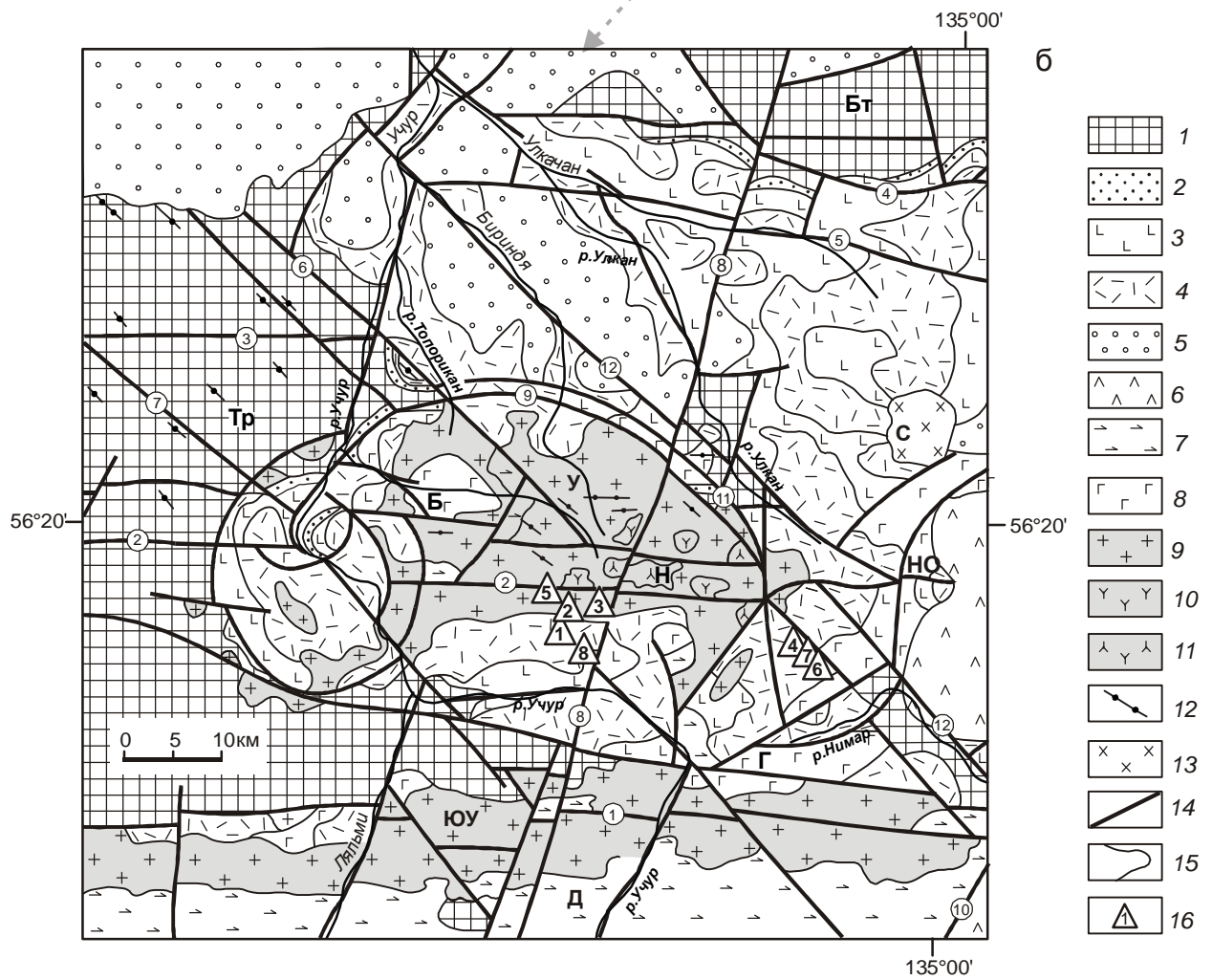
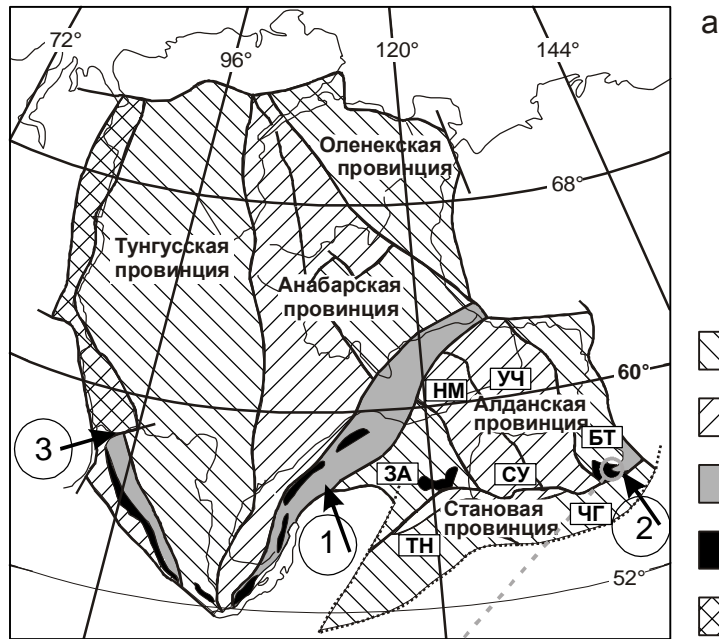
Улканская серия впервые была выделена в 1962 г. В.Р. Алексеевым в объеме топориканской и элгэтэйской свит (фондовые материалы). Позже в интерпретации разных авторов состав и объем серии претерпевали неоднократные изменения; в настоящей работе использована стратиграфическая схема В.А. Гурьянова [8], согласно которой серия объединяет топориканскую, улкачанскую и элгэтэйскую свиты общей мощностью более 3 км. Значительный объем серии занимают субвулканические интрузии и экструзивно-жерловые образования, которые совместно с покровными фациями рассматриваются в качестве улкачанского трахибазальтового и элгэтэйского базальт-трахириолитового вулканических комплексов.

Элгэтэйская свита мощностью более 2 км, разделенная на три подсвиты, венчает разрез улканской серии. В ее составе доминируют красноцветные трахириолиты, трахириодациты, трахидациты; встречаются их туфы, игнимбриты и лавобрекчии, пантеллериты и комендиты; меньшую роль играют лавы основного состава. Осадочные и туфогенно-осадочные породы отмечаются среди лавовых потоков в виде редких прослоев и слоев.

Рис. 1. Тектоническая схема Сибирского кратона (а), по [26, 28], и схема геологического строения района работ (б), по [11] с упрощениями.

а: 1–2 – архейские и раннепалеопротерозойские гранит-зеленокаменные (1) и гранулит-гнейсовые (2) террейны; 3 – позднепалеопротерозойские орогенные и вулканоплутонические пояса (цифры в кружках: 1 – Аkitканский, 2 – Билякчан-Улканский, 3 – Ангаро-Канский); 4 – коллизионные гранитоиды Южно-Сибирской зоны; 5 – палеопротерозойские орогенные пояса, ремобилизованные в мезо- и неопротерозое. Буквенные обозначения в прямоугольниках обозначают основные террейны Алдан-Станового щита: Батомский (БТ), Западно-Алданский (ЗА), Нимнырский (НМ), Сутамский (СУ), Тындинский (ТН), Учурский (УЧ), Чогарский (ЧГ).

б: 1 – Тыркканский (Тр) и Батомский (Бт) блоки кристаллического фундамента Алдан-Станового щита; 2–4 – улканская серия верхнего палеопротерозоя: 2 – топориканская, 3 – улкачанская, 4 – элгэтэйская свиты; 5 – уянская и учурская серии нижнего мезопротерозоя, нерасчлененные; 6 – меловые вулканиты; 7 – анортозиты древнеджугджурского комплекса; 8–11 – палеопротерозойские интрузии: 8 – габбродолериты гекунданского комплекса, 9–11 – гранитоиды улканского комплекса: 9 – субщелочные лейкограниты и граниты 1-й фазы, 10 – субщелочные лейкограниты 2-й фазы, 11 – щелочные граниты и кварцевые сиениты 3-й фазы; 12 – дайки габбродиабазов маймаканского комплекса раннего мезопротерозоя; 13 – меловые гранитоиды; 14 – разрывные нарушения (цифры в кружках: 1 – Южно-Учурский, 2 – Северо-Учурский, 3 – Гарындинский, 4 – Чадский, 5 – Улкачанский, 6 – Топориканский, 7 – Учур-Элгэтэйский, 8 – Ныгваганский, 9 – Бириндинский, 10 – Маймаканский, 11 – Улкан-Бириндинский, 12 – Нимарский); 15 – геологические границы; 16 – участки отбора проб 2008–2009 гг. (1–3, 5, 8 – г. Конус, долина р. Ныгваган; 4, 6, 7 – оз. Нимар, хр. Нимар, Перевальный). *Интрузивные массивы:* Д – архейский Древнеджугджурский; раннепротерозойские: Б – Бырайнский, Г – Гекунданский, НО – Нимаро-Олдондонский, Н – Ныгваганский, У – Улканский, ЮУ – Южно-Учурский; С – меловой Секталийский.



Элгэтэйская свита, как правило, несогласно залегает на улкачанской либо топориканской свитах, а за их пределами – на породах кристаллического фундамента. Возраст трахириолитов элгэтэйской свиты, по данным А.М. Ларина [18], составляет 1720 ± 2.5 млн лет (U-Pb метод по цирконам).

Данные по геохимии вулканитов улканской серии [12] показали, что они имеют признаки, свойственные надсубдукционной и внутриплитной геодинамическим обстановкам. Петрохимические особенности пород бимодальной улканской серии, с учетом геолого-структурных особенностей улканского комплекса и его обрамления, позволили высказать предположение [12] о двух источниках магматических расплавов, контрастных по составу – основного (мантийного) и кислого (корового), – совмещенных во времени и пространстве. Такая геодинамическая ситуация может реализовываться, как показано в многочисленных работах [например, 32, 39, 43, 45], в обстановках континентальных окраин трансформного типа на участках локального растяжения и в областях внутриплитного присдвигового континентального рифтогенеза [37]. Соединение в магматических камерах глубоких компонентов недеплетированной мантии с расплавами разных по глубине и составу субстрата источников является причиной образования вулканитов, имеющих различные геохимические “метки”.

Существует и другая точка зрения на генезис вулканитов улканской серии. Согласно А.М. Ларину с соавторами [18–20], последняя входит в состав единой “анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной группы”, включающей анортозиты Геранского массива, основные и кислые вулканиты улканской серии и гранитоиды улканского комплекса – улкано-джугджурская магматическая ассоциация была сформирована в интервале 1.74–1.70 млрд лет тому назад в результате действия мантийного суперплюма.

Гранитоиды улканского щелочно-лейкогранитового комплекса слагают два крупных и несколько средних и мелких по размерам массивов, обнажающихся в разных частях Улканского прогиба и его обрамления (рис. 1б). Наиболее крупные массивы – Улканский и Южно-Учурский; первый является петротипическим. Улканские гранитоиды формировались в три последовательные фазы внедрения: 1-я фаза с возрастом 1729.7 ± 1.9 млн лет (U-Pb изохронный метод по цирконам) – субщелочные граниты и биотитовые лейкограниты, кварцевые сиениты, монцониты и сиенит-порфиры; 2-я фаза – субщелочные биотитовые мелкозернистые лейкограниты; 3-я фаза с возрастом 1724.7 ± 3.6 млн лет (U-Pb изохронный метод по цирконам) – щелочные граниты и кварцевые эгирин-рибекитовые сиениты [12].

По данным Л.А. Неймарка с соавторами [23] и А.М. Ларина с соавторами [58], возраст цирконов (U-Pb метод) из гранитов 1-й, 2-й и 3-й фаз улканского комплекса составляет 1720.8 ± 1.0 , 1715.8 ± 2.5 и 1704.6 ± 4.7 млн лет, соответственно.

Данные по геохимии гранитоидов улканского комплекса [12] показали, что они имеют геохимические свойства, характерные для современных геодинамических обстановок двух типов – внутриплитной (А1) и коллизионной (А2, граниты выплавленные из субконтинентальной литосферы или нижней коры при коллизии континент-континент, континент-островная дуга [51]), когда в условиях общего сжатия мощность коры превышает критическую величину и происходит нарушение термальной границы корамантия, что физически представляется деляминацией нижней коры или отрывом субдукционного слэба [29, 43]. Nd-модельный возраст субстрата гранитов 1-й фазы составляет ~ 1.84–1.95 млрд лет [12].

На породы элгэтэйской свиты с размывом ложатся осадки уянской серии нижнего мезопротерозоя. Значение этого перерыва подчеркивается распространением железисто-глинисто-гидрослюдистой коры выветривания с изохронным Rb-Sr возрастом 1670 ± 40 млн лет [14], подстилающей бириндинскую свиту (низ уянской серии).

Для решения поставленных палеомагнитных задач было проведено детальное изучение вулканитов улканской серии и гранитов Улканского массива в пределах его центральной части – участки Конус, Ныгваган, Озерный, Перевальный и Нимар (рис. 1 б). Подробное описание участков отбора проб дано нами ранее в работе [12].

ВОЗРАСТ ТРАХИРИОДАЦИТОВ ЭЛГЭТЭЙСКОЙ СВИТЫ

Результаты геохронологического исследования улканских гранитов подробно изложены в [12]. Здесь мы кратко представим результаты геохронологического изучения трахириодацитов из верхней подсвиты элгэтэйской свиты, выполненного в лаборатории изотопной геологии ИГиГД РАН (г. Санкт-Петербург) Е.Б. Сальниковой и А.Б. Котовым по стандартным методикам [56, 57, 59, 60, 62, 67, 68].

Методика исследований

Выделение цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 M HNO_3 . При этом после каждой ступени чистки зерна циркона (или их фрагменты)

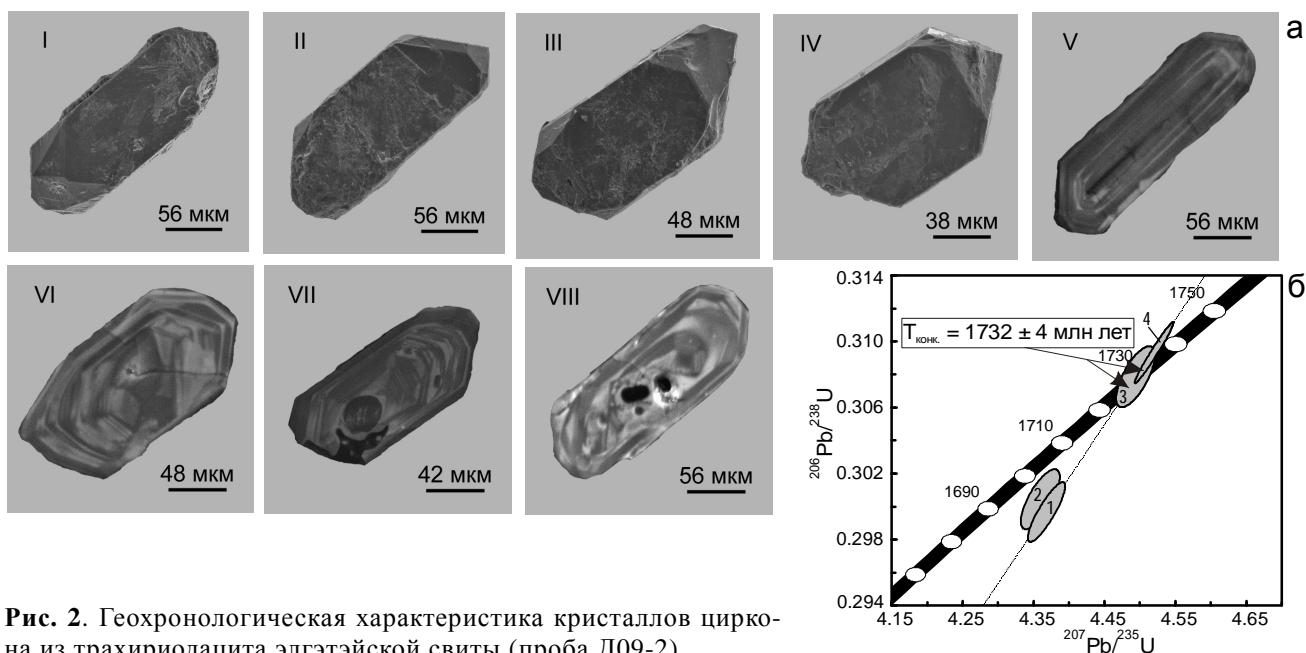


Рис. 2. Геохронологическая характеристика кристаллов циркона из трахириодацита элгэтэйской свиты (проба Д09-2).

а – микрофотографии выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме вторичных электронов; б – диаграмма с конкордией для кристаллов цирконов. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [56]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэробразивная обработка [57] и метод предварительной кислотной обработки [62]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного множителя) режимах. Для изотопных исследований использовались смешанные изотопные индикаторы $^{235}\text{U}\text{--}^{202}\text{Pb}$ и $^{235}\text{U}\text{--}^{208}\text{Pb}$. Содержания U и Pb, а также U/Pb изотопные отношения определены с погрешностью 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [59] и “ISOPLOT” [60]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [68]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [67]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов

Аксессуарный циркон, выделенный из трахириодацита элгэтэйской свиты (проба Д-09-2), представлен субидiomорфными и идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматического и короткопризматического облика розо-

вого и серовато-розового цвета, а также их обломками. Кристаллы огранены призмой {100} и дипирамидами {101}, {111} (рис. 2 а). Для внутреннего строения кристаллов циркона характерны “тонкая”, четко проявленная зональность (рис. 2 а, V-VII), а также присутствие значительного количества включений рудных минералов. Некоторые кристаллы циркона содержат унаследованные, как правило, метамиктизированные ядра (рис. 2 а, VIII). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 350 мкм ($K_{\text{удл.}}=1.5\text{--}3.0$).

U-Pb геохронологические исследования выполнены для трех микронавесок (15–20 зерен) циркона, отобранных из размерных фракций 100–150 и 150–200 мкм и подвергнутых предварительной аэробразивной обработке, а также для одной навески циркона (80 зерен из размерной фракции 150–200 мкм), которая была подвергнута предварительной кислотной обработке (табл. 1). Как видно на рис. 2б, точки изотопного состава циркона после кислотной обработки и циркона, в результате аэробразии которого было удалено около 60 % вещества, располагаются на конкордии, а величина их конкордантного возраста составляет 1732 ± 4 млн лет (СКВО = 0.31, вероятность = 0.58). Дискордия, рассчитанная для точек изотопного состава всех изученных навесок циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 1729 ± 15 млн лет, а нижнее – 446 ± 1000 млн лет (СКВО = 2.2).

Таблица 1. Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из трахириодацита элгэтэйской свиты (проба Д-09-2).

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho		Возраст (млн лет)	
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	150–200, 20 зер. A=20 %	2.74	751	0.1057±1	0.2322±1	4.3655±80	0.2995±5	0.87	1706±3	1689±3	1727±2
2	100–150, 15 зер., A=40 %	2.68	362	0.1052±4	0.2315±1	4.3565±227	0.3003±14	0.74	1704±9	1693±8	1718±7
3	150–200, 17 зер., A=60 %	2.98	496	0.1058±2	0.2261±1	4.4920±93	0.3078±4	0.71	1730±4	1730±2	1729±3
4	150–200, 80 зер., кисл. обр.=3.0	2.86	15832	0.1059±1	0.2057±1	4.5184±66	0.3093±4	0.98	1734±3	1737±2	1731±1

Примечание: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; A = 20 % – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; * – навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) определения изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Морфологические особенности аксессуарного циркона, выделенного из трахириодацита элгэтэйской свиты, указывают на его магматическое происхождение. Это позволяет рассматривать полученную для него конкордантную оценку возраста 1732 ± 4 млн лет как возраст его кристаллизации.

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ Методика палеомагнитных и петромагнитных исследований

Полевые и лабораторные палеомагнитные исследования, их обработка проводились, в основном, по стандартным методикам [24, 25, 47, 54]. Отбор образцов для петромагнитного и палеомагнитного исследований предварялся измерением начальной магнитной восприимчивости (k) полевым каппаметром КТ-5 (производство Чехия, чувствительность 1×10^{-5} ед. СИ) непосредственно в обнажениях. Предпочтение при отборе отдавалось участкам тонко- и мелкозернистых разновидностей осадков и магматическим породам с умеренной величиной k . Среди магматических пород предпочтение отдавалось закалочным зонам, которые фиксировались как визуально, так и по закономерному спаду величины k от центра тел к краю. Для ряда интрузивных тел отбор был произведен и из центральных, хорошо раскристаллизованных частей для изучения их магнитной текстуры. В лабораторных условиях измерения k для образцов представительной части коллекции были повторены на каппаметре МФК-1FA (производство Чехия, чувствительность $5 \cdot 10^{-8}$ ед. СИ).

Ориентированные штуфы для палеомагнитных и петромагнитных исследований отбирались из объектов, как правило, с отчетливо выраженными структурными элементами (слоистость, полосчатость, экзо- и эндоконтактные зоны интрузивных тел и т.д.). Для гранитоидов замерялись азимут и угол падения контактовых зон между вмещающими гранитами ранних генераций и жильными гранитоидами третьей генерации, для дайковых роев – простирание и угол падения эндоконтактных зон, в вулканогенно-осадочных толщах – элементы залегания осадочных прослоев и поверхностей лавовых потоков. Измерение ориентировки образцов производилось магнитным компасом, магнитное склонение учитывалось при определении средних палеомагнитных склонений. Распиловка штуфов на двухсантиметровые кубики проводилась на электропиле с алмазным диском в лабораторных условиях.

Для оценки возраста приобретения породами компонент естественной остаточной намагниченнос-

ти (*NRM*) нам удалось применить тест, к сожалению в сильно редуцированном виде, внутриформационных конгломератов для пород нижней подсвиты элгэтэйской свиты, а также тесты складки и обращения. Для гранитоидов прямых полевых тестов применить не удалось.

На ряде представительных образцов пород элгэтэйской свиты и гранитоидов исследовались магнитные параметры, характеризующие структуру, концентрацию и состав носителей магнетизма. В первую очередь изучались начальные и повторные температурные зависимости намагниченности насыщения (J_s) для определения точки (температуры) Кюри (T_c) – фундаментальной характеристики магнитного минерала, зависящей от его состава и строения кристаллической решетки.

Для оценки стабильности *NRM* изученных пород для каждого образца рассчитывался фактор (коэффициент) Кенигсбергера (Q_n) – отношение естественной остаточной намагниченности образца природного материала к его индуктивной намагниченности в земном магнитном поле. Q_n широко используется для оценки вклада *NRM* и индуктивной намагниченности в магнитные аномалии. В нашем случае мы использовали этот параметр для оценки магнитной жесткости (стабильности) изучаемых пород; значение $Q_n > 1$ показывает, что остаточная намагниченность преобладает над индуктивной.

Все палеомагнитные образцы прошли полное ступенчатое терморазмагничивание в печи, помещенной в четырехслойный экран из пермаллоя (остаточное магнитное поле внутри печи составляло менее 15–20 нТл) до температур 570–670°C. При каждом нагреве для уменьшения влияния лабораторного подмагничивания положение образцов в печи менялось хаотически. Шаг нагрева зависел от поведения намагниченности в ходе исследования и изменялся от 50–100° при низких температурах до 20–30 и 5–10° при средних и высоких температурах. Обычно число шагов температурной чистки составляло от 15 до 20. Измерения *NRM* производились на спин-магнитометре JR-6a (производства Чехии, чувствительность по объемному магнитному моменту не хуже $2.4 \cdot 10^{-6}$ А/м), установленном в кольцах Гельмгольца. При переносе из печи к измерительному прибору образцы помещались в контейнер из μ -металла.

Выделение компонент естественной остаточной намагниченности производилось при анализе данных температурного размагничивания с помощью программы PMGSC (версия 4.2) Р. Энкина [52]. Выделялись компоненты, соответствующие на диаграммах Зийдервельда [72] прямолинейным отрезкам,

рассчитанные, как минимум, по 3–4 точкам ступенчатой чистки [55]. Анализировались также круги педермагничивания, соответствующие на стереограммах направлениям, смещающимся по дуге большого круга [2]. Для анализа движения тектонических блоков на сфере и построения траектории кажущейся миграции полюса (КМП) использовался пакет программ GMAP Т. Торсвика [69].

Петромагнитная характеристика гранитов улканского комплекса и вулканитов элгэтэйской свиты

Анализ зависимостей J_s – T представительного ряда образцов гранитоидов и вулканитов элгэтэйской свиты показал, что они представлены как ярко выраженным ферримагнитным (Q -тип; рис. 3 а, б, г, д), так и почти парамагнитным (h -тип; рис. 3 в, е) видом кривых (есть зависимости и промежуточного типа). Зависимости J_s – T магнитных и сильномагнитных образцов имеют, как правило, однофазный вид с точки Кюри для гранитов 590–610°C и для вулканитов элгэтэйской свиты – 570–600°C. Среди вулканитов элгэтэйской свиты встречаются и образцы с двухфазным магнитным составом, причем вторая магнитная фаза близка по составу гематиту (рис. 3 г, е). Парамагнитный тип кривых принадлежит образцам с чрезвычайно низкой концентрацией ферримагнитных минералов (первые сотые %). Ферримагнетики изученных образцов достаточно стабильны к нагревам, так для половины из них отношение величины намагниченности насыщения после нагрева до 700°C к начальной близко 1 (рис. 3 в, д, е), для другой половины отношение составляет не менее 70–90 % (рис. 3 а, б, г).

Величины начальной магнитной восприимчивости (k) и естественной остаточной намагниченности (*NRM*) изученных образцов имеют существенный размах (рис. 4 а, б) – более 3-х порядков: k от $3.0 \cdot 10^{-5}$ до $3.7 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ, *NRM* от $2.2 \cdot 10^{-4}$ до $8.6 \cdot 10^{-1}$ А/м.

Распределения этих величин немонотонные; можно говорить о трех группах образцов – сильномагнитные ($NRM > 8 \cdot 10^{-2}$ А/м, $k > 3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ), среднемагнитные ($5 \cdot 10^{-3} < NRM < 8 \cdot 10^{-2}$ А/м, $1 \cdot 10^{-4} < k < 3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) и слабомагнитные ($NRM < 5 \cdot 10^{-3}$ А/м, $k < 1 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ). Полагаем, что столь значительные вариации k обязаны, в первую очередь, различиям концентраций ферримагнитных минералов в этих образцах, тогда как величину *NRM* определяют не только концентрации магнитных минералов, но и их структурные особенности. В изученных образцах присутствуют и многодоменные (магнитомягкие), и псевдо-однодоменные (магнитожесткие) носители остаточной намагниченности, что хорошо видно из

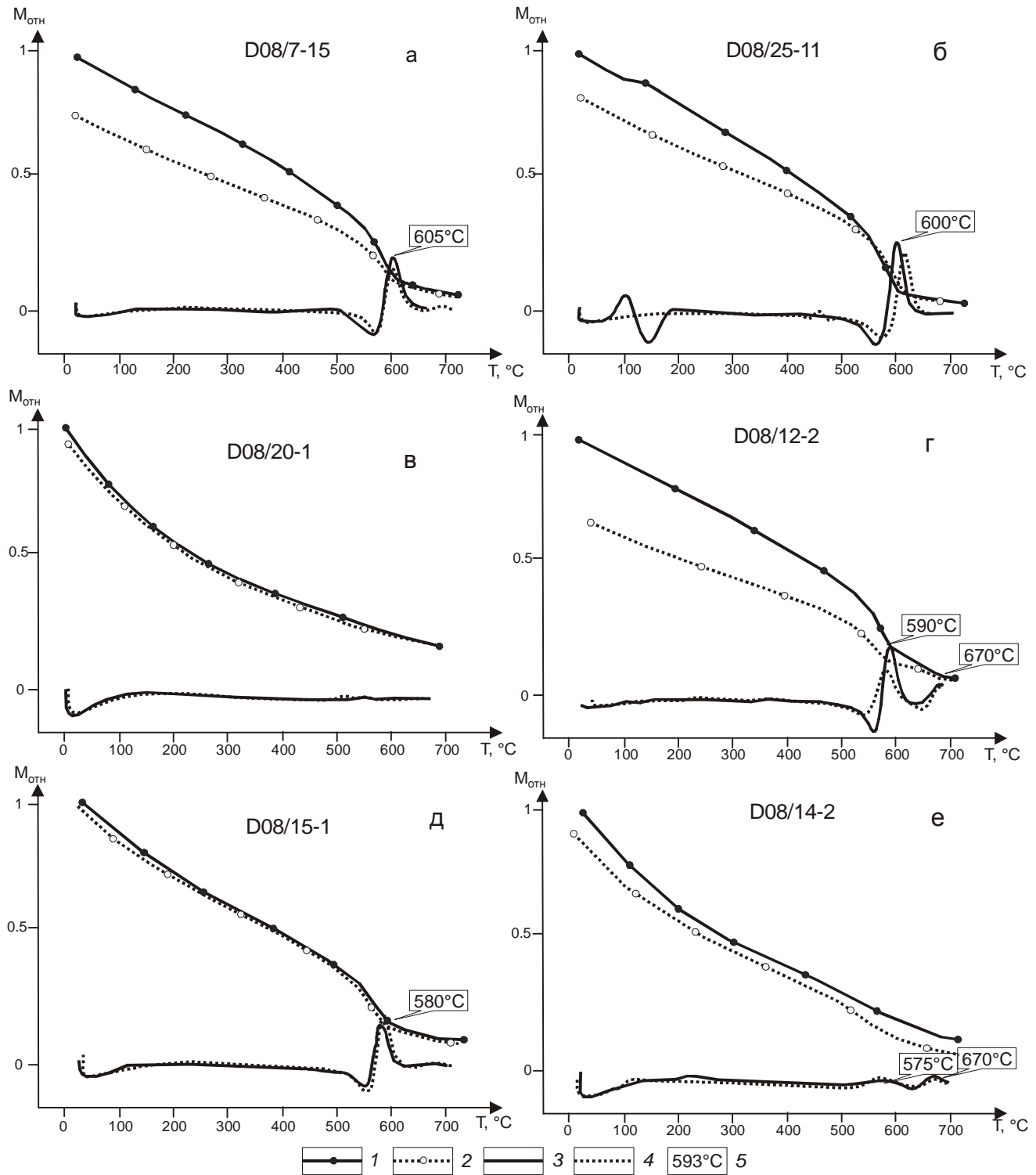


Рис. 3. Характеристика состава ферромагнитной фракции гранитоидов улканского комплекса (а, б, в) и вулканитов элгэтейской свиты (г, д, е).

1 – зависимость намагниченности насыщения (M_s) от температуры (первый нагрев); 2 – зависимость намагниченности насыщения от температуры (второй нагрев); 3 – $dM_s/d(T)$ (первый нагрев); 4 – $dM_s/d(T)$ (второй нагрев); 5 – температура Кюри магнитного минерала.

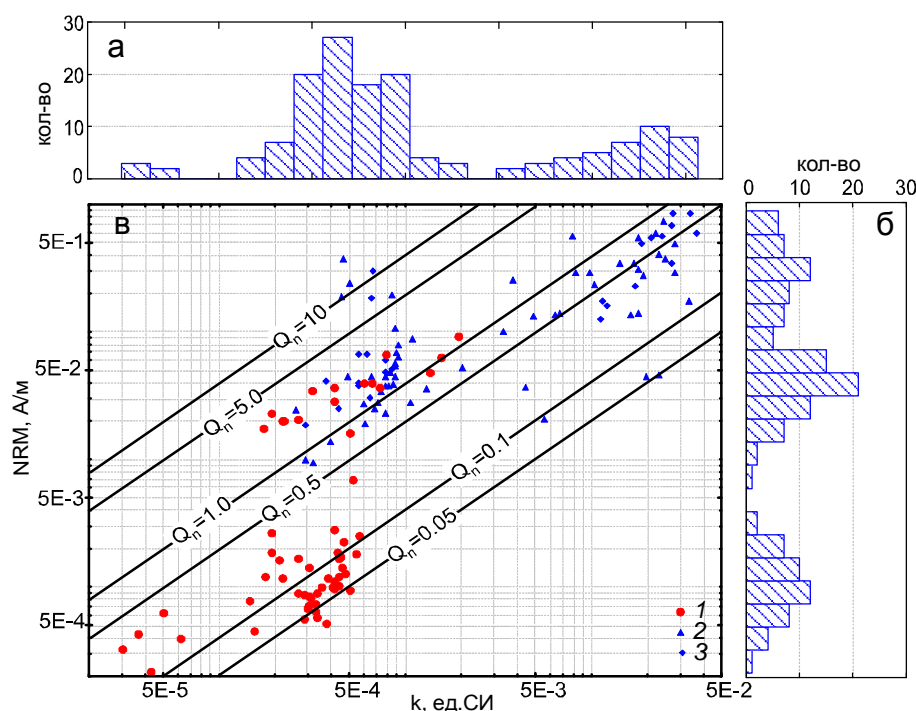


Рис. 4. Характеристика концентрации и структурного состояния ферримагнитной фракции гранитоидов улканского комплекса и вулканитов элгэтэйской свиты.

а – распределение величины начальной магнитной восприимчивости (k), б – распределение величины естественной остаточной намагниченности (NRM), в – зависимость NRM–k (1 – гранитоиды улканского комплекса, 2, 3 – кислые и основные вулканиты элгэтэйской свиты, соответственно).

Таблица 2. Направления высокотемпературной компоненты гранитов улканского комплекса по точкам отбора.

№ точки (сайта)	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	тип породы	n (N)	$n_1 (N_1)$	$Dec_g, ^\circ$	$Inc_g, ^\circ$	K_g	$\alpha_{95}, ^\circ$
D08/7	56.24	134.42	граниты рапакиви	23	17	32.2	55.2	12.3	10.6
D08/8	56.29	134.50	щелочные граниты	12	9	43.0	23.5	7.5	20.1
D08/18	56.29	134.49	щелочные граниты среднезернистые,	17	14	41.6	41.1	18.1	9.6
D08/19	56.30	134.48	средне-мелкозернистые, щелочные граниты	30	21	44.4	37.2	16.8	8.0
D08/20	56.30	134.47	средне-мелкозернистые, щелочные граниты	24	23	58.7	36.3	13.4	8.6
D08/22	56.32	134.38	граниты среднезернистые	14	9	64.1	27.4	9.2	17.9
	56.29	134.46	Среднее по точкам: D08/7, D08/8, D08/18, D08/19, D08/20, D08/22	(6)	(6)	48.3	37.2	31.6	12.1
	56.29	134.46	Среднее по образцам	120	93	46.8	39.8	10.5	4.7
						Plat = -39.8 (39.8) Plong = 69.1 (249.1) $d_p = 8.3$ $d_m = 14.2$			
						Plat = -42.1 (42.1) Plong = 69.4 (249.4) $d_p = 3.4$ $d_m = 5.6$			

Примечание. φ, λ – географические широта и долгота места отбора, соответственно; n (N) – количество отобранных образцов (количество точек отбора); $n_1 (N_1)$ – количество образцов (точек отбора), использованных при расчете среднего; Dec_g, Inc_g – палеомагнитные склонение и наклонение, в географической системе координат; K – кучность, где $K=(n-1)/(n-R)$; α_{95} – радиус овала доверия вокруг среднего, где $\alpha_{95} = 140/\sqrt{nK}$; Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса, соответственно; d_p, d_m – полуоси овала доверия вокруг полюса. Среднее и оценочные параметры распределения рассчитаны по статистике Р. Фишера [53].

сопоставления k и NRM (рис. 4 в), коэффициент линейной корреляции этих параметров составляет 0.78. Отношение Кенигсбергера (Q_n) образцов гранитоидов улканского комплекса и вулканитов элгэтэйской свиты варьирует в широких пределах: от 0.035 до 4 для первых и от 0.05 до 20 для вторых (рис. 4 в). Причем значительная их часть имеет $Q_n > 1$, что говорит о преобладании остаточной намагниченности над индуктивной в этих образцах.

Проведенные петромагнитные исследования показали: 1) основным носителем намагниченности гранитоидов улканского комплекса является катиондефицитный магнетит с точками Кюри 580–600°C; 2) основными носителями намагниченности вулканитов элгэтэйской свиты являются магнетит, катиондефицитный магнетит с точками Кюри 590–610°C и в небольшом количестве случаев гематит; 3) стабильное поведение (без новообразований магнитных минералов) изученных образцов при их нагреве до 600–700°C; 4) значительная часть образцов как гранитоидов, так и вулканитов имеют $Q_n > 1$, то есть они обладают достаточной магнитной жесткостью для сохранения намагниченности во времени.

Палеомагнитная характеристика гранитоидов

Для 120 образцов гранитоидов улканского комплекса проведена детальная температурная магнитная чистка до температуры 600–620°C, результаты которой представлены в табл. 2 и рисунках 5 а–в, 6. NRM 27 образцов в ходе ступенчатой температурной чистки показывает нестабильное поведение и в дальнейшем не анализируется. Такое поведение свойственно исключительно магнитомягким образцам с $Q_n < 0.1$ (рис. 4 в). Поведение NRM оставшихся 93 образцов при температурной магнитной чистке интерпретируемо, обычно выделяется не менее 2–3 палеомагнитных компонент. Для 69 образцов из 93 удалось выделить направление высокотемпературной компоненты непосредственно при компонентном анализе, для 24 – кругами перемагничивания. В качестве примера приведем результаты температурной магнитной чистки 3-х образцов гранитоидов (рис. 5 а, б, в) на ортогональных диаграммах Зийдервельда [72].

Для образца D08/08-1а (рис. 5 а) получена практически идеальная диаграмма Зийдервельда. Здесь выделяются две компоненты, при этом направление низкотемпературной компоненты, выделенной по 3 точкам от 20 до 250°C (Dec = 132°, Inc = 21°), не совпадает с направлением современного геомагнитного поля в месте работ. Высокотемпературная компонента NRM этого образца выделяется в диапазоне температур от 460 до 610°C по 7 точкам и «проходит» через начало координат (Dec = 62°, Inc = 18°).

Для образца D08/07-16б (рис. 5 б) наблюдается более сложное поведение NRM в ходе термомагнитной чистки: а) низкотемпературная компонента весьма близка направлению современного геомагнитного поля, выделяется в диапазоне температур 20–200°C (Dec = 7°, Inc = 67°); б) затем до температур 350–400°C наблюдается плавный перегиб; в) высокотемпературная компонента выделяется по 6 точкам от 420 до 570°C и имеет направление Dec = 227°, Inc = -46°. Как видно из сопоставления направлений высокотемпературных компонент этого и предшествующего образца, они имеют разную полярность. Количество образцов, для которых выделяется подобная компонента (3-й квадрант и отрицательное наклонение) незначительно – всего лишь 3; тогда как количество образцов с противоположным направлением высокотемпературной компоненты (1-й квадрант и положительное наклонение) существенно больше – 66.

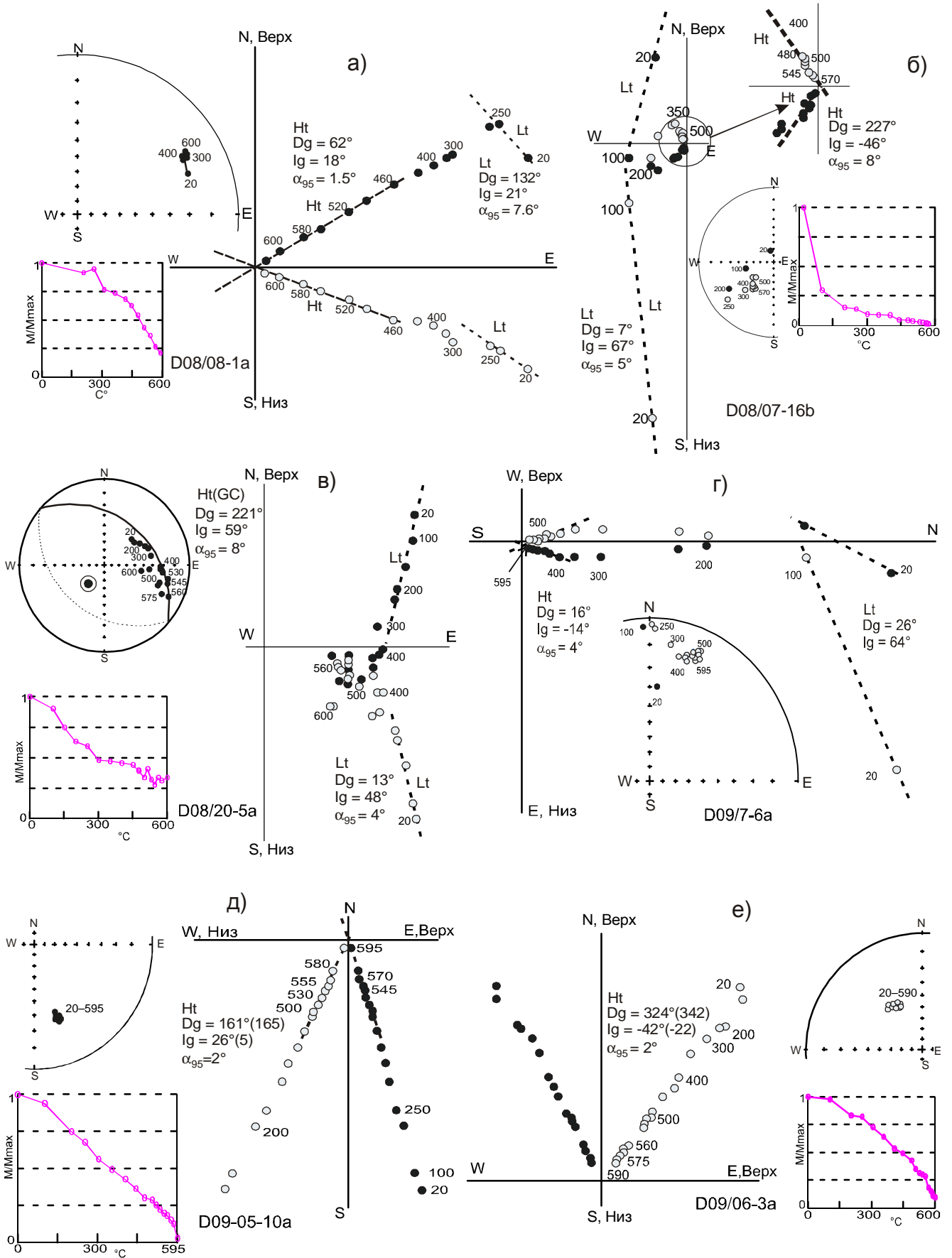
Среди образцов гранитоидов имеется и третья группа, для которой выделение высокотемпературной компоненты возможно только по кругам перемагничивания. В качестве примера показано поведение NRM образца D08/20-5а в ходе температурной магнитной чистки (рис. 5 в): а) низкотемпературная компонента, весьма близкая направлению современного геомагнитного поля, выделяется в диапазоне температур 20–300°C (Dec = 13°, Inc = 48°); б) затем на фоне небольшого разброса наблюдается закономерное расположение фигуративных точек при чистке на дуге большого круга до температуры 560°C (направление нормали к плоскости большого круга составляет Dec=221°, Inc=+59°). Подобное поведение имеют 24 образца гранитоидов.

Рис. 5. Результаты ступенчатой температурной магнитной чистки NRM изученных пород улканского комплекса (а–в) и элгэтэйской свиты (г–м).

Залиты кружки – проекция вектора NRM на горизонтальную плоскость, полые – на вертикальную.

Цифры у фигуративных точек – температура магнитной чистки в °C. Диаграммы даны в географической системе координат. Номера образцов и направления выделенных для них компонент NRM даны у каждой диаграммы.

Для большей наглядности результатов магнитной чистки рядом с диаграммами Зийдервельда даны стереограммы, на которых показаны проекции направлений NRM после каждого шага чистки, и интегральные зависимости величины NRM от температуры чистки.



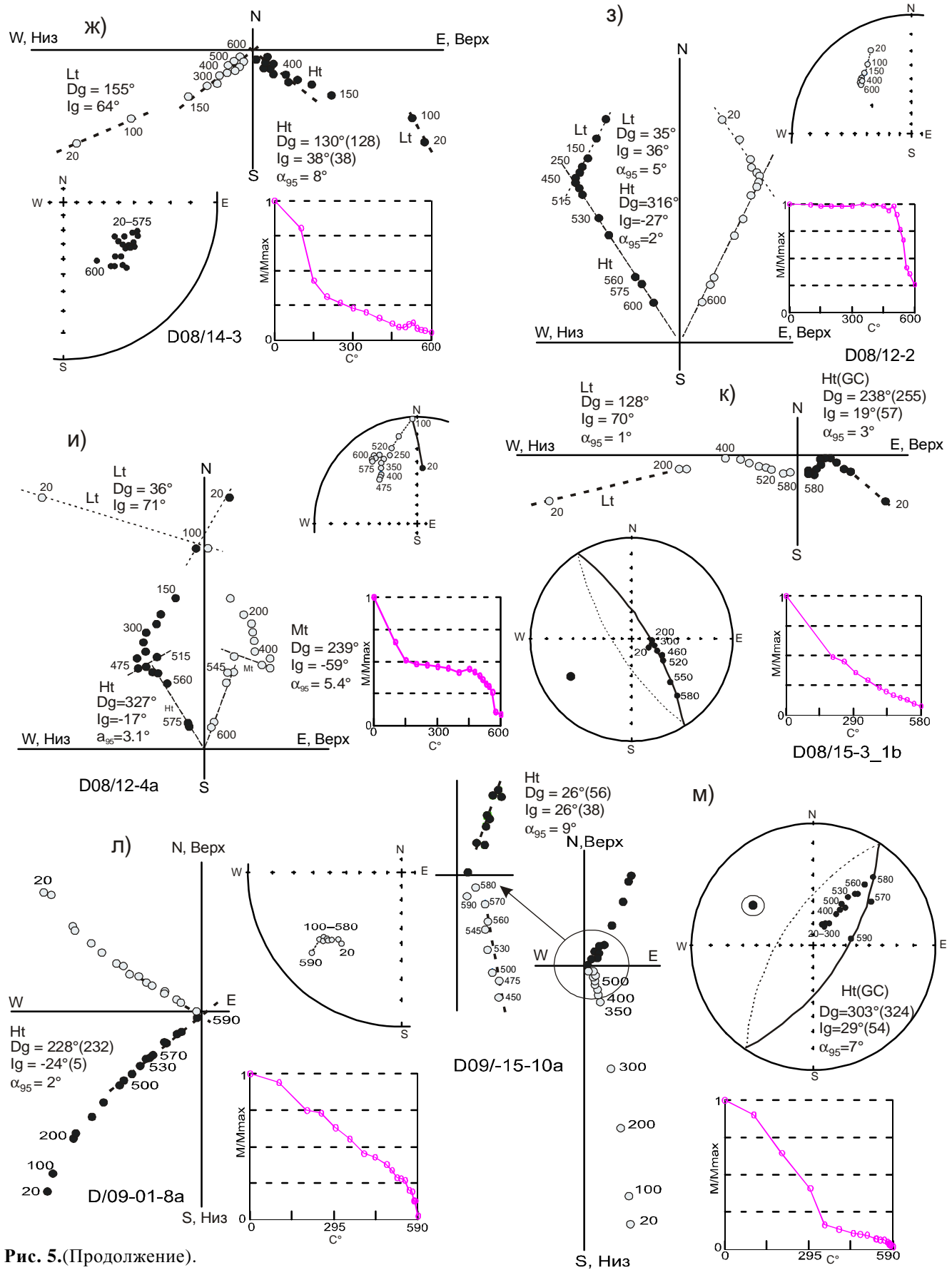


Рис. 5.(Продолжение).

Средние направления низкотемпературной компоненты для 5-ти точек из 6-ти близки направлению современного геомагнитного поля в месте работ. В табл. 2 представлены средние направления по точкам отбора (сайтам) высокотемпературных компонент *NRM* гранитоидов улканского комплекса, а также их распределение на стереограммах (рис. 6). Направления высокотемпературной компоненты как по образцам, так и ее средние по точкам отбора хорошо группируются вокруг генерального среднего (рис. 6 а, б) с $Dec = 47-48^\circ$, $Inc = 38-39^\circ$, причем данные различных вариантов расчета среднего направления этой компоненты практически не различаются (табл. 2), что позволяет определить это направление как характеристическое для гранитов улканского комплекса.

Палеомагнитная характеристика пород элгэтэйской свиты

Более 260 ориентированных образцов пород элгэтэйской свиты прошли детальную термомагнитную чистку, результаты которой представлены в таблице 3 и на рисунках 5 г–м, 7. В качестве обоснования палеомагнитной надежности выделенной характеристической намагниченности для пород свиты удалось применить 3 теста. Первый из них – внутриформационных конгломератов – выполнен на небольшом количестве образцов. Это связано с небольшим размером галек в изученном обнажении конгломератов и высокой степенью выветривания галек, которые рассыпались при распиловке. Полное термо-размагничивание удалось провести только для 6-ти образцов галек. Для образца D-09/07-6а на рис. 5 г представлена диаграмма Зийдервельда; здесь выделяются две компоненты. При этом направление низкотемпературной компоненты *NRM* составляет $Dec = 26^\circ$, $Inc = 64^\circ$ в географической системе координат, что близко направлению современного геомагнитного поля в месте работ, высокотемпературной – $Dec = 16^\circ$, $Inc = -14^\circ$, и выделяется она в диапазоне температур от 460 до 595°C по 7 точкам и “проходит” через начало координат.

Тест галек из внутриформационных конгломератов показал (табл. 3): 1) среднее направление низкотемпературной компоненты составляет $Dec = 346^\circ$, $Inc = 56^\circ$ в географической системе координат и нормализованный вектор-результант равен 0.872; 2) среднее направление высокотемпературной – $Dec = 10^\circ$, $Inc = -27^\circ$ с нормализованным вектором-результантом, равным 0.605; 3) критическое значение нормализованного вектора-результанта для выборки из 6-ти образцов составляет 0.642 [41]. Таким образом, формально (из-за малого количества образцов) можно говорить об отрица-

тельном тесте конгломератов для низкотемпературной компоненты *NRM* и положительном – для высокотемпературной.

Поведение *NRM* осадков и вулканитов элгэтэйской свиты при термочистке различное, для удобства представления результатов они объединены в 4 группы.

1. Образцы с однокомпонентной *NRM*. Причем эта компонента наблюдается в двух опциях полярности: а) образец тонкозернистого песчаника из низов верхней подсвиты элгэтэйской свиты – $Dec = 161^\circ$, $Inc = 26^\circ$ (рис. 5 д); б) образец трахириолита из перекрывающих осадки потоков – $Dec = 324^\circ$, $Inc = -42^\circ$ (рис. 5 е); в) образец трахидацита из нижней подсвиты элгэтэйской свиты – $Dec = 130^\circ$, $Inc = 38^\circ$ (рис. 5 ж). В последнем случае поведение *NRM* более “шумное”, точность определения направления компоненты составляет 8° , тогда как в двух первых случаях – 2° ;

2. Образцы, *NRM* которых являются суммой 2-х и более компонент: а) образец трахидацита из нижней подсвиты элгэтэйской свиты с низкотемпературной ($Dec = 35^\circ$, $Inc = +36^\circ$) и высокотемпературной ($Dec = 316^\circ$, $Inc = -27^\circ$) компонентами (рис. 5 з); б) образец трахидацита из этой же части разреза с низкотемпературной ($Dec = 36^\circ$, $Inc = +71^\circ$), среднетемпературной ($Dec = 239^\circ$, $Inc = -59^\circ$) и высокотемпературной ($Dec = 327^\circ$, $Inc = -17^\circ$) компонентами (рис. 5 и).

3. Многочисленную группу выполняют образцы, высокотемпературная компонента *NRM* которых выделяется с помощью кругов перемагничивания [40]. В качестве примера приведены диаграмма Зийдервельда и стереограмма с распределением фигуративных точек в ходе термочистки образца D08/15-3-1b (рис. 5 к). На диаграмме Зийдервельда отчетливо выделяется низкотемпературная компонента с $Dec = 128^\circ$, $Inc = +70^\circ$, а высокотемпературная “не идет” в начало координат. На стереограмме фигуративные точки, характеризующие последнюю, лежат на дуге большого круга, нормаль к плоскости которого составляет $Dec = 238^\circ$, $Inc = 19^\circ$.

4. В последней группе объединены образцы, в *NRM* которых присутствует значительная доля (вплоть до полного перемагничивания) компоненты, сходной по направлению с характеристической намагниченностью гранитоидов улканского комплекса $Dec = 48(228)^\circ$, $Inc = 37(-37)^\circ$ (табл. 2, рис. 6). В качестве примеров представлены: а) образец трахириолита из верхов верхней подсвиты элгэтэйской свиты, для которого направление высокотемпературной компоненты составляет $Dec = 228^\circ$, $Inc = -24^\circ$

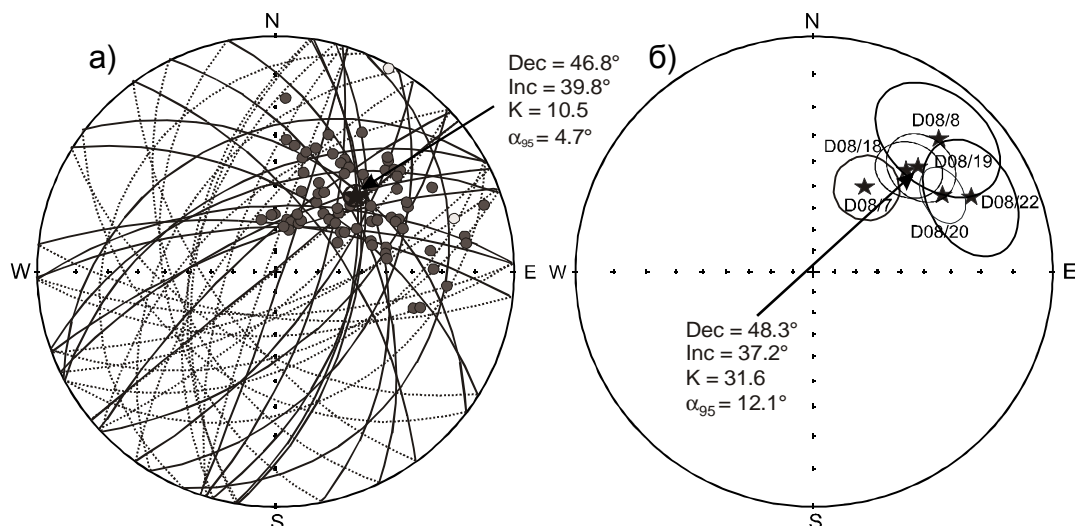


Рис. 6. Распределение проекций направлений высокотемпературной компоненты *NRM* гранитов вулканического комплекса.

Звездочкой указано среднее направление с овалом доверия на уровне 95 %. Залитые значки – нижняя полусфера, полые – верхняя полусфера. Географическая система координат.

(рис. 5 л); б) образец из базальтовых потоков, находящихся в низах элгэтэйской свиты, для которого направление высокотемпературной компоненты составляет $Dec = 26^\circ$, $Inc = 26^\circ$ (рис. 5 м).

В табл. 3 представлены средние направления по точкам отбора высокотемпературной компоненты *NRM* в географической и стратиграфической системах координат. Направление низкотемпературной компоненты далее не анализируется, отметим только, что в 8 случаях из 13 оно близко к направлению современного поля в месте отбора.

На рис. 7 а, б представлены направления средних высокотемпературных компонент пород элгэтэйской свиты по всем 12 точкам отбора. Разброс весьма велик, что и фиксируется в значениях кучности в географической ($K_g = 2.77$) и в стратиграфической ($K_s = 3.28$) системах координат (табл. 3). Кучность в стратиграфической (древней) системе координат немного выше, что и демонстрирует ступенчатое применение теста складки (рис. 7 в). Это, вероятно, говорит о преобладании в *NRM* пород элгэтэйской свиты “догранитной” древней компоненты. Для ее выделения в более “чистом” виде на стереограмму (рис. 7 а) были нанесены проекции кругов перемангничивания согласно методике А.Н. Храмова [40], соединяющие направления прямой и обратной полярностей, высокотемпературных компонент *NRM* пород элгэтэйской свиты (черная линия) и гранитов вулканического комплекса (серая линия).

Анализ распределения средних направлений по точкам отбора показал, что часть их проекций нахо-

дятся или на проекциях кругов перемангничивания, или рядом с ними (рис. 7 а). После исключения таких направлений из расчета генерального среднего направления расчет показал, что разброс существенно уменьшился (рис. 7 г, д), особенно в стратиграфической системе координат. Значения кучностей для этого варианта счета в географической ($K_g = 5.42$) и в стратиграфической ($K_s = 13.70$) системах координат (табл. 3), а также ступенчатое применение теста складки (рис. 7 е; максимум при 108 ± 12 %) демонстрируют существенное преобладание в *NRM* пород элгэтэйской свиты “догранитной” компоненты.

Также было рассчитано среднее направление по образцам из разрезов элгэтэйской свиты, наиболее удаленных от выходов гранитов – это точки отбора D08/12, 14, 15 в районе озера Высокогорное (рис. 1б; точка 4), на которых, полагаем, в меньшей степени сказалось перемангничивание, связанное с внедрением гранитов вулканического комплекса. Пример примечателен тем, что удалось применить не только тест складки, но и обращения (рис. 7 ж–и, табл. 3). Расчет среднего направления по образцам в разных системах координат (табл. 3) показал, что значения кучности в стратиграфической системе координат существенно выше таковой в географической – $K_s/K_g = 1.87$. Ступенчатое применение теста складки (рис. 7 и; максимум при 100 %) также демонстрирует преобладание в *NRM* пород элгэтэйской свиты “догранитной” компоненты.

Высокотемпературная компонента пород элгэтэйской свиты имеет две опции полярности (рис. 5 и

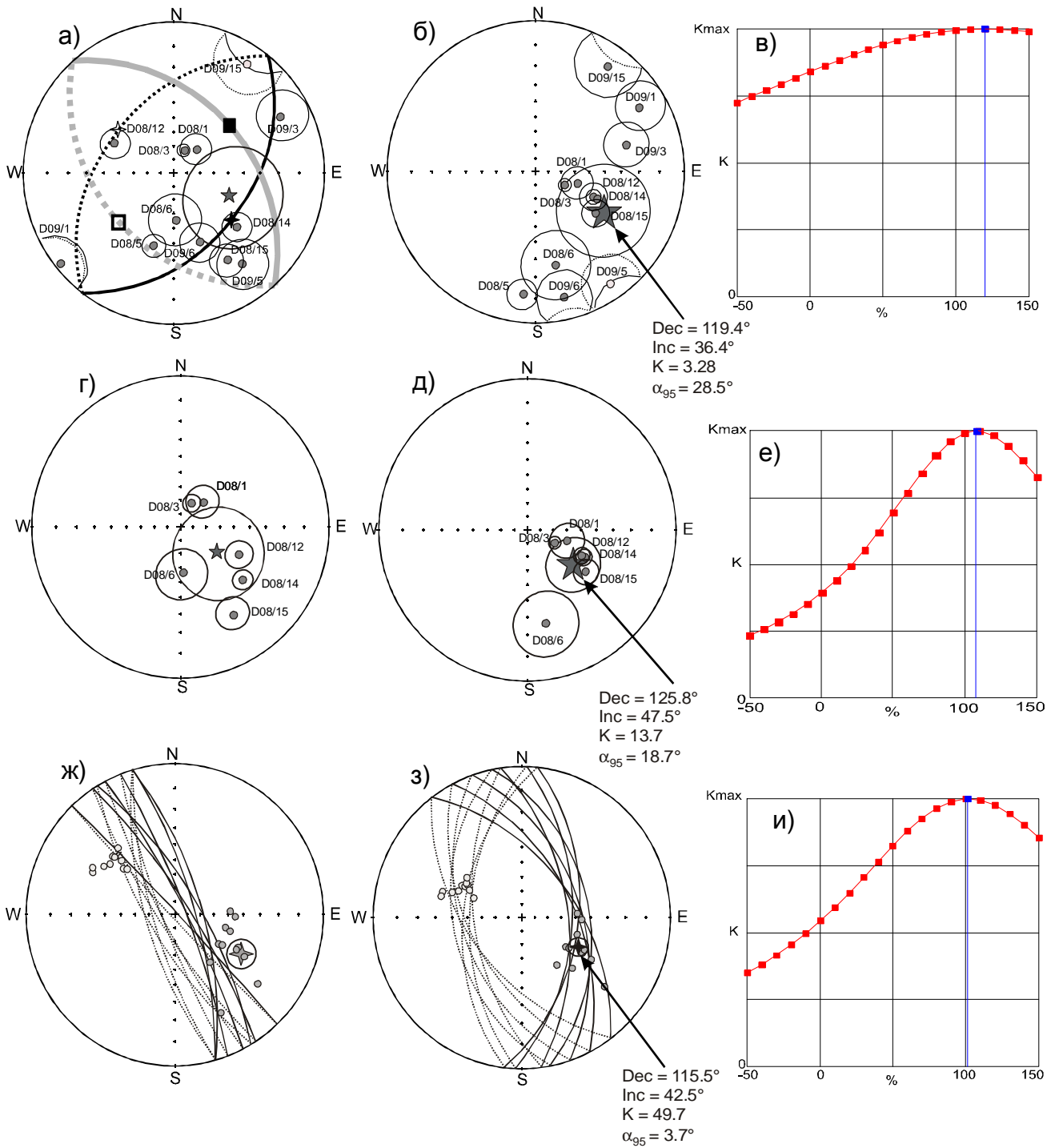


Рис. 7. Распределение проекций направлений высокотемпературной компоненты NRM пород элгэтэйской свиты. а–в – расчет для всех 12 точек (сайтов), г–е – расчет для 6 точек отбора (смотри текст и табл. 3), ж–и – расчет для 31 образца точек D08/12, D08/14, D08/15 (смотри текст и табл. 3). Залитые кружки – нижняя полусфера, полые – верхняя полусфера. Звездочками на стереограммах показаны средние направления с соответствующими овалами доверия. На “а” показаны: залитыми и полыми квадратами среднее направление “гранитной” компоненты прямой и обратной полярностей и соединяющая их дуга большого круга; залитой и полый 4-конечными звездочками показано среднее направление высокотемпературной компоненты пород элгэтэйской свиты прямой и обратной полярностей и соединяющая их дуга большого круга. Географическая система координат – слева, стратиграфическая – центр, значение К (кучность) при ступенчатом введении поправки за залегание пород – справа. Стереограммы даны в равноугольной проекции.

Таблица 3. Направления высокотемпературной компоненты вулканитов и осадков элгэгэйской свиты по точкам отбора.

№ точки (сайта)	с.ш.	в.д.	тип породы	n1 (N1)	n2 (N2)	азимут падения	угол падения	Dec _{sp} , °	Inc _{sp} , °	K _g	α _{sp} , °	Dec _{sp} , °	Inc _{sp} , °	K _s	α _{sp} , °
D08/1	56.24	134.42	дациты, трахидациты, диабазы	38	21	160–170	30–35	42.2	65.1	7.9	12.0	105.2	57.5	7.9	12.0
D08/3	56.24	134.42	порфиоровые дациты,	35	21	160–170	30–35	23.9	70.4	93.9	3.3	114.0	65.1	93.9	3.3
D08/5	56.25	134.42	красные диабазы	24	20	160–170	30–35	195.4	37.3	30.0	6.1	186.0	11.4	30.0	6.1
D08/6	56.25	134.42	порфиоровые дациты, андезиты	25	7	160–170	30–35	177.8	56.0	11.5	18.6	167.8	25.3	11.5	18.6
D08/12	56.24	134.67	трахидациты, трахириолиты	20	12	15–25	20–25	310.5	-32.9	102.8	4.3	294.9	-42.4	102.8	4.3
D08/14	56.25	134.67	трахидациты, трахириолиты	12	11	30–35	0–5	115.4	43.4	28.5	8.7	113.0	43.6	28.5	8.7
D08/15	56.26	134.67	трахидациты, трахириолиты	10	8	35–40	40–45	148.3	21.9	46.6	8.2	124.2	37.8	46.6	8.2
D09/1	56.18	134.71	трахириодациты красные, порфиоровые	25	12	165–185	35–40	234.8	-0.8	14.6	11.8	238.8	-11.3	14.6	11.8
D09/3	56.21	134.69	трахириодациты сургучные, редколорфиоровые	28	7	190	35	61.6	12.6	24.6	12.4	73.2	25.0	24.6	12.4
D09/5	56.22	134.71	песчанки средне-мелкозернистые	15	12	200–210	30–35	143.4	15.9	12.5	12.8	145.5	-6.5	12.5	12.8
D09/6	56.22	134.71	трахириодациты	12	8	200–210	30–35	159.5	38.1	20.9	12.4	166.8	9.1	20.9	12.4
D09/15	56.22	134.41	базальты порфиоровые, т.з., темно-серые	16	12	160–170	30–35	33.5	-6.6	9.5	14.9	34.2	9.3	9.5	14.9
D09/7	56.22	134.71	конгломераты внутриформационные	7	6			10.3	26.9	2.11	62.3	r _e =0.605		r _e =0.642	
	56.23	134.59	Среднее по точкам: D08/1, D08/3, D08/5, D08/6, D08/12, D08/14, D08/15, D09/1, D09/3, D09/5, D09/6, D09/15	(12)	(12)	K _{max} = 119 ± 19 %		111.4	47.2	2.77	32.3	119.4	36.8	3.28	28.5
			Среднее по образцам (компон. + круги)	260	151			109.0	55.0	2.71	6.9	121.6	41.1	3.15	6.4
			Среднее по точкам: D08/1, D08/3, D08/6, D08/12, D08/14, D08/15	(12)	6	K _{max} = 108 ± 12 %		125.5	57.5	5.42	31.7	125.8	47.5	13.70	18.7
			Среднее по образцам (компон. + круги)	260	80			105.6	64.7	5.13	6.9	119.4	52.0	10.98	4.7
	56.25	134.67	Среднее по точкам: D08/12, D08/14, D08/15	(12)	3	K _{max} = 127 ± 24 %		132.7	33.5	21.79	27.1	117.4	41.4	214.09	8.4
	56.25	134.67	Среднее по образцам D08/12, D08/14, D08/15 (компон. + круги)	42	31	K _{max} =100%		128.6	38.8	26.60	5.1	115.5	42.5	49.70	3.7
			Среднее по образцам D08/12, D08/14, D08/15 (компон.)	42	24	K _{max} =115%		125.4	37.4	28.0	5.7	116.0	42.7	46.9	4.4
			Среднее по образцам D08/14, D08/15 (компон.)	22	12			119.4	41.9	19.1	10.2	118.1	44.1	28.8	8.2
			Среднее по образцам D08/12 (компон.)	20	12			310.5	-32.9	104.3	4.3	293.9	-39.4	104.3	4.3

Примечание. Dec_{sp}, Inc_{sp} – палеомагнитные склонение и наклонение, в стратиграфической системе координат. Остальные обозначения смотри в табл. 2.

7 ж, з). Для образцов из точек отбора D08/12, 14, 15, которые, как указывалось выше, были наименее подвержены перемагничиванию, был применен тест обращения. Высокотемпературная компонента имеет как положительное наклонение со средним $Dec_s = 118.1^\circ$, так и отрицательное со средним $Dec_s = 293.9^\circ$ (табл. 3; рис. 7 ж, з). Тест обращения положителен в стратиграфической системе координат – угловое расстояние по дуге большого круга между средними направлениями образцов прямой и обратной полярности в географической и стратиграфической системах координат составляет $12.6 \pm 8.1^\circ$ и $5.6 \pm 6.8^\circ$, соответственно, при критическом значении 9.2° ($r = 0.05$) для настоящей выборки [63, 64].

Для последующей интерпретации в качестве характеристической древней намагниченности пород элгэтэйской свиты использовано среднее направление высокотемпературной компоненты образцов точек D08/12, 14, 15, с положительными тестами складки и обращения (рис. 7 ж–и, табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ПАЛЕОМАГНИТНЫМИ ДАННЫМИ ПО АНГАРО-АНАБАРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Основными критериями качества палеомагнитных данных, используемых для решения магнитотектонических задач, являются [25, 71]: 1) достаточное количество независимо ориентированных образцов и удовлетворительные статистические параметры распределения интерпретируемых векторов намагниченности коллекции; 2) полное детальное размагничивание, сопровождающееся компонентным анализом; 3) наличие положительных тестов, в том числе и обращения; 4) хорошо определенный возраст пород и соответствие одной из компонент *NRM* этому возрасту; 5) структурный контроль и тектоническая согласованность (когерентность) изученных пород кратону или другому рассматриваемому тектоническому блоку; 6) отсутствие признаков регионального перемагничивания. По первым трем критериям выделенных древних палеомагнитных направлений информация дана в предыдущем разделе, последние же три критерия применительно к гранитам улканского комплекса и осадочным и вулканогенным породам элгэтэйской свиты рассмотрены ниже.

Возраст гранитов улканского комплекса, установленный Е.В. Бибиковой с коллегами ранее, составляет от 1729.7 ± 1.9 (1-я фаза) до 1724.7 ± 3.6 (3-я фаза) млн лет [12]. Поскольку значимых различий в направлениях высокотемпературной компоненты этих фаз не обнаружено, то логично, на наш взгляд, принимать возраст характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности гранитов

менее 1725 млн лет. Основной спектр блокирующих температур высокотемпературной характеристической компоненты находится в интервале от 480 до 600°C (рис. 5 а,б). Мы не проводили специальных исследований по термической истории гранитов улканского комплекса, но судя по оценке скорости остывания массивов гранитоидов шумихинского комплекса [9, 42], имеющих сходные размеры и также отнесенных к А-типу, рубеж $580\text{--}480^\circ\text{C}$ граниты должны были “пройти” в течение 1–6 млн лет после закрытия U-Pb изотопной системы в цирконах. В пользу отсутствия вторичных высокотемпературных прогревов свидетельствуют минералогические данные [8, 12, 22]. Таким образом, возраст высокотемпературной компоненты *NRM* гранитоидов улканского комплекса, вероятнее всего, находится во временном интервале 1724–1719 млн лет.

Второй важный вопрос для последующей интерпретации палеомагнитного направления по гранитоидам, и который необходимо прокомментировать, – это принятие гипотезы отсутствия существенных разворотов Улканского массива вокруг горизонтальной оси после внедрения гранитоидов. На породы элгэтэйской свиты, гранитоиды улканского комплекса и кору выветривания, развитую по этим породам, с Rb-Sr возрастом 1670 ± 40 млн лет [6], ложится уянская серия нижнего мезопротерозоя [8, 12]. Накопление осадков серии происходило в условиях внутриматерикового бассейна в руслово-дельтовых, литоральных и сублиторальных условиях [54], для которых характерно спокойное, почти горизонтальное залегание [14, 31]. Таким образом, есть основания предполагать отсутствие разворотов вокруг горизонтальной оси для гранитоидов после 1670 млн лет.

Возраст трахидацитов верхней подсвиты элгэтэйской свиты, установленный Е.Б. Сальниковой и А.Б. Котовым, составляет 1732 ± 4 млн лет (см. выше). Расчет средних направлений для пород элгэтэйской свиты проводился как в географической, так и стратиграфической системах (табл. 3, рис. 7); высокотемпературная компонента имеет два положительных теста палеомагнитной надежности (складки и обращения) и тест внутриформационных конгломератов в несколько редуцированном виде из-за малой выборки. На основании этих данных, возраст этой палеомагнитной компоненты мы можем характеризовать как доскладчатый и “догранитный”, то есть близкий к возрасту пород элгэтэйской свиты ~1732 млн лет.

Ранее [11] был предложен первый вариант траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирского кратона для второй половины палеопротерозоя–начала мезопротерозоя, затем в [6, 7] он был

уточнен (рис. 8 а). Эта кривая построена на палеомагнитных данных по Тунгусской и Анабарской провинциям. На этом же рисунке показано положение полученного нами полюса для гранитоидов улканского комплекса ($UL - Plat = -42.1^\circ$, $Plong = 69.4^\circ$, $dp = 3.4^\circ$, $dm = 5.6^\circ$) и рассчитанного его положения ($UL_R - Plat = -48.2^\circ$, $Plong = 101.6^\circ$, $dp = 3.4^\circ$, $dm = 5.6^\circ$) после введения поправки (координаты полюса вращения 62° с.ш., 117° в.д., угол вращения = $+25^\circ$) за разворот Алдано-Станового блока относительно Ангаро-Анабарского в среднем палеозое при раскрытии Вилюйского рифта [65]. После введения указанной поправки палеомагнитный полюс гранитоидов улканского комплекса (UL_R) располагается на участке ТКМП Сибири с возрастом 1674–1734 млн лет (рис. 8 а). Такое совпадение, во-первых, свидетельствует в пользу палеопротерозойского возраста высокотемпературной компоненты гранитов улканского комплекса, во-вторых, позволяет заключить, что Улканский массив и, вероятно, весь Алдано-Становой блок на момент внедрения гранитов улканского комплекса были жестко связаны с Ангаро-Анабарским блоком. Только в среднем палеозое во время раскрытия Вилюйского бассейна (авлакогена, рифта) они испытали значимое вращение относительно друг друга [65].

Иную ситуацию мы видим для палеомагнитного полюса, рассчитанного по высокотемпературной доскладчатой и “догранитной” компоненте пород элгэтэйской свиты. Координаты полюсов до разворота Алдано-Станового блока относительно Ангаро-Анабарского ($EL - Plat = -7.4^\circ$, $Plong = 10.5^\circ$, $dp = 2.8^\circ$, $dm = 4.6^\circ$) и после разворота ($EL_R - Plat = -19.0^\circ$, $Plong = 32.4^\circ$, $dp = 2.8^\circ$, $dm = 4.6^\circ$) находятся в районе Южной Африки и далеко “лежат” от позднепалеопротерозойского участка ТКМП Сибири (рис. 8 а). Учитывая это, а также палеомагнитную надежность направления, по которому рассчитано положение полюса, можно говорить о тектонической некогерентности на ~1732 млн лет Улканского прогиба основному телу Сибирского кратона – Ангаро-Анабарскому, по объектам которого построена ТКМП Сибири [6, 11].

Для определения характеристик разворота и широтного смещения Улканского прогиба относительно Ангаро-Анабарского блока в интервале 1732–1720 млн лет мы использовали палеомагнитное направление в кузеевитах Ангаро-Канского выступа [11] и собственно палеомагнитное направление пород элгэтэйской свиты. Расчеты по [47] показали, что широтное смещение (вдоль меридиана) было умеренное ($9 \pm 7^\circ$ на север), зато вращение было весьма существенным ($73 \pm 8^\circ$ по часовой стрелке).

По причине отсутствия палеомагнитных данных по другим позднепалеопротерозойским структурам Алдано-Становой провинции нельзя определить, что же вращалось относительно Ангаро-Анабарской провинции: только Улканский прогиб или блок регионального масштаба (Батомгский террейн), или же весь Алдано-Становой супертеррейн? Для ответа на этот вопрос кратко укажем основные существующие геодинамические модели развития региона.

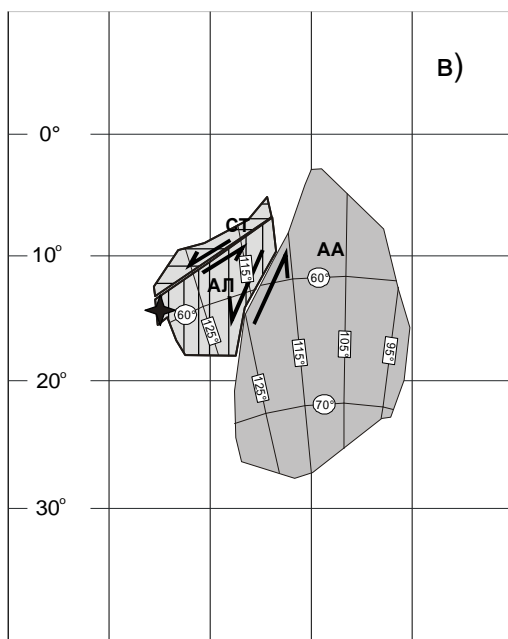
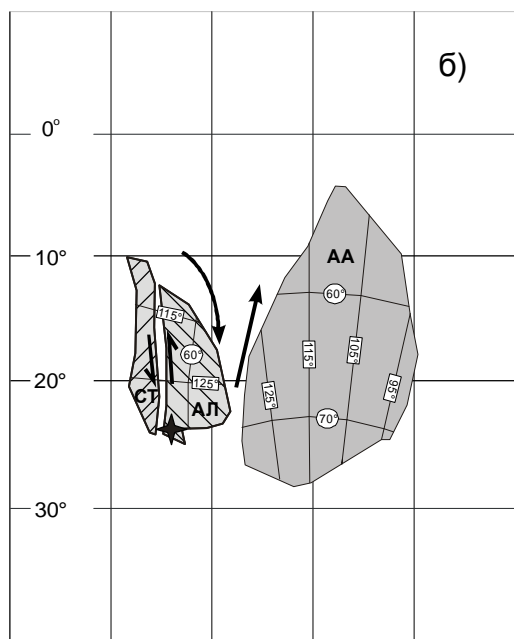
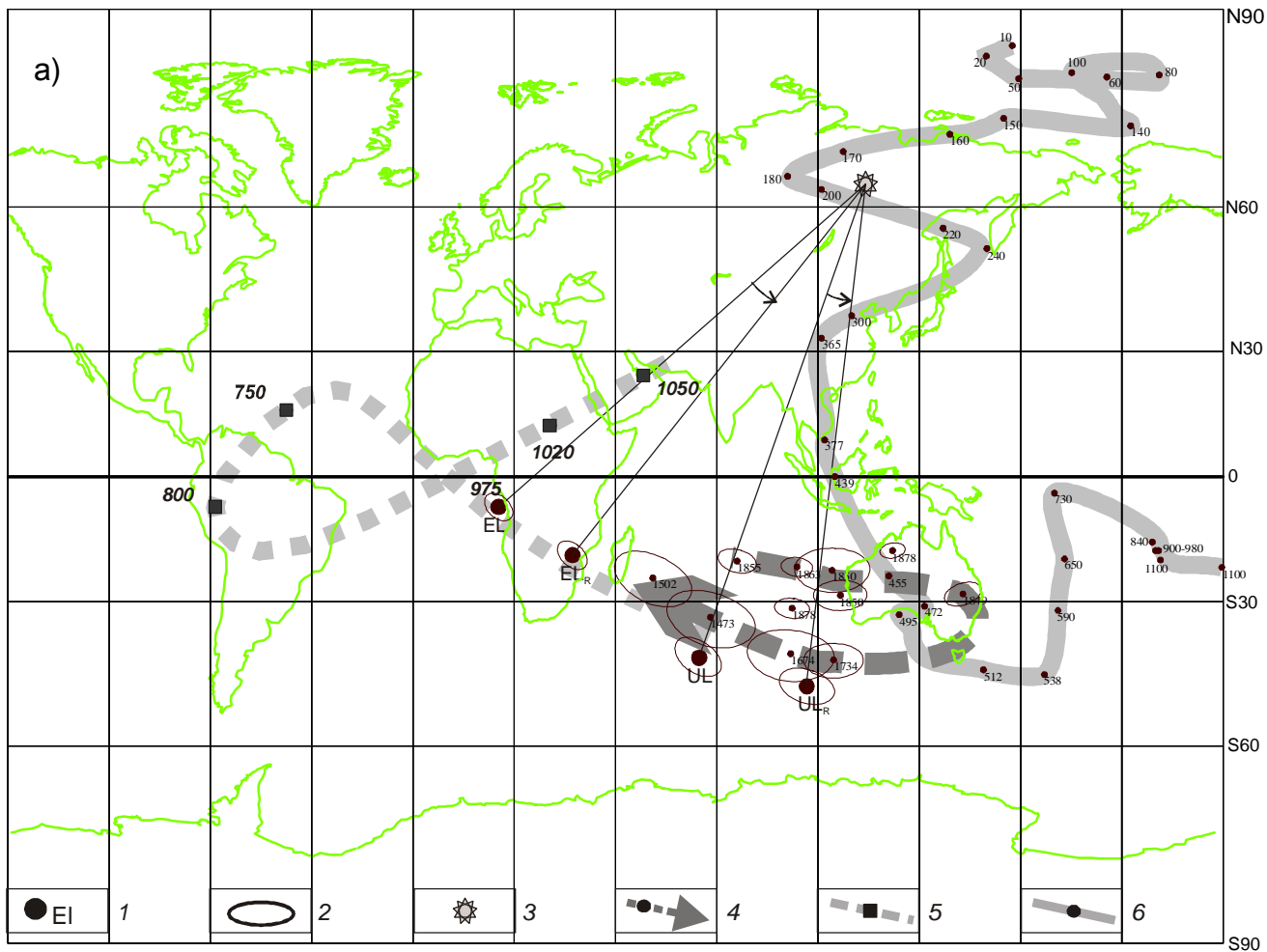
В фундаментальной сводке В.Е. Хаина [38] Улканскому прогибу так же, как Билякчанскому и Удоканскому, приписывается рифтогенное происхождение. По мнению В.Е. Хаина, рифтогенные процессы начались примерно 2.2 млрд лет назад (оригинальное определение возраста чинейской подсерии удоканской серии 2.18 млрд лет принадлежит Н.Г. Бережной с соавторами [3]) с образования Удоканской впадины, выполненной мощной толщей континентально-обломочных красноцветов и гранитоидами кодаро-кеменского комплекса, и мигрировали на восток (современные координаты) в Улканский и Билякчанский грабены [15]. Есть и другое мнение по поводу генезиса Удоканско-Чинейских структур – переход пассивной континентальной окраины в активную [1].

Созвучная с вышеуказанной, но отличающаяся по времени развития рифтогенных процессов, точка зрения принадлежит А.М. Ларину [18], согласно которой формирование Улканской структуры происходило: “...в условиях литосферного растяжения во внутриплитных обстановках ... актив-

Рис. 8. Положение палеопротерозойских палеомагнитных полюсов пород Улканского массива в сопоставлении с известными ТКМП Сибирского кратона (а) и палеореконструкции совместного положения Алдано-Станового и Ангаро-Анабарского блоков на 1732 (б) и 1720 (в) млн лет.

Условные обозначения для “а”: 1 – палеомагнитные полюсы, определенные в настоящей работе до и после поворота на 25° против часовой стрелки (EL , EL_R – пород элгэтэйской свиты, UL , UL_R – гранитов улканского комплекса); 2 – овал доверия с 95 % вероятностью вокруг полюса; 3 – положение полюса вращения, по [65]; 4 – палеопротерозойская ТКМП, по [6, 7, 11]; 5 – неопротерозойская ТКМП, по [21]; 6 – неопротерозойско-фанерозойская ТКМП, по [25, 46, 66]. Цифры у ТКМП – возраст палеомагнитных полюсов в млн лет.

Условные обозначения для “б, в”: АА, АЛ, СТ – Ангаро-Анабарский, Алданский и Становой блоки, соответственно. Числа в кружках и прямоугольниках – значения современных параллелей и меридианов, соответственно. На “б” и “в” звездочкой указано положение Улканского массива в палеокоординатах.



ного рифтинга, обусловленного крупномасштабным апвеллингом нагретой мантии под растущими суперконтинентами Нина (Nena) (1.75–1.70 млрд лет) и Атлантика (1.83–1.79)...”. Позднее эта точка зрения была развита в [19, 20].

В работе Л.П. Зоненшайна с соавторами [13] проводится аналогия между образованием Улканского и Ажитканского вулканических поясов, и формирование Джугжурско-Улканской зоны (пояса) объясняется становлением окраинно-континентальной вулканической дуги.

В работах [16, 27, 29, 33–35 и др.] показано, что Алдано-Становой щит состоит из серии террейнов различного выполнения (Западно-Алданский, Батомгский, Тындинский, Нимнырский, Чогарский, Сутамский, Учурский; рис. 1 а), разделенных зонами тектонического меланжа (Каларская, Амгинская, Тыркандинская). В этих зонах и в границах некоторых террейнов развиты “сшивающие” их комплексы, в том числе и автономные анортозиты [35]. Анортозиты Джугжурского массива, которые входят в состав анорогенного Билякчано-Улканского вулкано-плутонического пояса, “сшивают” раннедокембрийские тектонические структуры юго-восточной части Сибирской платформы, а наблюдаемая структура Алдано-Станового щита оформилась в конце палеопротерозоя [35].

Полученные нами кинематические оценки движения Улканского прогиба относительно Ангаро-Анабарского блока в интервале 1732–1720 млн лет объяснить только внутриплитными рифтогенными процессами вряд ли представляется возможным. В первую очередь это относится к весьма значимой оценке вращения. Вращение Алдано-Становой провинции относительно Ангаро-Анабарской, связанное с раскрытием Вилюйского рифта в среднем палеозое, по данным В.Э. Павлова с соавторами, было не более 25° [65].

На наш взгляд, интерпретацию установленных палеомагнитных характеристик следует искать в “независимых” движениях Алдано-Становой провинции (м.б. только Батомгского террейна) относительно Ангаро-Анабарской, что показано на рис. 8 б, в. Согласно принятой положительной опции полярности [6, 51] для палеопротерозойского участка ТКМП Сибири (рис. 8 а), Алдано-Становой и Ангаро-Анабарский блоки на 1732 млн лет располагались в южных тропических широтах вблизи друг друга, но северная окраина последнего была обращена на юг (смотри ориентировку современной географической сетки), первого – почти на восток (рис. 8 б). В течение ~12 млн лет (до 1720 млн лет) оба блока сместились на север в среднем на 5° , при этом Ангаро-Анабарский блок сохранил азимутальную ориентацию (в

пределах ошибки палеомагнитного метода), тогда как Алдано-Становой – испытал существенный разворот по часовой стрелке на 70° и стал полностью тектонически когерентным Сибирскому кратону (рис. 8 в). Позднее могли быть только небольшие смещения по левосторонним сдвигам.

Интерпретация полученных нами палеомагнитных результатов согласуется с предположениями А.П. Смелова с коллегами [33, 34], которые указывают на левосдвиговые смещения в интервале 1900–1800 млн лет «южных террейнов Северо-Азиатского кратона и Сино-Корейского относительно северных террейнов Северо-Азиатского кратона... В конце палеопротерозоя (1800–1600 млн лет) параллельно коллизонной зоне между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами происходит заложение рифтовых впадин (Ажитканская, Улканская и, возможно, Атугей-Нуямская, Давангро-Хугдинская), сопровождающееся субщелочным и щелочным магматизмом» [34]. Следует отметить, что, по А.П. Смелову с соавторами, левосдвиговые смещения имели место не менее чем на 70 млн лет ранее, нежели по нашим данным.

Такая геодинамическая ситуация по модели А.И. Ханчука [39] могла реализовываться и в обстановке трансформной окраины на участке локального растяжения с образованием мантийных окон и отрывом слэба во время коллизии. В качестве актуалистических кинематических и палеомагнитных примеров подобной ситуации можно привести следующие данные: 1) микроплита Ривьера, находящаяся на границе Тихоокеанской и Северо-Американской плит, по комплексу данных (GPS, решение фокальных механизмов землетрясений, кинематика трансформных разломов) имеет угловую скорость почти 5° /млн лет [48]. Это мгновенная скорость, но есть и палеомагнитные свидетельства столь значимых скоростей вращения; 2) по данным [49, 61] установлено, что в последние 20 млн лет многие блоки (острова), находящиеся в зоне взаимодействия между Тихоокеанской и Североамериканской плитами, испытали развороты относительно последней от 35 до 100° . Именно высокие скорости вращения “наших” объектов и приведенных в качестве примера свидетельствуют о существенной сдвиговой составляющей при формировании Улканского прогиба в позднем палеопротерозое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохронологические и палеомагнитные данные позволяют сделать следующие выводы относительно формирования Улканского прогиба, в частности, и истории становления юго-восточной (Алдано-Становой) провинции Сибирского кратона.

1. Возраст трахириодацитов верхней подсвиты элгэтэйской свиты составляет 1732 ± 4 млн лет (СКВО = 0.31, вероятность = 0.58). Сопоставление геохронологических данных по гранитам улканского комплекса [12] позволяет определить непротиворечивую возрастную последовательность: а) 1732 млн лет назад – излияние кислых покровных лав верхней подсвиты элгэтэйской свиты; б) 1729 млн лет назад – внедрение гранитов 1-й фазы улканского комплекса; в) 1725 млн лет назад – внедрение гранитов 3-й фазы улканского комплекса.

2. Палеомагнитные исследования палеопротерозойских пород Улканского прогиба позволили получить два древних палеомагнитных направления и рассчитать соответствующие им полюсы, отвечающие двум временным интервалам позднего палеопротерозоя: а) 1732 млн лет, для вулканогенно-осадочных пород элгэтэйской свиты – $Plat = 7.4$ (-7.4), $Plong = 190.5$ (10.5), $dp = 2.8$, $dm = 4.6$ (положительные тесты складки, обращения и конгломератов); б) ~ 1720 млн лет, для гранитов улканского комплекса – $Plat = 42.1$ (-42.1), $Plong = 249.4$ (69.4), $dp = 3.4$, $dm = 5.6$.

3. Согласно полученным данным и сопоставлению с палеопротерозойским участком ТКМП Сибири [6, 7, 11], Улканский прогиб располагался в момент образования изученных пород на $18-26^\circ$ южной широты. В интервале от 1732 (возраст верхней части элгэтэйской свиты) и до 1720 (время приобретения высокотемпературной компоненты гранитами улканского комплекса) млн лет прогиб испытал вращение вокруг вертикальной оси по часовой стрелке примерно на 70° и перемещение вдоль долготы примерно на 7° .

БЛАГОДАРНОСТИ

Геохронологическое изучение трахириодацитов из верхней подсвиты элгэтэйской свиты выполнено в лаборатории изотопной геологии ИГиГД РАН (г. Санкт-Петербург) Е.Б. Сальниковой и А.Б. Котовым, за что авторы им очень признательны и благодарны. Авторы благодарят за предоставленные пакеты программ для компонентного и статистического анализа первичных палеомагнитных данных Р. Енкина (PMGSC) и палеогеографических реконструкций Т. Торсвика (GMAP), а также Е.Ю. Диденко и О.М. Меньшикову за помощь при подготовке рисунков и рукописи настоящей статьи. Особую благодарность и признательность авторы приносят А.Б. Котову и рецензентам Д.В. Метелкину, А.П. Смелову, предложения и замечания которых существенно способствовали улучшению качества представляемой статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект № 12-I-0-08-004) и РФФИ (проекты №№ 12-05-00088а, 12-05-91158-ГФЕНа, 12-11-0-08-025).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.Н. Условия, источники образования и закономерности размещения благороднометалльного оруденения Кодаро-Удоканской зоны и Средневитимского фрагмента Муйской зоны: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Чита: ЧитГУ, 2007. 48 с.
2. Баженов М.Л. Палеомагнитно-тектонические исследования и история горизонтальных движений Средней Азии с пермского времени доныне: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2001. 49 с.
3. Бережная Н.Г., Бибикина Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 1209–1212.
4. Борукаев Ч.Б. Структуры докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
5. Веселовский Р.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю. Новые палеомагнитные данные по Анабарскому поднятию и Учур-Майскому району и их значение для палеогеографии и геологической корреляции рифея Сибирской платформы // Физика Земли. 2009. № 7. С. 3–24.
6. Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ им. Ломоносова, 2010. 35 с.
7. Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Песков А.Ю. Траектория кажущейся миграции полюса Сибирского кратона для конца палеопротерозоя – начала мезопротерозоя // Современное состояние наук о Земле: Материалы междунар. совещ. памяти В.Е. Хаина. М.: МГУ им. Ломоносова, 2011. С. 367–373.
8. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
9. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикина Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
10. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П. и др. Палеомагнетизм раннего протерозоя юга Сибирского кратона // Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др.; науч. ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
11. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. № 1. С. 72–78.
12. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю. и др. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–70.
13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.; Кн. 2. 334 с.
14. Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратигра-

- фия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 2002. № 1. С. 47–61.
15. Константиновский А.А., Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 72–84.
 16. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб., 2003. 78 с.
 17. 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.
 18. Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук М.: ИГЕМ РАН, 2008. 47 с.
 19. Ларин А.М. Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Статья 1. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3–28.
 20. Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 1–24.
 21. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 42–59.
 22. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.
 23. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 6. С. 1152–1156.
 24. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комисарова и др.; Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
 25. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
 26. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 2. С. 163–180.
 27. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Науч. мир, 2001. 188 с.
 28. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
 29. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Науч. мир, 2006. 212 с.
 30. Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 5–22.
 31. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Недра, 1983. 223 с.
 32. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, северо-западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1251–1265.
 33. Смелов А.П., Янь Х., Тимофеев В.Ф. Модель формирования Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов в раннем докембрии / Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии. Новосибирск: ГЕО, 2002.
 34. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.
 35. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука / Интерперриодика", 2001. 571 с.
 36. Тектоника и эволюция земной коры Сибири / Отв. ред. А.Л. Яншин, Ч.Б. Борукаев. Новосибирск: Наука, 1988. 173 с.
 37. Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54–77.
 38. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Науч. мир, 2001. 606 с.
 39. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
 40. Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ // Труды ВНИГРИ. Вып. 116. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 220 с.
 41. Шипунов С.В. Статистика палеомагнитных данных. М.: ГЕОС, 2000. 80 с.
 42. Щербакова В.В., Щербаков В.П., Диденко А.Н., Виноградов Ю.К. Определение палеонапряженности в раннем протерозе по гранитоидам шумихинского комплекса Сибирского кратона // Физика Земли. 2006. Т. 42, № 6. С. 521–529.
 43. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.
 44. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др.; Науч. ред. Е.В. Складчиков. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
 45. Brandon M.T., Roden-Tice M.R., Garver J.I. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State GSA // Bull. 1998. V. 100. P. 985–1009.
 46. Besse J., Courtillot V. Apparent and True Polar Wander and the Geometry of the Geomagnetic Field in the Last 200 Million Years // Geophys. Res. 2001. P. 1–57.
 47. Butler R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Boston: Blackwell Sci. Publ., 1992. 319 p.
 48. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80.
 49. Dickinson W.R., Ducea M., Rosenberg L.I. et al. Net dextral slip, Neogene San Gregorio-Hosgri fault zone, coastal California: Geologic evidence and tectonic implications // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2005. N. 391. 43 p.

50. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Pisarevsky S.A. et al. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implication for the pre-Neoproterozoic tectonics / S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins (eds) // Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 145–163 doi:10.1144/SP323.7
51. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.
52. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geol. Surv. Canada, 1994. 16 p.
53. Fisher R. Dispersion on a sphere // Proc. Roy. Soc. London. 1953. V. 217. P. 295–305.
54. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., et al. Sedimentary Evolution of the Riphean – Vendian Basin of Southeastern Siberia // Precambrian Research. 2001. V. 111. P. 129–163.
55. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophys. J. Inter. 1980. P. 699–718.
56. 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. P. 485–494.
57. Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
58. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // Manuscript received for publication on May, 1997. An. Acad. Bras. Ci. V. 69, N 3. 1997. P. 295–312.
59. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35p.
60. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1. 49 p.
61. Luyendyk B.P., Kamerling M.J., Terres R.R., Hornafus J.S. Simple shear of Southern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations // J. Geophys. Res. 1985. V. 90, N. B14. P. 12 454–12 466.
62. Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
63. McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // Geophys. J. Res. Astr. Soc. 1964. V. 8. P. 338–340.
64. McFadden P.L. A new fold test for paleomagnetic studies // Geophys J. Int. 1990. V. 103. P. 163–169.
65. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 276, Is. 3–4. P. 229–242.
66. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.N. The Neoproterozoic and Paleozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // Earth Sci. Rev. 1998. V. 43, N 1. P. 1–24.
67. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N. 2. P. 207–221.
68. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36, N. 2. P. 359–362.
69. Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // Computers and Geosciences. 1999. V. 25. P. 395–402.
70. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution / Ed. by K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
71. Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics. 1990. V. 184. P. 1–9.
72. Zijdeveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

A.N. Didenko, A.Yu. Peskov, V.A. Guryanov, A.N. Perestoronin, A.V. Kosynkin

Paleomagnetism of the Ulkan trough (SE of Siberian craton)

The first results of the paleomagnetic study of one of the key Paleoproterozoic objects of the Aldan- Stanovoy shield – Ulkan trough of the Bilyakchan-Ulkan volcanoplutonic belt are presented. The sedimentary-volcanogenic rocks of Elgetei Formation and granites of the Ulkan Complex have been studied. According to these data and their comparison with Paleoproterozoic pole's apparent wander curve of the Angara-Anabar block, the Ulkan trough: 1) was located in time of the formation of the studied rocks at 18-26° S, and 2) experienced rotation relative to the Angara-Anabar block at $-70 \pm 8^\circ$ in the interval 1732-1720 million years ago. Based on the combined interpretation of paleomagnetic, geochronological and geochemical data published previously, a paleogeodynamic model is proposed. According to this model, the Aldan-Stanovoy and Angara-Anabar provinces of the Siberian craton became a single rigid block about 1720 million years ago.

Key words: pole's apparent wander curve , paleomagnetism, Ulkan Complex, Elgetei Formations, Bilyakchan-Ulkan volcano-plutonic belt , Aldan-Stanovoy province, Siberian craton.