

АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ В ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ИНТРУЗИЯХ АНГАРО-ТАСЕЕВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА): ДЕТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ДВИЖЕНИЯ МАГМЫ

Латышев А. В., Ульяхина П. С., Веселовский Р. В.

Аннотация

На основании детальных исследований анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) проведена реконструкция направлений движения магматического расплава в крупных долеритовых силлах Ангаро-Тасеевской синеклизы. В 50% процентах исследованных сайтов обнаружен «нормальный» тип магнитной текстуры, при котором минимальная ось К3 эллипсоида АМВ перпендикулярна контакту, а две другие оси лежат в плоскости интрузивного тела. Интерпретируя ориентировку максимальной оси К1 в таких сайтах как направление течения расплава, мы составили схему основных направлений транспорта магмы. Полученные результаты в целом совместимы с гипотезой о положении магмоподводящей зоны в центральной, наиболее прогнутой в настоящее время части Ангаро-Тасеевской впадины. При этом распределение максимальных осей эллипсоида отличается в разных силлах и свидетельствует о наличии локальных центров внедрения. На периферии впадины преобладают интрузии с «обратным» типом эллипсоида, а в сайтах с «нормальной» магнитной текстурой преобладающее направление движения магмы отсутствует. Это объясняется отсутствием генерального направления транспорта расплава в периферических близповерхностных зонах крупных интрузий.

АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ В ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ИНТРУЗИЯХ АНГАРО-ТАСЕЕВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА): ДЕТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ДВИЖЕНИЯ МАГМЫ

А.В. Латышев^{1,2}, П.С. Ульяхина^{1,2}, Р.В. Веселовский^{1,2}

¹ – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет. Г. Москва, Ленинские Горы, д. 1, 119991.

² – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Российская академия наук. Г. Москва, ул. Б. Грузинская, д. 10, 123242.

anton.latyshev@gmail.com

УДК 537.621+551.263.12

Введение.

Сибирская трапповая провинция представляет собой одну из крупнейших областей проявления внутриплитного базальтового магматизма в фанерозое и может быть рассмотрена как эталонный пример Крупной Магматической Провинции (Large Igneous Province, LIP) [Coffin and Eldholm, 1994; Ernst, 2014]. Помимо этого, интерес к Сибирским траппам со стороны исследователей обусловлен возможной причинно-следственной связью между катастрофическим массовым вымиранием на границе перми и триаса и интенсивным базальтовым магматизмом, приведшим к формированию траппов [Saunders and Reichow, 2009; Courtillot and Renne, 2003], а также наличием крупнейших медно-никелевых и платиноидных месторождений в Норильском районе, приуроченных к дифференцированным трапповым интрузиям.

Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют, что основной объем Сибирских траппов сформировался в течение 1-2 млн. лет на рубеже перми и триаса [Kamo et al., 2003; Reichow et al., 2009; Burgess and Bowring, 2015], хотя отдельные датировки указывают на то, что импульсы магматизма могли проявляться в течение последующих 10-15 млн. лет [Ivanov et al., 2013].

В пределах Сибирской платформы пермо-триасовые траппы слагают обширное поле распространения продуктов эффузивного и эксплозивного магматизма; выделяются несколько районов, различающихся по тектоническому строению, составу и мощности вулканогенного разреза: Норильский, Маймеча-Котуйский, Путоранский, Нижне-

Тунгусский [например, Fedorenko, Czamanske, 1997]. По периферии области развития вулканитов трапповая формация представлена мощными и протяженными долеритовыми силлами, внедренными в палеозойские отложения чехла Сибирской платформы.

Несмотря на длительную историю изучения Сибирской трапповой провинции, многие вопросы ее генезиса, механизма и последовательности формирования вулканогенных и интрузивных комплексов остаются не решенными. На настоящий момент наиболее популярной гипотезой, объясняющей происхождение внутриплитных базальтовых провинций, в том числе Сибирских траппов, является концепция мантийных плюмов [Campbell, 2005; Добрецов и др., 2010], хотя предлагаются и альтернативные модели: деляминации литосферы [Elkins-Tanton, 2005], субдукционная [Ivanov et al., 2007], конвективного частичного плавления [King and Anderson, 1998] и литосферного сдвига [Czamanske et al., 1998]. В данной работе проблемы формирования трапповых интрузий будут обсуждаться с позиции плюмовой гипотезы.

Несмотря на преобладающее мнение о генезисе Сибирских траппов в результате воздействия мантийного плюма, детальная схема эволюции и динамики плюмового магматизма до сих пор не разработана. Наиболее распространена точка зрения о положении центра плюма под Норильским районом [например, Sobolev et al., 2011], где вулканогенный разрез имеет максимальную мощность и содержит высокомагнезиальные лавы гудчихинской и туклонской свит [Криволицкая, 2013]. Тем не менее, даже на этот счет существуют альтернативные мнения; так, в работе [Saunders et al., 2005] предполагается положение «головы» плюма на территории Западно-Сибирской рифтовой системы.

Также остаются не выясненными и механизмы транспорта магматического расплава в земной коре. Учитывая гигантский размер Сибирских траппов, предполагаются значительные латеральные перемещения магмы, связанные с протяженными силлами, которые выходят на поверхность на периферии Тунгусской синеклизы [Burgess et al., 2017]. Ранее существенная роль комплексов пластовых интрузий при формировании Крупных Магматических Провинций была показана для других областей базальтового магматизма [Svensen et al., 2012; Magee et al., 2016].

В данной работе мы представляем результаты детальных исследований анизотропии магнитной восприимчивости, проведенных для интрузий Ангаро-Тасеевской синеклизы (южная периферия Сибирской трапповой провинции) с целью реконструкции основных направлений транспорта магмы и выявления основных магмоподводящих зон.

Обзор исследований анизотропии магнитной восприимчивости для реконструкции потока магмы

Исследованиям анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ, anisotropy of magnetic susceptibility, AMS) в базитовых магматических телах посвящено большое количество работ [Khan, 1962; Knight and Walker, 1988, Ernst and Baragar, 1992; Raposo and Ernesto, 1995; Canon-Tapia, 2004]. Большая часть цитируемых публикаций посвящена восстановлению направлений течения магматического расплава в маломощных дайках на основании ориентировки главных осей эллипсоида АМВ. Достоинства этой методики заключаются в возможности ее применения для широкого спектра магматических пород без выраженных ориентированных текстур, высокой скорости измерений и возможности осуществлять массовые замеры большого количества образцов.

Считается, что в плоскостных интрузивах (дайки и силлы) наиболее распространен так называемый «нормальный» тип магнитной текстуры (N-тип), при котором минимальная ось K3 эллипсоида АМВ ориентирована перпендикулярно контактам тела, а остальные оси K1 и K2 лежат в плоскости интрузии [Rochette et al., 1991; Tauhe et al., 1998]. В этом случае ориентировку максимальной оси K1 принято интерпретировать как направление течения магматического расплава [Ernst and Baragar, 1992; Raposo and Ernesto, 1995; Knight and Walker, 1988]. Распределение осей эллипсоида АМВ в базитовых интрузиях, как правило, связывается с преобладающей ориентировкой кристаллов титаномагнетита или магнетита, которые являются наиболее распространенными магнитными минералами в породах такого состава [Varga et al., 1998; Raposo and Ernesto, 1995]. В качестве других механизмов, которые также могут приводить к формированию «нормального» типа эллипсоида, рассматриваются контактное трение при внедрении и закрытие трещины при падении давления магмы [Andersson et al., 2016].

Распределение осей эллипсоида АМВ, при котором максимальная ось K1 перпендикулярна плоскости интрузива, называется обратным или инвертированным (inverse, reverse, R-тип) типом магнитной текстуры [Rochette et al., 1991] и также широко распространено в базитовых дайковых комплексах [Ajroldi et al., 2012; Callot et al., 2001; Rochette et al., 1999]. В качестве возможных вариантов интерпретации такой инверсии осей эллипсоида разными авторами предлагаются: 1) преобладание среди магнитных минералов однодоменных зерен магнетита или маггемита [Potter and Stephenson, 1988]; 2) рост кристаллов магнитных минералов перпендикулярно контакту [Hargraves et al., 1991; Cowan, 1999]; 3) конвекция и гравитационное осаждение магнитных частиц в

субгоризонтальных пластовых телах [Rochette et al., 1999]; 4) магнитостатическое взаимодействие [Hargraves et al., 1991; Borradaile and Jackson, 2010]; 5) термальная контракция при формировании столбчатой отдельности [Almquist et al., 2012; Hrouda et al., 2015]; 6) постмагматические деформации и метаморфизм. Приведенные варианты не отражают всего многообразия версий, предлагаемых в качестве объяснения феномена «инвертированной» магнитной текстуры, но универсального решения проблемы нет. В большинстве случаев, сталкиваясь с обратным типом эллипсоида в интрузивных телах, авторы не проводят интерпретацию направлений магматического транспорта по таким объектам.

Если средняя ось эллипсоида АМВ К2 ориентирована перпендикулярна контакту интрузии, то такой тип магнитной текстуры называется промежуточным [Rochette et al., 1999; Park et al., 1988]. Такое распределение осей эллипсоида в дайках интерпретируется как результат вертикального сжатия при остывании и консолидации статичной магматической колонны, если минимальная ось К3 вертикальна [Park et al., 1988; Raposo and Ernesto, 1998]. Другие варианты интерпретации промежуточной магнитной текстуры (I-тип) – сочетание многодоменных и однодоменных зерен магнетита или титаномагнетита [Ferre et al., 2002] или наложение разных факторов, формирующих анизотропию магнитной восприимчивости, например, течения магмы и напряжений при остывании интрузива [Dragoni et al., 1997].

Исследованиям АМВ в силлах, лополитах и подобных им субпластовых интрузиях также посвящено значительное число работ, хотя и меньшее, чем в дайковых телах [Dragoni et al., 1997; Диденко и др., 1998; Cowan, 1999; Polteau et al., 2008; O’Driscoll et al., 2015]. В мощных расслоенных пластовых телах, помимо течения магматического расплава, магнитная текстура определяется также процессами осаждения кристаллов при остывании, кристаллизацией *in situ*, посткумулусным сжатием и т.д. [O’Driscoll et al., 2015]. В связи с этим АМВ в таких телах изучается не только для реконструкции движения магмы, но также для восстановления структурной и текстурной эволюции интрузий. Тем не менее, для силлов и лополитов, подобно дайкам, зафиксированы многочисленные примеры нормальной, обратной и промежуточной магнитной текстуры [Dragoni et al., 1997; Cowan, 1999; Ferre et al., 2002].

В России использование анизотропии магнитной восприимчивости при исследованиях магматических комплексов до настоящего момента не имеет достаточно широкого распространения, несмотря на то, что возможности применения этой методики давно обсуждаются в русскоязычной геологической литературе (Шолпо, 1977; Шолпо и

др., 1986). Хотя существуют публикации, представляющие собой примеры удачных исследований магнитной текстуры базитовых интрузий (Диденко и др., 1998; Куренков и др., 2002; Константинов и др., 2014), до сих пор систематического изучения магнитной анизотропии интрузий большинства районов Сибирской трапповой провинции, а также других крупных магматических провинций России, проведено не было.

Целью настоящего исследования является детальное исследование анизотропии магнитной восприимчивости в интрузиях (преимущественно силлах) Ангаро-Тасеевской впадины и реконструкция основных направлений транспорта магматического расплава.

Геологическое строение и объекты исследований

Ангаро-Тасеевская синеклиза расположена в южной части Сибирской платформы, к югу от основного поля распространения трапповых вулканитов (рис. 1). Продукты пермотриасового магматизма в пределах синеклизы мощными и протяженными силлами долеритов, а также туфами корвунчанской (капаевской) свиты. Силлы внедрены в палеозойские осадочные отложения чехла Сибирской платформы и, как считается, имеют мощности до 200-300 м и огромные площади распространения [Феоктистов, 1978]. На основании полевых наблюдений и анализа данных по скважинам выделяются не менее 6 крупных интрузий, локализованных в различных горизонтах палеозойских отложений: Усольский, Заярский, Тулунский, Толстомысовский, Падунский, Чуно-Бирюсинский силлы [Феоктистов, 1978; Латышев и др., 2013; Ivanov et al., 2013]. Тем не менее, реальные границы распространения конкретных интрузивных тел по полевым данным установить крайне сложно. В целом, все силлы при рассмотрении с запада на восток локализуются в более высоких стратиграфических горизонтах, на основании чего предполагается, что внедрение магмы в пределах Ангаро-Тасеевской синеклизы происходило с запада на восток, а магмоподводящая зона была расположена в центральной, наиболее прогнутой в настоящее время части впадины [Феоктистов, 1976].

Также в пределах Ангаро-Тасеевской синеклизы распространены туфогенные отложения корвунчанской [Домышев, 1974] или капаевской [Наумов, Анкудинова, 1995] свиты и связанные с ними трубки взрыва, к которым приурочены железорудные месторождения Ангаро-Илимского района. Эти трубки взрыва рассматриваются как выводящие каналы для крупных интрузий [Наумов, Анкудинова, 1995; Svensen et al., 2009; Fristad et al., 2017].

Возраст силлов определяется многочисленными современными U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками [Ivanov et al., 2005; 2009; 2013; Патон и др., 2010; Burgess and Bowring, 2015].

В целом выделяется две группы возрастов: в интервале 252-249 млн. лет (конец перми – начало раннего триаса) и 243-239 млн. лет назад (средний триас). В некоторых случаях изотопные определения, полученные разными методами по одним и тем же телам, противоречат друг другу [см. Латышев и др., 2013; Latyshev et al., 2018], поэтому многие вопросы, касающиеся возраста конкретных интрузий и продолжительности магматизма в целом, остаются не решенными. Мы считаем наиболее обоснованными возрасты Падунского и Толстомысовского силлов, полученные U-Pb методом по цирконам – около 251 млн. лет, что соответствует рубежу перми и триаса [Патон и др., 2010; Burgess and Bowring, 2015].

Объектами настоящей работы являются интрузивные тела, распространенные в Ангаро-Тасеевской синеклизе в долинах р. Ангары и Чуны. Всего было исследовано 65 сайтов, представляющих, в основном, силлы (60 сайтов) и реже – дайки и интрузии неясной морфологии (5 сайтов), не менее чем по 5 ориентированных образцов из каждого. Силлы и дайки сложены долеритами и габбро-долеритами, имеют мощность до 200-250 м и конформно залегают внутри палеозойского осадочного чехла Сибирской платформы, а на северо-востоке впадины прорывают даже вулканогенно-осадочные толщи триаса. Палеомагнитные исследования, проведенные по этим же объектам, позволили установить, что опробованные интрузивные тела сформировались в течение трех крупных кратковременных магматических событий, отвечающих внедрению Тулунского, Падунского и Толстомысовского силлов и ассоциирующихся с ними мелких субвулканических тел, а также менее масштабных эпизодов магматизма, приведших к формированию отдельных относительно мелких интрузий. Также были выявлены границы областей проявления этих магматических событий. Детальные результаты палеомагнитных исследований приведены в работах [Латышев и др., 2013; Latyshev et al., 2018] и не обсуждаются здесь.

Методика исследований

Измерения анизотропии магнитной восприимчивости проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН на каппометре MFK-1FA компании AGICO. Обработка измерений выполнялась в программе Anisoft 4.2 с использованием статистических методов, описанных в работе [Jelinek, 1978]. При анализе эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости использовались параметры P_j (корректированная степень анизотропии) и T (параметр формы эллипсоида). Степень анизотропии P_j рассчитывалась по формуле:

$$P_j = \exp(\sqrt{2 * ((n_1 - n)^2 + (n_2 - n)^2 + (n_3 - n)^2)}) , \text{ где}$$

$$n_1 = \ln(K_1) ; \quad n_2 = \ln(K_2) ; \quad n_3 = \ln(K_3) ; \quad n = \sqrt[3]{n_1 * n_2 * n_3} , \text{ где}$$

K_1, K_2, K_3 – максимальная, средняя и минимальная главные оси эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости соответственно (Jelinek, 1981).

Параметр формы эллипсоида T рассчитывался по формуле:

$$T = (2 * \ln(K_2) - \ln(K_1) - \ln(K_3)) / (\ln(K_1) - \ln(K_3)) .$$

Температурные кривые намагниченности насыщения снимались на магнитных весах Кюри конструкции Ю.К. Виноградова в поле 0,4 Тл. Петли гистерезиса снимались на вибромагнитометре РМС MicroMag 3900 при комнатной температуре с величиной поля насыщения 0,5 Тл. Доменная структура ферромагнитных зерен оценивалась по диаграмме Дзю-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]. Измерения анизотропии безгистерезисной (идеальной) остаточной намагниченности (AARM, Anisotropy of Anhysteretic Remanent Magnetization) проводились в лаборатории прикладных методов геодинимических исследований геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с использованием спин-магнитометра JR-6 (AGICO) и установки размагничивания переменным полем LDA-3A с приставкой для безгистерезисного намагничивания AMU-1A (AGICO).

Структурные и петрографические данные

При реконструкциях транспорта магматического расплава одним возможных источников информации о направлении течения является морфология пластовых магматических тел. Широко известны такие мезоструктуры-индикаторы в интрузивных телах, как интрузивные ступени (intrusive steps), мостовые структуры (bridge structures) и магматические «лепестки» (magma lobes). Для всех этих структурных элементов длинная ось в общем случае интерпретируется как направление течения расплава (Schoefield et al., 2012; Magee et al., 2016; Hoyer, Watkeys, 2017). Такая интерпретация основана на идее, что изначально внедрение магмы происходит по серии параллельных латерально ограниченных каналов, отделенных друг от друга скринами вмещающих пород. Затем, при дальнейшем притоке магмы, эти сегменты соединяются в единое пластообразное тело, а места «перемычек» маркируются ступенями или останцами вмещающих пород.

К сожалению, ограниченная обнаженность не позволяет провести полный структурный анализ силлов Ангаро-Тасеевской впадины. В центральной части изученного района большая часть контактов интрузивных тел, открытых для наблюдения, представляет собой ровные поверхности, без апофиз, ступеней или других структур, позволяющих определить направление внедрения. Исключение представляет сайт 15-15,

где в береговом обрыве р. Чуны обнажен контакт Тулунского силла с ордовикскими терригенными отложениями братской свиты (рис. 2А). Выход интрузивного тела полого протягивается в СВ направлении, а сам контакт представляет собой субвертикальную ступень высотой 3 м с двумя апофизами, конформными вмещающим породам. Вмещающие песчаники и алевролиты в экзоконтактовой зоне залегают полого, деформированы и смещены малоамплитудными взбросами при внедрении интрузива. Контакт простирается в СЗ направлении (Аз 330). Интерпретируя такое замыкание силла как интрузивную ступень, мы предполагаем, что внедрение происходило параллельно субвертикальному участку контакта, то есть в СЗ-ЮВ направлении.

В долине р. Ангары, на восточной периферии Ангаро-Тасеевской синеклизы, гораздо более широкое распространение по сравнению с внутренней частью впадины имеют маломощные силлы и разнонаправленные дайки. Это косвенно указывает на отсутствие единого направления транспорта магмы в этом районе. Кроме того, локализация значительной части интрузивных тел в нижнетриасовых туфах корвунчанской свиты свидетельствует о малых глубинах становления интрузий.

Другим возможным методом восстановления направлений транспорта магмы является анализ ориентировки длинных осей кристаллов породообразующих минералов. Петрографическое изучение шлифов показало, что большая часть опробованных интрузивных тел сложена долеритами с пойкилитовой и пойкилоофитовой структурой. Около 90-95% объема породы в сумме слагают основной плагиоклаз (лабрадор) и клинопироксен, при этом крупные ойкокрисы клинопироксена содержат мелкие удлиненные хадакристаллы плагиоклаза (рис. 2Б). В подчиненных количествах присутствуют оливин и титаномagnetит (до 10%). Размер кристаллов и структура породы варьирует в зависимости от мощности тела и положения образца внутри интрузии. Приконтактовые зоны крупных силлов часто сложены габбро-порфиритами или даже миндалекаменными базальтами (рис. 2В); мощность миндалекаменной зоны в прикровельной зоне отдельных силлов достигает 2 м. Закономерная ориентировка кристаллов, которую можно было бы интерпретировать как результат течения расплава, не была обнаружена ни в одном шлифе.

Результаты исследований магнитной анизотропии

В большинстве исследованных сайтов образцы обладают низкой степенью анизотропии магнитной восприимчивости $P_j < 1.04$, в редких случаях – до 1.06 (рис. 3А).

Такие значения параметры P_j типичны для базитов с магнитной текстурой первично магматического генезиса [Tarling and Hrouda, 1993].

Значения параметра T , характеризующего форму эллипсоида АМВ [Jelinek, 1981], в подавляющем большинстве сайтов варьируют от -0.5 до 0.5 , при этом в примерно в 50% случаев эллипсоид обладает вытянутой формой ($T > 0$), в 50% случаев – сплюснутой ($T < 0$). Как правило, вытянутая форма эллипсоида АМВ в магматических телах интерпретируется как результат движения магмы, а планарная – как следствие статических процессов: сжатия при охлаждении тела, кристаллизации “in situ” или гравитационной дифференциации [O’Driscoll et al., 2015; Andersson et al., 2016]. Видимой зависимости величины T от степени анизотропии P_j не обнаруживается (рис. 3А). Низкие значения степени анизотропии и вариации формы эллипсоида указывают на то, что изученные интрузивы обладают магматической магнитной текстурой, которая сформировалась под воздействием нескольких факторов: собственно течения магматического расплава, локальных напряжений, связанных с остыванием тела [Tarling and Hrouda, 1993; Andersson et al., 2016], а также кристаллизационным осаждением магнитных частиц [O’Driscoll et al., 2015].

Анализ распределения осей эллипсоида АМВ относительно контактов интрузий показал, что 32 сайта из 65 (49%) характеризуются нормальным типом магнитной текстуры. Данные сайты, за редкими исключениями (см. Табл. 1), принадлежат к силлам с субгоризонтальными контактами, и минимальная ось эллипсоида K_3 ориентирована перпендикулярно контакту, то есть субвертикально. Остальные две оси K_1 и K_2 имеют пологую ориентировку и приблизительно лежат в плоскости интрузии. При этом в 16 точках направления максимальной оси K_1 тесно сгруппированы внутри сайта (рис. 3Б), статистически значимо отличаясь от других осей, а в остальных случаях образуют дугу большого круга с направлениями средней оси K_2 (рис. 3В). Отклонение оси K_1 от горизонтальной плоскости в силлах, как правило, незначительно, но в отдельных случаях достигает 20° , что можно объяснить турбулентным потоком магмы. Ориентировку оси K_1 в сайтах с нормальным типом эллипсоида АМВ мы интерпретируем как соответствующую, в пределах доверительных интервалов, направлению течения магматического расплава.

В 14 сайтах (22%) был зафиксирован инвертированный тип магнитной текстуры с максимальной осью K_1 , ориентированной перпендикулярно контакту и субвертикально в силлах. Оси K_2 и K_3 при этом ориентированы полого и лежат в плоскости интрузива (рис. 3Г). Причины инверсии магнитной текстуры будут обсуждаться ниже.

В остальных 19 сайтах (29%) обнаруживается либо промежуточная магнитная текстура со средней осью K2, перпендикулярной контакту (рис. 3Д), либо диагональное к контактам интрузии или хаотическое распределение осей внутри сайта. Результаты по этим сайтам не использовались в дальнейшей интерпретации; заметим лишь, что часть сайтов с хаотически ориентированными осями эллипсоида АМВ обладает крайне низкой степенью анизотропии $P_j < 1.01$, что, по всей видимости, и обуславливает отсутствие регулярной магнитной текстуры.

Петромагнитные свойства

Кривые зависимости намагниченности насыщения от температуры, снятые до 650°C, демонстрируют, что основным магнитным минералом в большинстве исследованных образцов долеритов является магнетит или низкотитанистый титаномагнетит с точками Кюри от 450°C до 580°C. На рис. 4 показаны примеры типичных термокривых намагниченности насыщения, соответствующих почти чистому магнетиту с $T_c = 550^\circ\text{C}$ (рис. 4А) и титаномагнетиту с $T_c = 480^\circ\text{C}$ (рис. 4Б). Такой минеральный состав магнитной фракции типичен для Сибирских траппов и многократно определялся как для лавовой фации [Heunemann et al., 2004], так и для интрузий [Konstantinov et al., 2014; Щербаков и др., 2017]. При этом сайты с «нормальным» и «обратным» типом магнитной текстуры не обнаруживают закономерных различий как по термокривым, так и в ходе ступенчатой термочистки.

Значения гистерезисных параметров образцов Mrs/Ms и H_{cr}/H_c варьируют в пределах 0.05 – 0.3 и 1.5 – 3.5 соответственно; все образцы по диаграмме Дзя-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] попадают в поле псевдооднородных зерен (рис. 4В). При этом нужно отметить, что образцы из сайтов как с нормальным, так и с обратным типом эллипсоида АМВ располагаются близко к кривой смещения однодоменных и многодоменных зерен по [Dunlop, 2002], но первые более тяготеют к «однодоменному» полю. Этот факт вступает в противоречие с распространенным объяснением обратного типа магнитной текстуры преимущественно однодоменным составом зерен магнетита [Potter and Stephenson, 1988; Tarling and Hrouda, 1993; Cagnoli and Tarling, 1997; Rochette et al., 1999]. В то же время для образцов с R-типом можно выделить два кластера, расположение которых на диаграмме коррелирует с мощностью интрузии и размером зерен магнитной фракции. Образцы с отношениями $Mrs/Ms < 0.1$ и $H_{cr}/H_c = 2.8-3.5$, наиболее близкие к многодоменной области, в большинстве случаев представляют хорошо раскристаллизованные внутренние зоны крупных силлов, в то время как образцы с

отношениями $Mrs/Ms=0.1-0.2$ и $Hcr/Hc=1.7-2.2$, не отличимые по этим параметрам от образцов N-типа, как правило, представляют относительно маломощные тела или приконтактные зоны крупных силлов.

Также нами были проведены измерения анизотропии безгистерезисной остаточной намагниченности (AARM) в 8 образцах, демонстрирующих R-тип эллипсоида AMB (Табл. 2). Поскольку AARM не зависит от доменного состава [Potter and Stephenson, 1988], в случае значительного вклада однодоменных зерен в инверсию AMB можно было бы ожидать, что максимальная и минимальная ось эллипсоида при сравнении AMB и AARM будут меняться местами, то есть AARM будет демонстрировать N-тип анизотропии.

В нашем случае средние ориентировки осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности оказались близки друг к другу, что не подтверждает версию об однодоменном составе магнитной фракции в образцах R-типа: в обоих случаях K1 залегает круто, K2 и K3 – полого (рис. 5). Тем не менее, следует отметить, что результаты измерения AARM (рис. 4А) демонстрируют большой разброс по сравнению с AMB (рис. 4Б), а положение осей эллипсоида для отдельных образцов может значительно, иногда принципиально, отличаться (Табл. 2). Таким образом, сравнение результатов измерений AMB и AARM подтверждает, что различий доменного состава недостаточно для объяснения широко проявленной инверсии максимальной и минимальной осей эллипсоида AMB, но для полного объяснения наблюдаемых различий ориентировок осей в отдельных образцах необходимы дополнительные исследования.

Обсуждение результатов

Как было показано выше, результаты петромагнитных исследований свидетельствуют, что инверсию эллипсоида AMB в наших образцах долеритов нельзя объяснить различиями магнетоминералогического или доменного состава. Поскольку изучаемые магматические тела находятся в пределах района Сибирской платформы, не претерпевшего существенных тектонических деформаций и эндогенной активности в послетриасовое время, версия о постмагматическом изменении магнитной текстуры также представляется маловероятной. На данный момент в качестве возможных механизмов «инверсии» мы рассматриваем термальную контракцию при формировании столбчатой отдельности [Almquist et al., 2012], широко распространенной в изученных пластовых интрузиях, кристаллизацию в стационарной магме [Tauхе et al., 1998] или гравитационное осаждение частиц при кристаллизационной дифференциации в мощных силлах [Rochette et al., 1999]. Последняя версия объясняет близость группы образцов R-типа к

многодоменному полю на диаграмме Дзя-Данлопа. Тем не менее, для окончательного ответа на этот вопрос необходимы дополнительные детальные петромагнитные исследования конкретных магматических тел, где проявлена инверсия эллипсоида АМВ.

Для реконструкции направлений течения магматического расплава были использованы направления максимальной оси эллипсоида АМВ с нормальным типом магнитной текстуры (30 сайтов). На рис. 6 вынесены ориентировки оси К1 в сайтах с нормальным и обратным типом эллипсоида. Как видно из рис. 6, в долине р. Чуны, то есть в районе, приближенном к центральной части Ангаро-Тасеевской синеклизы, преобладает N-тип магнитной текстуры с пологими ориентировками максимальной оси эллипсоида в силлах. В то же время на периферии впадины, в долине р. Ангары, доминируют сайты с R-типом.

Проведенные ранее палеомагнитные исследования позволили установить, что интрузии р. Чуны образуют несколько тесных кластеров – дирекционных групп со значимо отличающимися друг от друга палеомагнитными направлениями [Latyshev et al., 2018]. Эти группы соответствуют разновременным эпизодам магматизма, связанным с внедрениями крупных силлов или серий интрузий. Среди опробованных нами локаций в долине р. Чуны выделяются следующие группы сайтов: 18-15 – 29-15 (Падунский силл), 8-15 – 15-15 (Тулунский силл) и 1-15 – 5-15 (Нижнеудинский силл). Распределение максимальных осей эллипсоида АМВ внутри разных групп обнаруживает определенные закономерности. Так, в сайтах с N-типом, относящихся к Падунскому силлу, ориентировки осей К1 образуют веер, сходящийся к юго-западу, в направлении наиболее прогнутой в настоящее время части Ангаро-Тасеевской впадины в долине р. Бирюса. При этом присутствуют как юго-западные, так и северо-восточные падения оси К1, однако углы падения не превышают 20°. Изменение направлений падения полого ориентированной максимальной оси эллипсоида может объясняться погрешностью определения либо отклонением потока магматического расплава от горизонтальной плоскости. Веерообразный разворот ориентировок оси К1 и их схождение к юго-западу находится в соответствии с гипотезой о внедрении силлов из центральной части впадины [Феоктистов, 1978]. В то же время нельзя не отметить наличие близкорасположенных сайтов (24-15, 25-15) с поперечными ориентировками оси К1, не укладывающимися в общую картину, а также ряда сайтов с R-типом магнитной текстуры. Поперечные по отношению к генеральному направлению течения ориентировки максимальной оси могут быть связаны с расположением сайтов на участках интрузивных ступеней или «мостов», соединяющих отдельные сегменты крупного силла. В таких структурах течение расплава часто

ориентировано поперек направления внедрения интрузии [Hoyer, Watkeys, 2017], однако недостаток структурных данных не позволяет провести однозначную интерпретацию.

В сайтах, отнесенных к группе «Тулунский силл», преобладают ориентировки оси K1 северо-северо-западного направления, за исключением сайта 8-15, который пространственно близок к Нижнеудинскому силлу (см. ниже). Кроме того, к этой группе принадлежит дайка (сайт 13-15), которая также обладает северо-западным простирием, а ось K1 в ней характеризуется крутыми ориентировками (см. Табл. 1 и рис. 3Е). Такой характер магнитной текстуры в интрузиях отвечает движению расплава в юго-восточном направлении вдоль локальной ослабленной зоны. Эта интерпретация согласуется со структурными данными по сайту 15-15, где по ориентировке контакта интрузивной ступени реконструируется СЗ-ЮВ направление внедрения (Аз 330). В этом же сайте на удалении 20 м от контакта максимальная ось эллипсоида АМВ полого погружается на северо-запад (Аз 336), а непосредственно в зоне субвертикального эндоконтакта ось K1 залегает круто. Следовательно, направление внедрения силла, восстановленное по структурным и петромагнитным данным, идентично в пределах доверительного интервала (Табл. 1).

Нижнеудинский силл, а также пространственно близкий к нему сайт 8-15 демонстрируют схождение максимальных осей эллипсоида к локальному центру, расположенному к западу от р. Чуны, близ границы Сибирской платформы. Таким образом, все рассмотренные группы интрузивных тел в долине Чуны характеризуются различными преобладающими направлениями движения расплава и локальными магмоподводящими центрами.

В долине р. Ангары, в полях распространения Толстомысовского и Падунского силлов преобладают сайты с R-типом магнитной текстуры, а в точках с нормальным типом эллипсоида максимальная ось имеет преимущественно субмеридиональную ориентировку. В области распространения Тулунского силла преобладает N-тип, однако направления максимальной оси K1 значительно меняются даже в близкорасположенных сайтах (22-11 – 24-11; рис. 1, 6). Широкое развитие R-типа магнитной текстуры в интрузиях долины Ангары может быть связано с тем, что в этих регионах обнажены преимущественно периферические части силлов, достигающие близповерхностных уровней; так, Толстомысовский силл и интрузии, с ним связанные, в районе от Усть-Илимска до устья р. Каты внедрен в близкие к нему по возрасту триасовые туфогенные отложения корвунчанской свиты [Наумов, Анкудимова, 1995; Латышев и др., 2013]. В близких к замыканиям частям интрузий движение расплава слабо влияет на магнитную текстуру,

которая определяется термальной контракцией при остывании, гравитационным осаждением в ходе дифференциации, что и обуславливает наблюдаемый R-тип эллипсоида.

О приповерхностных глубинах формирования интрузий в долине Ангары свидетельствует также существенно более широкое по сравнению с районом р. Чуны распространение серий маломощных силлов (сайты 13-10, 22-11) и разнонаправленных даек сложной морфологии (сайт 19-10), характеризующихся различным режимом внедрения. С этим может быть связано различие в направлениях оси K1 в пространственно близких сайтах из поля распространения Тулунского силла (22-11 – 24-11).

Полученные результаты важны для выявления механизмов латерального транспорта магмы при формировании крупных магматических провинций. В отношении Ангаро-Тасеевской впадины господствует точка зрения, что мощные силлы этого региона представляют собой гигантские пластовые тела протяженностью в сотни километров, протягивающиеся из центра впадины к периферии, постепенно внедряясь в более высокие стратиграфические горизонты (рис. 7А). Такая схема строения интрузивных тел синеклизы отражена практически во всех работах, где приводятся схематические разрезы через впадину [Феоктистов и др., 1978; Ivanov et al., 2013; Латышев и др., 2013; Fristad et al., 2017]. В то же время детальное картирование и сейсмические данные по интрузивным комплексам других магматических провинций свидетельствуют о преобладании более мелких чашеобразных субпластовых тел (рис. 7 Б,В). Такие данные были получены для силлов провинции Кару [Galerie et al., 2008], пассивных окраин Северной Атлантики [Polteau et al., 2008; Magee et al., 2016] и шельфа Баренцева моря [Polteau et al., 2016]. Образование таких комплексов пластовых интрузий связывается либо с вертикальным транспортом магмы из отдельных глубинных магматических очагов для каждого силла (рис. 7Б, [Malte-Sørensen et al., 2004], либо с поступлением магмы из единого очага и значительными латеральными перемещениями расплава в верхней коре по системе чашеобразных силлов и наклонных «ступеней» (рис. 7В, [Cartwright and Hansen, 2006]. Нужно отметить, что диаметр отдельных силлов, предполагаемых согласно этим моделям и обнаруженных в крупных магматических провинциях Земли, не превышает 60 км (интрузии провинции Кару – [Polteau et al., 2008], что не объясняет гипотетической протяженности силлов юга Сибирской платформы в сотни километров.

Применительно к силлам Ангаро-Тасеевской впадины отсутствие непрерывной обнаженности не позволяет проследить, являются ли пространственно удаленные на 200-

250 км группы разновозрастных интрузий частями единого гигантского силла. Тем не менее, выявленные нами черты магнитной текстуры (веерообразный разворот ориентировок максимальной оси эллипсоида АМВ и схождение этих осей к локальным центрам) свидетельствуют в пользу серии отдельных интрузивных тел. При этом наличие дирекционных групп с близкими палеомагнитными направлениями в центре и на периферии впадины [Latyshev et al., 2018] указывает на синхронное в геологическом смысле внедрение таких интрузий в разных частях провинции.

На данный момент у нас недостаточно информации для выбора между моделями, представленными на рис. 7б и 7в. В работе [Galerie et al., 2008] на основании геохимических различий в силлах комплекса Golden Valley (провинция Кару) предполагается поступление расплава из нескольких изолированных мантийных источников. Опубликованные геохимические данные по Тулунскому, Падунскому и Толстомысовскому силлам [Ivanov et al., 2009; 2013] свидетельствуют об их происхождении из единого источника и близости к низкокалиевым низкотитанистым толеитовым базальтам, составляющим основной объем траппов Сибирской платформы [например, Fedorenko et al., 1996]. В то же время в цитируемых работах представлены лишь фрагментарные данные по силлам Ангаро-Тасеевской синеклизы, тогда как для окончательного ответа на этот вопрос необходимы систематические геохимические исследования.

Заключение

1. Детальные исследования анизотропии магнитной восприимчивости долеритовых силлов Ангаро-Тасеевской впадины показали, что около 50% опробованных сайтов обладают нормальным типом магнитной текстуры и пригодны для реконструкции направлений движения магмы.

2. В центральной части синеклизы (долина р. Чуны) преобладают интрузии с нормальным типом магнитной текстуры. Распределение максимальных осей эллипсоида различается в крупных силлах и свидетельствует о наличии локальных центров внедрения. В целом полученные результаты согласуются с гипотезой о положении магмоподводящей зоны в центральной, наиболее прогнутой в настоящее время части Ангаро-Тасеевской впадины.

3. На периферии впадины преобладают интрузии с обратным типом эллипсоида АМВ, а направление движения магмы, реконструируемое по близкорасположенным сайтам, демонстрирует значительные различия. Это объясняется

отсутствием генерального направления транспорта расплава в периферических приповерхностных зонах крупных интрузий и широким распространением мелких гипабиссальных и субвулканических тел сложной морфологии и с разным режимом и направлением внедрения.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №16-35-60114, 17-05-01121, а также гранта 14.Z50.31.0017 Правительства РФ. Авторы благодарят Э.М. Мирсяянову и Д.А. Соболеву за помощь в проведении петромагнитных исследований, а также рецензентов за ценные комментарии и замечания, которые позволили существенно улучшить статью.

Список литературы

Диденко А.Н., Куренков С.А., Лубнина Н.В., Симонов В.А. Магнитная текстура интрузивных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива: оценка полей напряжений. В сб.: Урал. Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука. 1998. С. 42-59.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э. Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений. Геология и геофизика, 2010, т. 51, №9, с. 1159-1187.

Домышев В.Г. Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы – изд. «Наука», Сибирское отделение, 1974. 118 с.

Константинов К.М., Мишенин С.Г, Томшин М.Д., Корнилова В.П., Ковальчук О.Е. Петромагнитные неоднородности пермотриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Западная Якутия). Литосфера, 2014. № 2. С. 77–98.

Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. 2013. Товарищество науч. изд. КМК. 305 с.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС. 2002. 294 с.

Латышев А.В., Веселовский Р.В., Иванов А.В., Фетисова А.М., Павлов В.Э. Свидетельства кратких интенсивных пиков магматической активности на юге Сибирской платформы (Ангаро-Тасеевская впадина) на основании результатов палеомагнитных исследований. Физика Земли. 2013, №6, с. 77-90.

Наумов В.А., Анкудимова Л.А. Палинокомплексы и возраст вулканогенных отложений Ангаро-Катангского района (Среднее Приангарье). Геология и геофизика, 1995. Т. 36, №1, с.39-45.

Патон М.Т., Иванов А.В., Фиорентини М.Л., Мак-Наугтон Н.Ж., Мудровская И., Резницкий Л.З., Демонтерова Е.И. Позднепермские и раннетриасовые магматические импульсы в Ангаро-Тасеевской синклинали, Южно-Сибирские траппы и их возможное влияние на окружающую среду. Геология и геофизика, 2010. Т. 51, №9, с. 1298-1309.

Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. – Издательство «Наука», Сибирское отделение, 1978, 166 с.

Феоктистов Г.Д. Трапповые силлы большой протяженности на юге Сибирской платформы. Советская геология, 1976, №12, с. 122-127.

Шолпо Л.Е., Русинов Б.Ш., Илаев М.Г. и др. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Л.: Недра. 1986. 224 с.

Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра. 1977. 184 с.

Щербаков В.П., Латышев А.В., Веселовский Р.В., Цельмович В.А. Причина возникновения ложных компонент естественной остаточной намагниченности при стандартной пошаговой температурной очистке. 2017. Геология и геофизика, №9. С. 1407-1421.

Ajroldi G., Muirhead J.D., Zanella E., White J.D.L. 2012. Emplacement process of Ferrar Dolerite sheets at Allan Hills (South Victoria Land, Antarctica) inferred from magnetic fabric. *Geophys. J. Int.* 2012. V. 188, 1046-1060.

Almqvist B.S.G., Bosshard S.A., Hirt A.M., Mattsson H.B., Hetenyi G., 2012. Internal flow structures in columnar jointed basalt from Hreppholar, Iceland: II. Magnetic anisotropy and rock magnetic properties. *Bull. Volcanol.* <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-012-0622-0>.

Andersson M., Almqvist B.S.G., Burchardt S., Troll V.R., Malehmir A., Snowball I, Kubler L. Magma transport in sheet intrusions of the Alnö carbonatite complex, central Sweden. 2016. *Sci. Rep.* 6, 27635; doi: 10.1038/srep27635.

Borradaile G.J., Jackson M. Structural geology, petrofabric and magnetic fabric (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32 (2010) 1519-1551.

Burgess S.D., Bowring S. A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Science Advances*. 2015. Vol. 1, no. 7, e1500470. DOI: 10.1126/sciadv.1500470.

Burgess S.D., Muirhead J.D., Bowring S.A. Initial pulse of Siberian Traps sills as the trigger of the end-Permian mass extinction. 2017. *Nature Communications*. 8:164, pp. 1-6. Doi: 10.1038/s41467-017-00083-9.

Cagnoli B., Tarling D.H. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples. 1997. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 75, 309-320.

Callot J.P., Geoffroy L., Aubourg C., Pozzi J.P. & Mege D. 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies, *Tectonophysics*, 335, 313–329.

Campbell, I.H., 2005, Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis: *Elements*, v. 1, p. 265–27.

Canon-Tapia, E. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: A historical account. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 205–225 (2004).

Cartwright, J., and Hansen, D.M., 2006, Magma transport through the crust via interconnected sill complexes: *Geology*, v. 34, p. 929–932, doi: 10.1130/G22758A.1.

Coffin M. F., and Eldholm O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. 1994. *Rev. Geophys.* 32, 1-36.

Courtillot, V.E. and Renne, P.R. On the ages of flood basalt events. *C.R. Geoscience* 335: 113-140, 2003.

Cowan E.J. Magnetic fabric constraints on the initial geometry of the Sudbery igneous complex: a folded sheet or a basin-shaped igneous body? 1999. *Tectonophysics*, 307, 135-162.

Czamanske G.K, Gurevich A.B., Fedorenko V., Simonov O. Demise of the Siberian plume: paleogeographic and paleotectonic reconstruction from the prevolcanic and volcanic records, North-Central Siberia. *International Geology Review* 40 95-115. 1998.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites :grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260–267.

Dragoni,M., Lanza, R. & Tallarico, A., 1997. Magnetic anisotropy produced by magma flow; theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica), *J. Geophys. Int.*, 128, 230–240.

Dunlop, D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107, 1–22 (2002).

Elkins-Tanton L.T. 2005 Continental magmatism caused by lithospheric delamination. In: *Plates, Plumes and Paradigms*; (eds) Foulger G R et al (Princeton: Geological Society of America Special Paper 388) 449-462.

Ernst, R.E. & Baragar,W.R.A., 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie Giant Radiating dyke swarm, *Nature*, 356, 511–513.

Ernst R.E. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 2014, 653 p.

Fedorenko V., Czamanske G. Results of New Field and Geochemical Studies of the Volcanic and Intrusive Rocks of the Maymecha-Kotuy Area, Siberian Flood-Basalt Province, Russia. *International Geology Review*. 1997. V.39. P.479-531.

Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., et al. Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North-Central Siberia. *Inter. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 99–135.

Ferre, E.C., 2002. Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi: 10.1029/2001GL014367

Fristad K.E., Svensen H.H., Polozov A., Planke S. Formation and evolution of the end-Permian Oktyabrsk volcanic crater in the Tunguska Basin, Eastern Siberia. 2017. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 468, pp. 76-87.

Galerie, C.Y., Neumann, E.-R., and Planke, S., 2008, Emplacement mechanisms of sill complexes: Information from the geochemical architecture of the Golden Valley Sill Complex, South Africa: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 425–440, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.06.004.

Hargraves, R. B., Johnson, D. & Chan, C. Y. Distribution anisotropy: The cause of AMS in igneous rocks? *Geophys. Res. Lett.* 18, 2193–2196 (1991).

Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia. *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 218. P. 197-213.

Hoyer L., Watkeys M.K. Using magma flow indicators to infer flow dynamics in sills. *Journal of Structural Geology*. 96 (2017) 161-175. 10.1016/j.jsg.2017.02.005.

Hrouda F., Burianek D., Krejci O., Chadima M. Magnetic fabric and petrology of Miocene sub-volcanic sills and dikes emplaced into the SW Flysch Belt of the West Carpathians

(S Moravia, Czech Republic) and their volcanological and tectonic implications. *Journal of Volcanology and Geothermal research*. 290 (2015) 23-38.

Ivanov, A.V., 2007. Evaluation of different models for the origin of the Siberian Traps. In: Foulger, G.R., Jurdy, D.M. (Eds.) *Plates, Plumes and Planetary Processes*. Geological Society of America Special Paper 430, 669-691.

Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian Traps. *Journal of Asian Earth Sciences* 35, c. 1-12, 2009.

Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y. Palesskii S.V. Nikolaeva I.V. 2013. Siberian Traps large igneous province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo–Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism. *Earth-Sci.Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.001>.

Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usol'skii sill in the southeastern Siberian Traps Large Igneous Province: evidence for long-lived magmatism. *Terra Nova* 17, 2005. p.203-208.

Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measures on groups of specimens. *Studia geophysica et geodetica* 22, 50-62.

Jelínek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, T63-T67.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet Sci Lett.* 2003. 214, pp.75–91.

Khan, M. A. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.* 67, 2873–2885 (1962).

King, S.D., and Anderson, D.L., 1998, Edge-driven convection: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 289–296, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00089-2.

Knight, M.D. & Walker, G.P.L., 1988. Magma flow directions in dikes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies, *J. geophys. Res.*, 93, 4301–4319.

Konstantinov K.M., Bazhenov M.L., Fetisova A.M., Khutorskoy M.D. Paleomagnetism of trap intrusions, East Siberia: Implications to flood basalt emplacement and the Permo–Triassic crisis of biosphere. *Earth and Planetary Science Letters*. 394. 2014. P. 242–253.

Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V. Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression Siberian Traps Large Igneous Province: evidence of contrasting styles of magmatism *Tectonophysics*, 723 (2018) 41-55, doi:10.1016/j.tecto.2017.11.035.

Magee C., Muirhead J.D., Karvelas A., Holford S.P., Jackson C.A.L., Bastow J.D., Schofield N., Stevenson C.T.E., McLean C., McCarthy W., Shtukert O. Lateral magma flow in mafic sill complexes. 2016. *Geosphere*, V.12, no. 3, doi:10.1130/GES01256.1.

Malthe-Sørensen, A., Planke, S., Svensen, H., and Jamtveit, B., 2004, Formation of saucer-shaped sills, in Breitkreuz, C., and Petford, N., eds., *Physical geology of high-level magmatic systems: Geological Society of London Special Publication* 234, p. 215–227, doi: 10.1144/GSL.SP.2004.234.01.13.

O'Driscoll B., Ferre E.C., Stevenson S.T.E., Magee C. The significance of magnetic fabric in layered mafic-ultramafic intrusions. 2015. Chapter 7 in: Charlier B. et al., eds. Layered intrusions. Springer, 2015. pp. 295-329.

Park, J. K., Tanczyk, E. I. & Desbarats, A. Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada. *J. Geophys. Res.* 93, 13,689–13,704 (1988).

Polteau, S., Mazzini, A., Galland, O., Planke, S., and Malthe-Sørensen, A., 2008, Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 266, p. 195–204, doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.015.

Polteau S., Hendricks B.W.H., Planke S., Ganerod M., Corfu F., Faleide J.I., Midtkandal I., Svensen H.S., Myklebust R. The Early Cretaceous Barents Sea Sill Complex: distribution, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and implications for the carbon gas formation. 2016. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 441, 83-95.

Potter, D.K., Stephenson, A., 1988. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophysical Research Letters*, 15, 1097-1100.

Raposo, M.I.B. & Ernesto, M., 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and its relationship with magma flow directions, *Phys. Earth planet. Inter.*, 102, 183–196.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C., Fedoseev G.S, Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya, Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D.. The Timing and Extent of the Eruption of the Siberian Traps Large Igneous Province: Implications for the End-Permian Environmental Crisis. *Earth Planetary Sciences Letters*. 2009. 277(1-2): 9–20.

Rochette, P., Aubourg, C. & Perrin, M., 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations, *Tectonophysics*, 307, 219–234.

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F., Reuber, I., 1991. Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In: Peters et al. Eds. *Ophiolite Genesis and Evolution of the oceanic lithosphere*, pp. 55–82.

Saunders A.D., England R.W., Reichow M.K., White R.V. A mantle plume origin for the Siberian traps: Uplift and extension in the West Siberian Basin, Russia: *Lithos*, 2005, v. 79, p. 407–424, doi: 10.1016/j.lithos.2004.09.010.

Saunders A. and Reichow M., The Siberian Traps and the End-Permian mass extinction: a critical review. *Chinese Science Bulletin*. 2009. vol. 54. No. 1. p. 20-37.

Schofield N.J., Brown D.J., Magee C., and Stevenson C.T. Sill morphology and comparison of brittle and non-brittle emplacement mechanisms. *Journal of the Geological Society (London)*. 169 (2012) 127–141. doi: 10.1144 /0016-76492011-078.

Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutskaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Rad'ko V.A., Vasil'yev Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces, and environmental catastrophes. *Nature*. 2011. doi: 10.1038/nature10385.

Svensen H., Corfu F., Polteau S., Hammer Ø., Planke S. 2012. Rapid magma emplacement in the Karoo Large Igneous Province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 325–326, 1–9.

Svensen, H., Planke, S., Polozov, A.G., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y.Y., Jamtveit, B. (2009) Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277: 490–500.

Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman, Hall, London, 217 pp.

Tauxe, L., Gee, J.S. & Staudigel, H., 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way. *J. Geophys. Res.*, 103, 17 775–17 790.

Varga J.V., Gee J.S., Staudigel H., Tauxe L. Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos Ophiolite, Cyprus. 1998. *J. Geophys. Res.* 103. 5241-5256.

Подписи к рисункам

Рис. 1. Геологическая схема района исследований. Крупные долеритовые силлы: Pd – Падунский, Tu – Тулунский, ТМ – Толстомысовский.

Рис. 2. Результаты структурных и петрографических исследований. А – фото сайта 15-15, контакт Тулунского силла с ордовикскими отложениями бадарановской свиты. Поверхность контакта показана белой пунктирной линией. Б, В – фото шлифов в скрещенных николях. Б – долерит, сайт 22-15, Падунский силл. Pl – плагиоклаз, Сrx – клинопироксен. В – миндалекаменный базальт, сайт 31-15, эндоконтактная зона силла. Pl – плагиоклаз.

Рис. 3. Результаты измерения анизотропии магнитной восприимчивости. А – диаграмма Йелинека [Jelinek, 1981]. Т – параметр формы эллипсоида; Pj – степень анизотропии. 1 – сайты с N-типом эллипсоида АМВ; 2 – сайты с R-типом; 3 – сайты с промежуточным, диагональным и хаотическим типами. Б-Е – примеры эллипсоида АМВ. Стереографическая равноплощадная проекция, нижняя полусфера. К1 – максимальная ось; К2 – средняя ось; К3 – минимальная ось. Б – сайт 10-15, N-тип. В – сайт 12-15, N-тип. Г – сайт 18-15, R-тип. Д – сайт 21-15, промежуточный тип. Е – сайт 13-15, дайка, N-тип.

Рис. 4. Петромагнитные свойства. А, Б – термокривые Js(T). Jsi – намагниченность насыщения; Js0 – намагниченность насыщения при комнатной температуре; Т – температура, °С. А – обр. 103, сайт 8-15, N-тип. Б – обр. 309, сайт 20-15, R-тип. В – диаграмма Дзя-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]. Ms – намагниченность насыщения; Mrs – остаточная намагниченность насыщения; Hсг – коэрцитивная сила; Hсг – остаточная коэрцитивная сила. PSD – область псевдооднодоменных зерен. Пунктиром показана линия смещения однодоменных и многодоменных зерен [Dunlop, 2002].

Рис. 5. Анизотропия безгистерезисной остаточной намагниченности (AARM) образцов R-типа и ее сравнение с АМВ для тех же образцов. Стереографическая равноплощадная проекция, нижняя полусфера. К1 – максимальная ось; К2 – средняя ось; К3 – минимальная ось эллипсоида. А – результаты измерения AARM; Б – результаты измерения АМВ.

Рис. 6. Распределение ориентировок максимальных осей эллипсоида АМВ в сайтах с N- и R-типами магнитной текстуры. 1 – направление падения максимальной оси в сайтах N-типа (пологая ориентировка К1); 2 – крутые падения оси К1 (R-тип); 3 – простирание контактов даек. Pd – Падунский силл; Tu – Тулунский силл; ТМ – Толстомысовский силл.

Рис. 7. Модели внедрения крупных силлов Ангаро-Тасеевской впадины. А – гигантские пластовые тела, внедряющиеся из единой магмоподводящей зоны [Феоктистов, 1978; Ivanov et al., 2013]; Б – модель множественных глубинных магматических очагов

[Malte-Sørenssen et al., 2004; Galerne et al., 2008]; В – модель единого глубинного очага и латеральных перемещений по системе силлов [Cartwright and Hansen, 2006; Galerne et al., 2008].

Таблица 1. Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости

сайт	Объект	N	K	Pj	T	K1			K2			K3			Тип эллипсоида
						D	I	Ci	D	I	Ci	D	I	Ci	
18-10	ТМ (мелкий силл)	6	7.54E-02	1.007	0.285	193.6	36. 9	45.5/9.2	288.4	6.4	57.2/23.3	26.7	52.3	51.5/10.9	N
27-10	Пд	5	1.59E-02	1.033	-0.118	81.1	8	37.8/15.8	346.9	12.1	62/37.6	226	67.4	62.1/10	N
19-10d1	ТМ (дайка)	8	9.78E-03	1.032	0.279	95.8	8	38.4/14.8	197.4	55.1	45.1/26.4	0.4	33.7	39.1/17.7	N
30-15	ЧБ	9	2.07E-02	1.027	0	200.1	11.4	42/16	106	19.4	44.5/31.6	319	67.3	36.5/14.8	N
15-15	Тл	6	4.24E-02	1.006	-0.128	336.2	11.2	23.7/11	79.1	48.5	55.5/18.4	236.8	39.3	55.9/10	N
22-11.1	Тл (мелкий силл)	9	4.97E-02	1.02	0.044	261.7	13. 2	22.3/4.2	354.1	9.9	22.5/10.8	119.8	73.4	11.9/5.3	N
23-11.1	Тл	6	2.35E-02	1.037	0.121	155	14. 5	53.6/19.3	60.4	17.5	57.8/20.7	282.5	67	42.1/18.8	N
23-11.2	Тл	10	2.24E-02	1.038	-0.028	116.5	16. 3.2	49.5/18.6	206.8	5.1	49.5/28.5	354.3	83.9	30/17.1	N
22-11.3	Тл (мелкий силл)	6	1.91E-02	1.009	-0.008	12.6	6	26.1/13	277.2	17.4	26.3/5.8	143.7	65.5	14.4/3.4	N
2-15	Нж	10	1.35E-02	1.024	0.039	308.2	7.2	56.3/10.7	217.9	2.3	56.4/22	110.3	82.7	23.8/13.1	N
3-15	Нж	12	1.75E-02	1.032	0.235	206.4	0.9	27.1/5.6	296.4	2.1	25.9/13.3	92	87.7	14.1/10.6	N
5-15	Нж	5	3.61E-02	1.01	-0.123	271	14	19.1/5.4	3.8	11.1	20.8/10.9	130.8	72	14.7/2.4	N
8-15	Тл (мелкий силл)	11	5.34E-02	1.01	0.058	239	9	27.7/15.8	143.6	30.9	27.6/18.9	343.4	57.5	21.4/16.3	N
9-15	Тл	13	2.18E-02	1.018	0.309	4.7	2.6	28.1/8.9	94.9	3.8	28.1/8.2	239.7	85.4	9.1/8.1	N
10-15	Тл	13	2.68E-02	1.024	0.368	161.9	15. 0.7	25.9/2.9	252	1	25.9/5.4	39.5	88.8	5.5/3.5	N
12-15	Тл	14	2.65E-02	1.02	0.504	165.1	7	78.4/10.8	74	4	78.4/6.4	330.1	73.8	10.9/6.4	N
2-10	ТМ	7	3.72E-02	1.023	0.216	207.7	9.9	25.2/18.3	117.7	0.2	44.8/22	26.5	80.1	46.4/7	N
16-10	ТМ (мелкий силл)	7	4.89E-04	1.015	-0.117	194.4	7.2	67.5/7.8	103.7	5.7	67.4/10.4	335.6	80.7	22.6/8.3	N
3-11	ТМ	12	1.88E-02	1.059	-0.039	333.1	3.7	36.6/10.7	242.8	5.5	36.7/19.1	96.8	83.4	19.3/10.9	N
11-11	Силл	9	7.24E-03	1.006	-0.335	353.4	7.6	46.1/41.3	86.9	24.4	58.1/36.5	247.3	64.3	57.4/41.6	N
12-11	Силл	5	1.52E-02	1.047	0.127	26.2	2.2	25.4/5.7	116.4	5.1	26.1/13.7	273	84.4	16.6/5.5	N
15-11	ТМ	8	7.84E-03	1.016	-0.156	22.5	7.6	36.7/7.9	114.8	16.8	39/31.1	269.2	71.5	34.4/8.7	N
16-11	Силл	5	1.17E-02	1.033	-0.225	110.6	12	35.4/9.2	19.6	4.8	41.3/6.6	268.1	77.1	31.7/11.9	N
24-11	Тл	9	2.37E-02	1.025	0.076	206.7	67. 7.6	36.5/16.8	297.7	7.2	42.8/29.9	70.8	79.5	39/16.7	N
13-15	Тл (дайка)	7	5.33E-02	1.016	0.097	250.3	83. 8	19.5/13.2	149.1	4.5	22.2/19	57.3	21.6	22.3/13.8	N
15-15с	Тл (эндоконтакт)	6	5.31E-02	1.008	0.275	32.5	26. 5	10.4/8.7	123.1	0.1	39.5/9	213.1	6.5	39.6/8.3	N
19-15	Пд	5	1.79E-02	1.022	-0.333	229.5	6	24.1/18.3	133.9	11	30.5/14.7	23.4	60.9	30.7/10.8	N

22-15	Пд	5	2.69E-02	1.012	-0.043	42.5	1.3	43.5/16.2	132.8	13.3	43.2/15.3	306.9	76.6	19.6/13.7	N
23-15	Пд	10	1.20E-02	1.018	0.244	30.2	8.3	35.9/11.9	300	1.6	35.9/29.6	199.3	81.6	30/10.6	N
24-15	Пд	10	1.67E-02	1.027	0.433	130.2	0.7	30.9/3.7	40.2	3.6	30.8/12.7	231.7	86.3	12.7/4.7	N
25-15	Пд	6	3.49E-02	1.031	-0.097	90.1	11.5	20.9/8	184.6	21.1	26/20.9	333.3	65.7	26.5/5	N
27-15	Пд	5	1.27E-02	1.007	0.285	189.3	7.7	30.3/14.4	98.2	7.9	31.2/16.1	322.8	78.9	27.7/17.3	N
20-10s1	ТМ	6	5.59E-04	1.01	-0.054	196.2	2	39.6/ 13.1	315.3	14.4	50.8/19.3	51.6	23.2	50.5/37.5	R
29-15	Пд	6	3.87E-02	1.01	0.118	161.9	51	46.9/ 11.7	43.3	21.2	65.9/38.1	299.8	31	65.9/36.9	R
25-10.2	ТМ	5	7.40E-02	1.029	0.174	151.8	2	36.2/ 17.2	42.4	5.7	48.8/18.2	310.8	15.7	51/28.2	R
1-15	Нж	11	2.34E-02	1.013	0.066	32.8	9	32/ 21.8	180.3	18	35.2/31.3	273.8	10.6	36/20.3	R
21-10	ТМ	11	1.87E-02	1.014	0.045	301.4	8	27.7/ 18.8	202.9	2	53.5/21	112.5	13	53.1/19.7	R
23-10	ТМ	5	1.38E-02	1.038	-0.799	157.6	1	7.3/ 6.1	276.5	6.8	32.1/6.7	8	12.1	32.4/2.6	R
28-10	Пд	7	2.57E-02	1.03	-0.231	80.6	8	20.4/14.9	220.8	19	34.1/17.9	315.8	14.3	33.1/15.1	R
8-11	Силл	6	3.65E-03	1.018	-0.058	57.5	9	49.1/20.8	326.2	0.2	50.4/19.1	236.2	7.1	27.6/22	R
9-11	Силл	5	2.29E-03	1.037	-0.232	240.3	3	10.8/2.6	72.1	12.4	38.4/8.9	341.5	2.5	38.5/5.7	R
18-11	Пд	7	3.28E-02	1.018	0.141	178.2	6	16.7/12.6	336.5	27.7	17.2/8.3	71.4	9.3	13.8/10.2	R
18-15	Пд	9	2.25E-02	1.027	-0.456	130.7	2	8.2/3.9	306.4	14.8	37.7/6.7	36.6	1.1	37.6/5.4	R
20-15	Пд	8	2.04E-02	1.016	0.277	195.5	84	28.7/10	104.1	0.2	30.4/22.5	14	6	25.5/12.1	R
28-15	ЧБ	8	3.70E-02	1.006	0.058	93.4	2	30.4/15.8	208.1	10.5	55.8/10.3	302.2	21.2	56/26.9	R
31-15	ЧБ, мелкий силл	10	7.30E-02	1.008	-0.096	235.1	3	28.3/11.8	338.9	2.8	62/20.1	69.4	11.3	61.4/11.5	R
13-10	ТМ (дайка)	6	1.00E-02	1.024	0.615	185	27	31/16.5	279.8	9.3	31.1/14.2	27.1	61.2	19.6/10.3	I
13-11	ТМ	9	1.04E-02	1.011	0.106	319.1	5	29.4/5	193.7	57.2	31/29.2	58.9	24.5	30.9/5	I
1-10	ТМ	7	2.97E-02	1.028	0.085	52.5	7.8	32.1/21.7	311.3	54.6	57.3/18.1	147.8	34.3	56/17.3	I
25-10.3	ТМ	7	1.89E-02	1.01	-0.199	268.1	7	56.8/18.6	44.5	70.1	56.7/31.1	174.6	13.1	36.5/10	I
1-11	Силл	14	1.14E-02	1.02	-0.037	259.3	8	62.4/46.3	109.4	74.2	62.3/45.2	351.2	7.6	49.8/41	I
21-15	Пд	9	5.52E-02	1.028	-0.149	357.9	27.	34.6/17.7	185.1	62.4	34.8/20.4	89.4	3	21.5/18.2	I

25-10.1	ТМ	5	1.11E-02	1.014	0.168	164.6	4 54. 5	35.6/24.9	280.9	17.7	40/27.8	21.5	29.9	35.9/22.3	D
24-10	ТМ	8	1.12E-02	1.019	0.089	9.9	57. 38. 5	41.4/17.5	263.3	10.3	40.4/27.1	167.2	30.4	28.3/20.8	D
2-11	ТМ	10	1.65E-02	1.032	0.134	46.2	9 33.	28.1/20.7	233.6	50.9	57.5/21.2	139.1	3.6	57.4/25.2	D
4-11	ТМ	5	1.61E-02	1.176	0.082	182.4	1 50.	12.9/1.6	332.1	53	12.9/1	82.5	14.8	1.7/1.1	D
21-11	Пд	6	2.24E-02	1.011	-0.097	18.7	3 52.	48/16.7	249.9	27.5	48.9/8.9	145.1	26.2	20.5/15.9	D
19-11	Пд	8	8.51E-02	1.018	0.4	298.5	8 35.	35.6/16.5	38.9	7.8	35.5/29.9	134.6	36.1	32.5/19.4	D
20-10s2	ТМ	6	6.66E-03	1.007	-0.283	356.7	4 52.	53.5/23.8	102.2	20.7	53.4/24.8	216.4	47.3	28.2/20.1	D
26-10	Пд	10	2.32E-02	1.03	-0.273	333.9	9 64.	50.8/23.2	196.1	29.3	63.9/44.9	93.9	20.7	63/11.5	S
7-11	ТМ	21	1.70E-02	1.022	-0.16	25.4	4 66.	65.3/37.6	180.3	23.4	64.9/54.9	274.5	9.7	54.9/41	S
10-11	Силл	6	1.37E-02	1.01	0.021	230.1	8	53.2/10.5	123.5	7	62.6/44.8	30.7	22	59.8/13.3	S
19-10d2	ТМ (дайка)	5	8.54E-03	1.004	0.362	218.9	0.7 10.	29.8/17.1	309.1	20.6	74.8/18.8	127.1	69.3	74.7/24.6	S
17-10	ТМ (мелкий силл)	9	5.45E-04	1.009	-0.098	349.9	9	54.2/22.8	254.1	27.8	78.7/53.4	99.3	59.8	78.7/22.7	S
16-15	Шток	5	2.27E-02	1.009	0.165	309.7	8.5	38.1/13.4	213.3	37	49.4/24.1	50.6	51.7	48.4/30	S

Примечание. К – общая магнитная восприимчивость, ед. СИ; N – количество образцов; Pj – степень анизотропии; T – параметр формы эллипсоида АМВ; K1 – максимальная ось эллипсоида; K2 – средняя ось; K3 – минимальная ось. D – склонение, °; I – наклонение, °; Ci – радиусы овалов доверия, °. Для K, Pj, T, D, I – приведены средние значения по сайтам. Типы эллипсоида АМВ: N – нормальный; R – обратный; I – промежуточный; D – диагональный; S – хаотический. Силлы (дирекционные группы): ТМ – Толстомысовский, Тл – Тулунский, Пд – Падунский, Нж – Нижнеудинский, ЧБ – Чуно-Бирюсинский.

Таблица 2. Результаты измерения анизотропии безгистерезисной остаточной намагниченности (AARM) и их сравнение с АМВ для образцов R-типа.

образец	сайт	AARM						АМВ					
		K1		K2		K3		K1		K2		K3	
		D	I	D	I	D	I	D	I	D	I	D	I
287	18-15	107.4	50.5	204.5	5.8	299.2	38.9	107.1	79.7	328.5	7.7	237.6	6.7
3	1-15	355.4	88.0	214.0	1.5	123.9	1.2	333.5	82.3	209.1	4.4	118.6	6.3
311	20-15	309.8	17.4	47.6	23.4	186.8	60.2	173.3	78.1	307.7	8.4	39.0	8.4
313	20-15	75.2	42.9	315.0	28.4	203.7	33.9	15.0	87.5	234.9	1.9	144.9	1.6
314	20-15	147.1	57.1	320.1	32.7	52.1	3.2	125.0	61.7	294.4	27.9	26.8	4.4
315	20-15	8.5	48.4	270.3	7.2	174.0	40.7	283.7	86.5	121.5	3.3	31.4	1.1
316	20-15	102.2	9.8	325.4	76.6	193.8	9.0	100.5	55.7	292.5	33.7	198.7	5.6
6	1-15	60.2	61.6	288.5	19.8	191.1	19.5	112.2	50.6	242.9	28.2	347.4	25.1

Примечание. AARM – анизотропия безгистерезисной остаточной намагниченности; АМВ – анизотропия магнитной восприимчивости. K1 – максимальная ось эллипсоида; K2 – средняя ось; K3 – минимальная ось. D – склонение, °; I – наклонение, °.

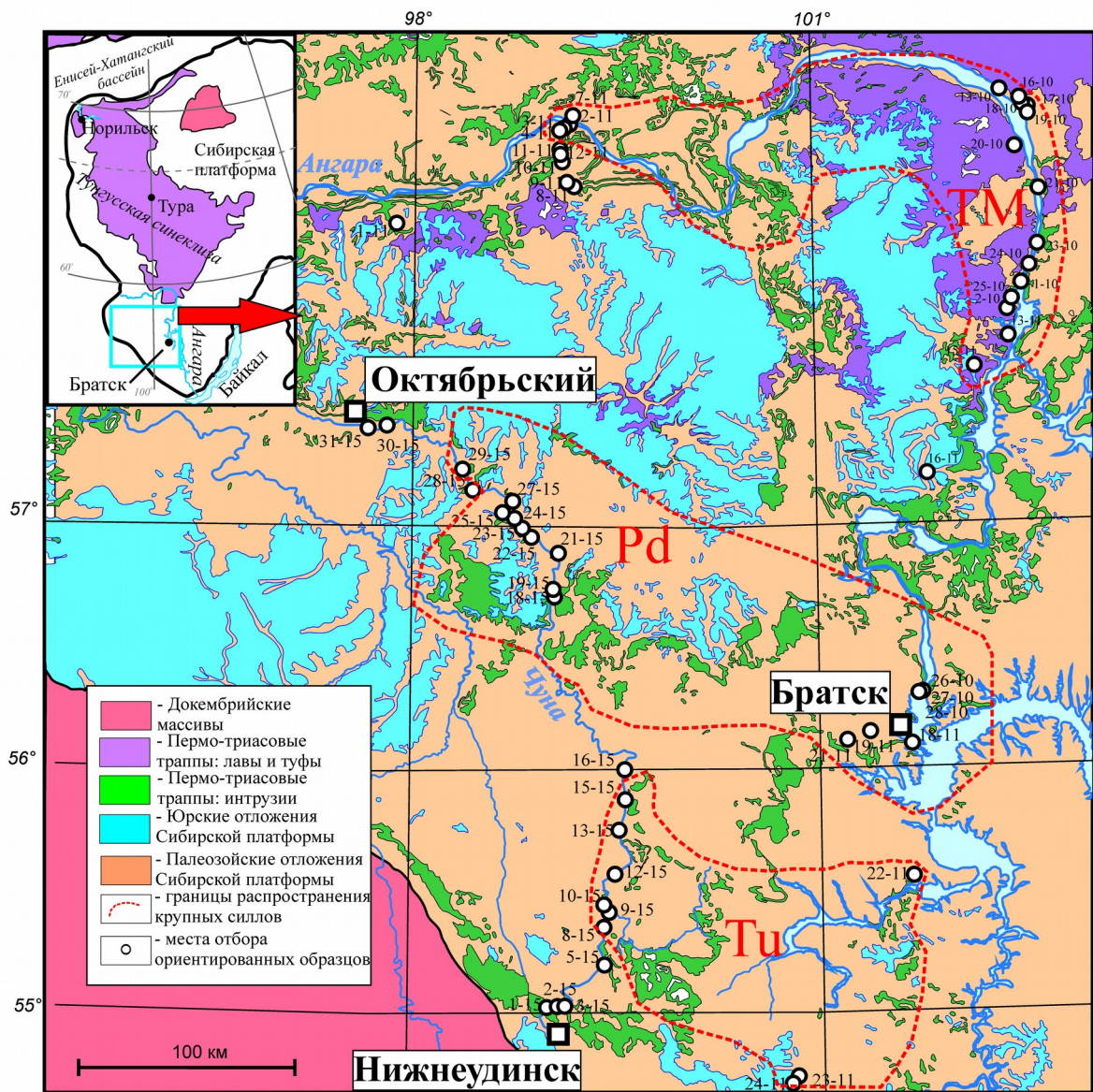


Рис. 1

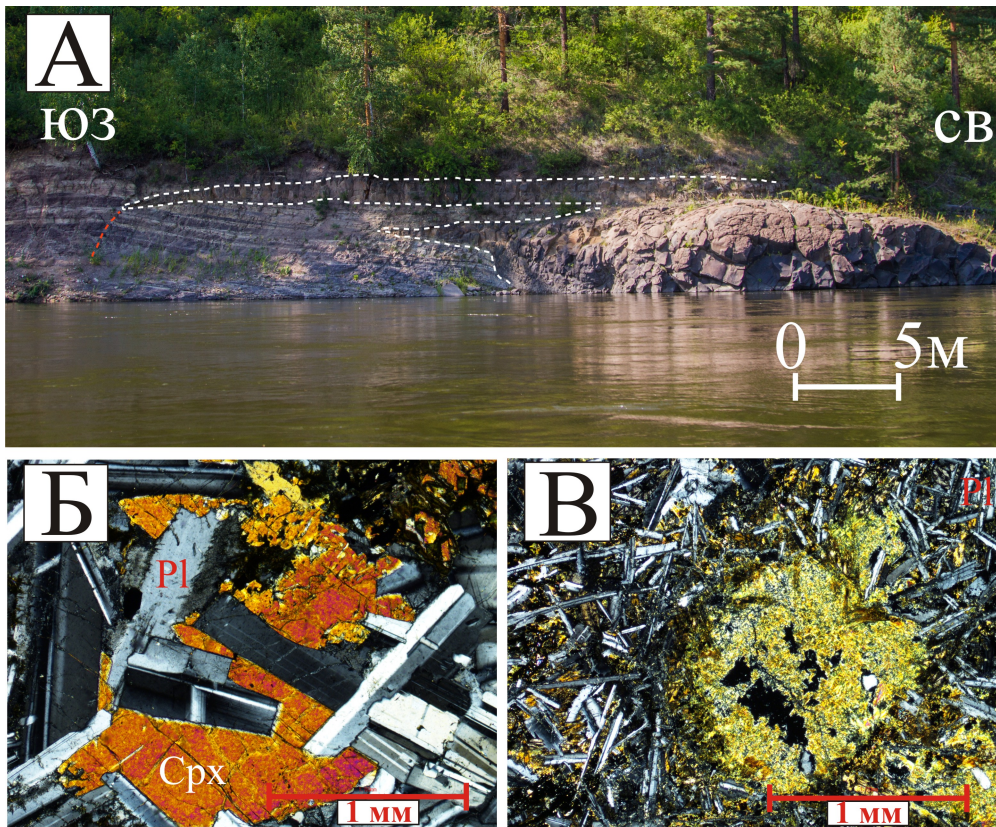


Рис. 2

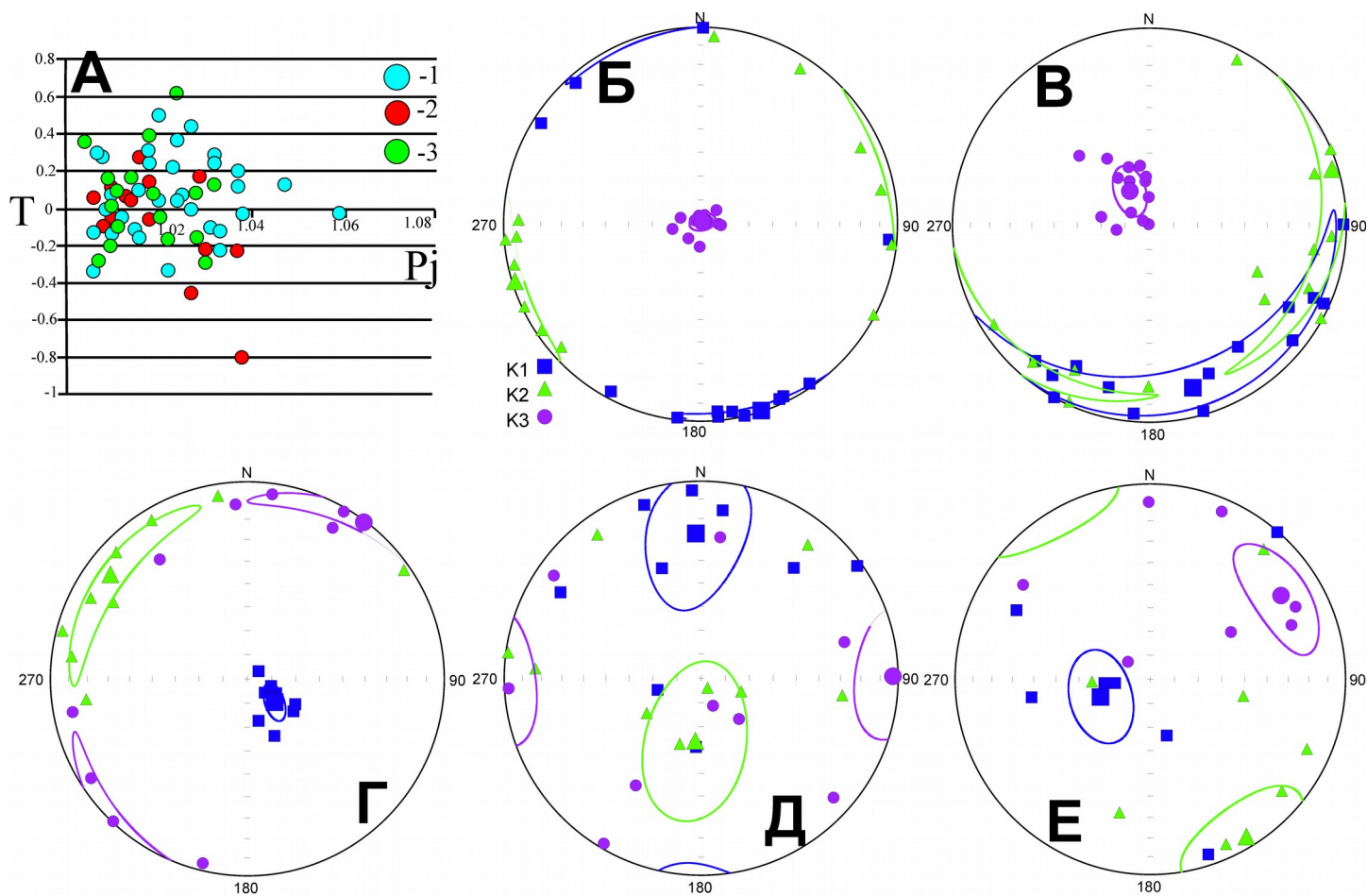


Рис. 3

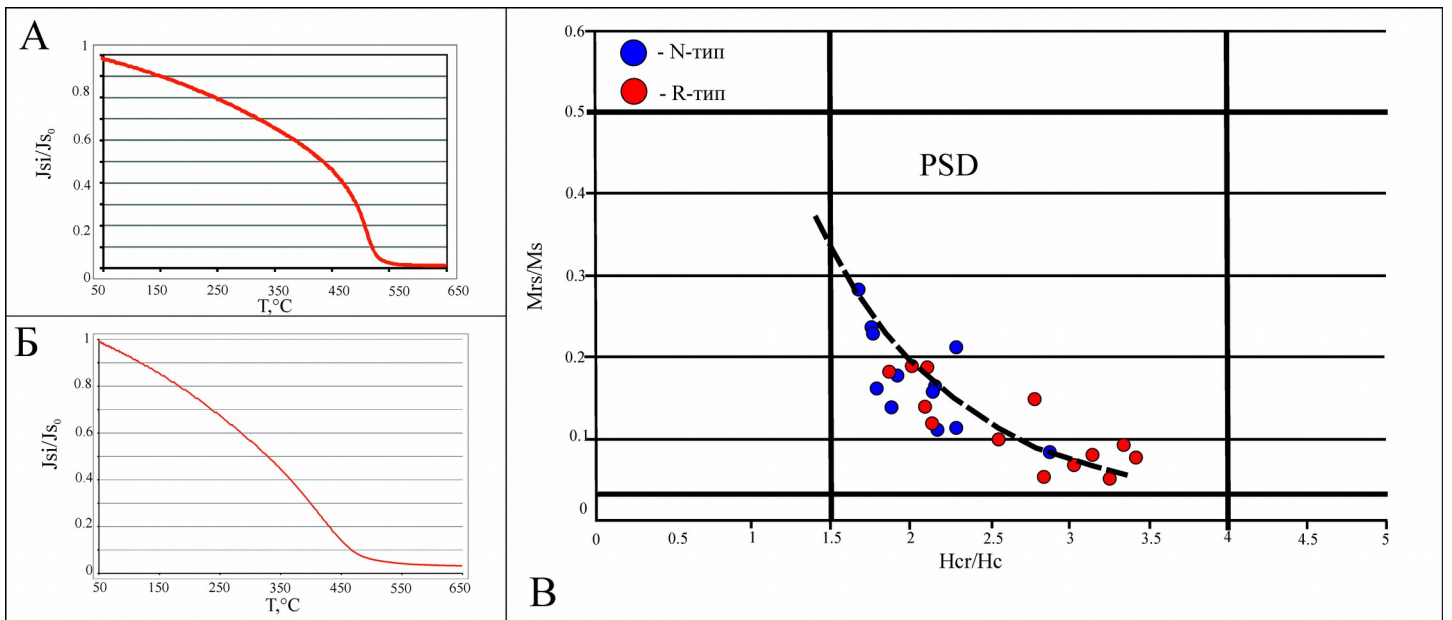


Рис. 4

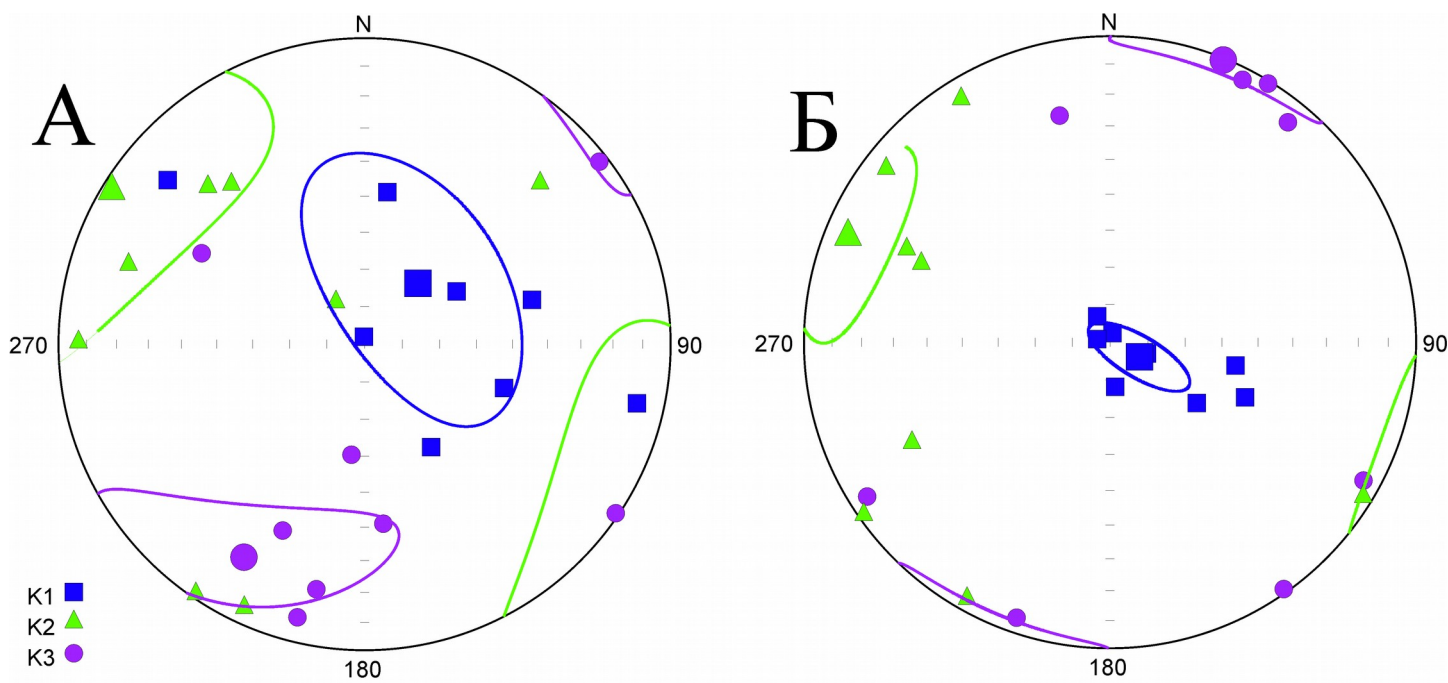


Рис. 5

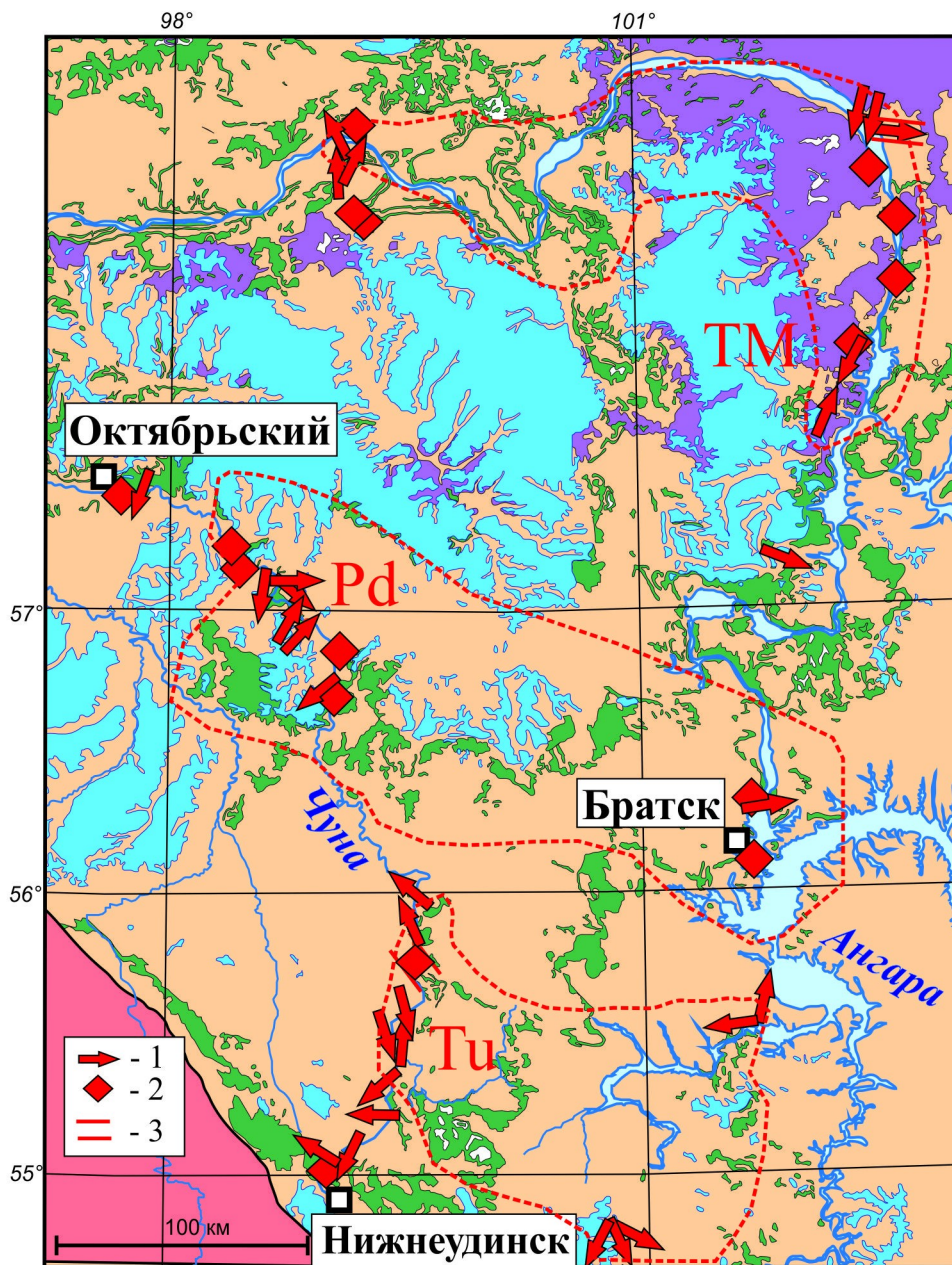


Рис. 6

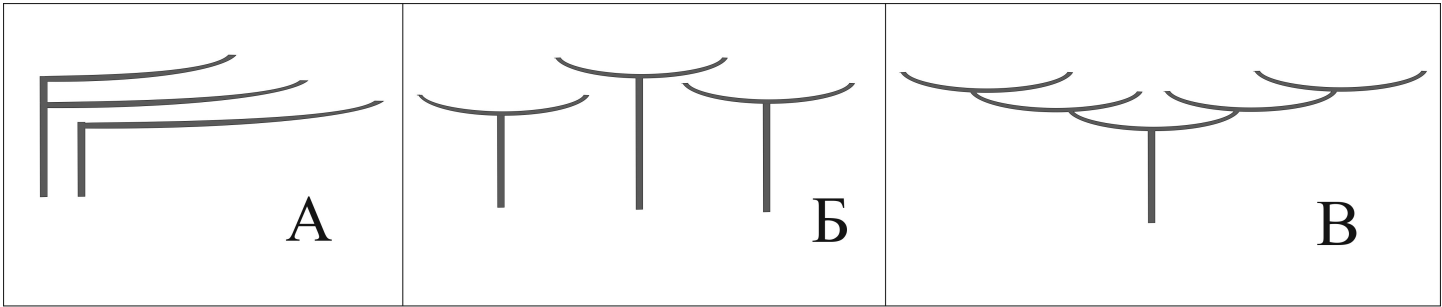


Рис. 7