

Том 24, номер 5
ISSN 0207 - 4028

Сентябрь-Октябрь 2005

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Е.В. Колесов.</i> Сводная магнитостратиграфическая шкала палеозоя Северо-Востока России	3
<i>Е.Е. Чернов, Д.В. Коваленко, Г.В. Леднева.</i> Палеомагнетизм геологических комплексов Куюльского хребта (Центральная Корякия)	16
<i>М.Е. Мельников, И.Н. Пономарева, Д.Д. Туголесов, В.Х. Рождественский.</i> Результаты бурения кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан)	36
<i>В.Н. Сеначин.</i> Аномалии “свободной поверхности мантии” Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами	50
<i>В.Е. Стриха.</i> Раннеюрские гранитоиды Чагоянского и Шимановского массивов Мамынского блока Амурского супертеррейна (Верхнее Приамурье)	66
<i>Б.Ф. Палымский.</i> О принципах структурно-вещественной классификации геологических формаций	83

Рецензии

<i>Э.Л. Школьник.</i> Основные задачи геологии в первой половине XXI века	88
<i>Письмо в редакцию</i>	93

Хроника

<i>Г.Л. Кириллова.</i> Проблемы меловой геологии на новом этапе	94
---	----

Юбилей

<i>Евгений Петрович Леликов</i> (к 70-летию со дня рождения)	99
<i>Юрий Дмитриевич Захаров</i> (к 70-летию со дня рождения)	101

Памятные даты

<i>Г.Х. Казарина, В.В. Мухина.</i> Памяти Анастасии Пантелеймоновны Жузе	103
--	-----

CONTENTS

<i>Ye.V. Kolesov.</i> Summary magnetostratigraphic scale of the Paleozoic in northeastern Russia	3
<i>Ye.Ye. Chernov, D.V. Kovalenko, G.V. Ledneva.</i> Paleomagnetism of geological complexes of the Kuyul Range (Central Koryakia)	16
<i>M.Ye. Melnikov, I.N. Ponomareva, D.D. Tugolesov, V.Kh. Rozhdestvensky.</i> Drilling results of ferromanganese cobalt-rich crusts on the guyots of the Magellan Seamounts (the Pacific Ocean)	36
<i>V.N. Senachin.</i> "Free mantle surface" anomalies of the Okhotsk Sea region, and their relation to deep processes	50
<i>V.Ye. Strikha.</i> Early Jurassic granitoids of the Chagoyan and Shimanovsk massifs of the Mamyn block, Amur superterrane (Upper Priamurye)	66
<i>B.F. Palymsky.</i> The principles of the structure-and-matter classification of geological formations	83

Reviews

<i>E.L. Shkolnik.</i> The principal tasks of geology in the first half of the XXI century	88
Letter to the editor	93

Chronicles

<i>G.L. Kirillova.</i> The problems of Cretaceous geology at the new stage	94
--	----

Anniversaries

<i>Yevgeniy P. Lelikov</i> (70th birth anniversary)	99
<i>Yury D. Zakharov</i> (70th birth anniversary)	101

Memorable dates

<i>G.Kh. Kazarina, V.V. Mukhina.</i> To the memory of Anastasiya P. Zhuze	103
---	-----

СВОДНАЯ МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ*Е. В. Колесов**Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан*

В работе впервые обобщены результаты многолетних (1976–2000 гг.) палеомагнитных исследований палеозойских образований, широко развитых на Северо-Востоке России. Большинство пород из изученных разрезов насыщено остатками различных организмов. Некоторые из этих разрезов являются региональными стратотипами и парастратотипами границ систем, отделов, ярусов, а также выделяемых здесь свит. Изучено свыше 100 обнажений из четырех субрегионов Северо-Востока (Омулевское и Приколымское поднятия, Олойская зона Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы и северо-восточная окраина Омолонского массива). После лабораторных исследований только 33 обнажения оказались пригодны для магнитостратиграфических построений. На их основе созданы сводные магнитостратиграфические разрезы для каждого из вышеотмеченных субрегионов. Затем эти разрезы на основе биомагнитостратиграфических данных сопоставлены между собой, в результате чего построена сводная магнитостратиграфическая шкала палеозоя Северо-Востока России, в которой на фоне преимущественно обратной полярности установлено 18 прямополярных магнитозон. Магнитозоны прямой и обратной полярности расположены в конкретных биостратиграфических интервалах, что позволяет проводить их распознавание в других разновозрастных разрезах. Эта шкала сопоставлена с Общей стратиграфической шкалой (ОСШ), Общей магнитостратиграфической шкалой полярности (ОМШП) и шкалой изотопного возраста. На основе построенной шкалы можно проводить расчленение и корреляцию палеозойских образований на Северо-Востоке России, а также подобные процедуры с разновозрастными отложениями других регионов России и мира. Шкалу предлагается также использовать для определения возраста пород в тех разрезах, где палеонтологические характеристики недостаточно информативны для таких процедур. Одним из достоинств данной шкалы является возможность уточнения и дополнения ОМШП.

Ключевые слова: палеозой, магнитостратиграфия, магнитозоны, общая стратиграфическая шкала, общая магнитостратиграфическая шкала полярности, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

С середины прошлого века при решении многих задач геологии, в первую очередь в стратиграфии, наряду с традиционными геологическими методами стал привлекаться и палеомагнитный. В его основе лежит глобальный характер инверсий геомагнитного поля. Палеомагнитные зоны являются планетарными подразделениями и могут быть выделены везде, где присутствуют соответствующие отложения. Независимость магнитозон от генезиса пород и практическая изохронность их границ являются основным достоинством метода при корреляции отложений различного генезиса. Одной из основных проблем, возникающих при корреляции разновозрастных толщ, является идентификация палеомагнитных зон,

выделяемых в палеомагнитных разрезах, построенных по этим толщам. Наиболее реальный путь к решению указанной проблемы лежит в создании сводных магнитостратиграфических разрезов и шкал на основе комплексного (био- и магнитостратиграфического) изучения наиболее полных разрезов. В этом случае каждая палеомагнитная зона будет надёжно сопоставлена с биостратиграфической зональностью, а через неё и с Общей стратиграфической шкалой (ОСШ). До настоящего времени для территории северо-восточного региона России, несмотря на многолетние палеомагнитные исследования ряда палеомагнитологов, отсутствуют сводные региональные разрезы для палеозойского интервала ОСШ.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В статье представлены данные по 33 обнажениям (из свыше 100 изученных), которые расположены в четырех субрегионах Северо-Востока России: на Омuleвском и Приколымском поднятиях, в Олойской зоне Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы и на северо-восточной окраине Омолонского массива (рис. 1). Всего отобрано свыше 4000 ориентированных штуфов. Исследования проводились в тесном контакте с сотрудниками различных лабораторий СВКНИИ, а также другими научными и производственными организациями России и зарубежными специалистами. В работе использованы биостратиграфические данные, полученные биостратиграфами при изучении многих групп фауны (брахиоподы, конодонты, граптолиты, фораминиферы и др.) и фло-

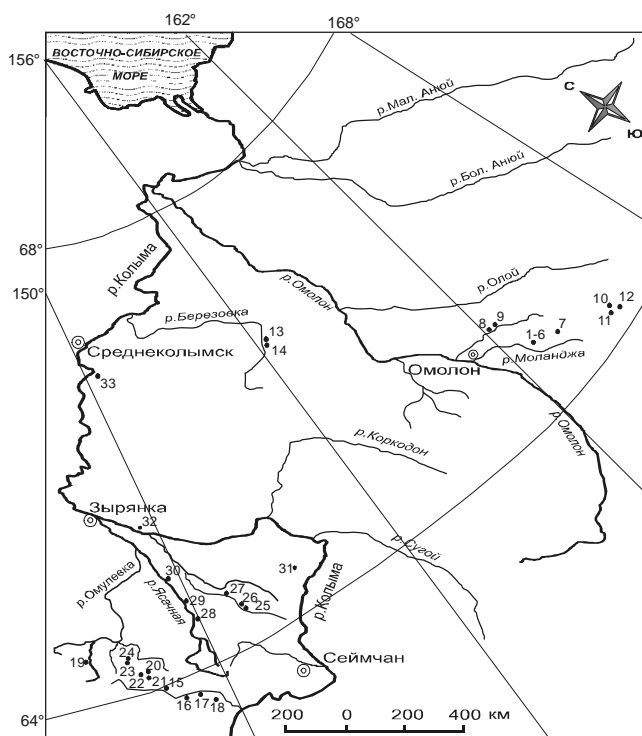


Рис. 1. Местоположение разрезов.

Северо-восточная часть Омолонского массива: 1–6 (Верхеналедный, Устьевоу, Энтведер, Одер, Скала, Нижнеаледный), 7 – Фердинанд, 8 – Базовый, 9 – Тринити, 10 – Седло, 11 – Гытгынылгын, 12 – Талалах; Олойская зона: 13 – Верхний Туманнах, 14 – Нижний Туманнах; Омuleвское поднятие: 15 – Разгуляй, 16 – Печальный, 17 – Батько, 18 – Нелюдимая, 19 – Урультун, 20 – Авр-Устье, 21 – Авр, 22 – Гротовый, 23 – Мирный-1, 24 – Мирный-2; Приколымское поднятие: 25 – Широкий, 26 – Валентин, 27 – Моховик, 28 – Туманы, 29 – Фран, 30 – Черный, 31 – Каменка, 32 – Известковый Карьер, 33 – Верхний Половинный Камень.

ристических остатков. При всех равных условиях предпочтение чаще всего отдавалось конодонтам. Это было обусловлено тем, что, во-первых, данная группа фауны рассматривается для палеозоя в настоящее время как одна из ортохростратиграфических. Во-вторых, почти все разрезы изучались совместно с М.Х. Гагиевым, известным специалистом по конодонтам, поэтому все палеомагнитные образцы имеют привязку к конодонтовым пробам и, соответственно, сопоставлены со стандартной конодонтовой шкалой, а через нее – с ОСШ. Для магнитостратиграфических построений пригодны лишь те палеомагнитные данные, в которых выделение первичной намагниченности обосновано независимыми палеомагнитными методами (тесты галек, обращения, складок, а также терморазмагничивание до блокирующих температур ферромагнитных минералов, сингенетичности времени образования породы). Такую апробацию прошли верхнедевонские эффузивы на Омолонском массиве [48], эффузивно-осадочные породы позднедевонского и позднекаменноугольно-раннепермского возраста на Приколымском поднятии [11, 12], палеозойские эффузивы и осадочные породы на Омuleвском поднятии [17]. На первых этапах работ предварительные полевые измерения магнитной восприимчивости (χ) пород проводились на серийном приборе ИМВ-2, чувствительность которого равна 1×10^{-6} ед. СГСМ. Затем для этих целей использовался более компактный прибор КТ-5 с такой же чувствительностью. В лабораторных условиях эта величина измерялась на приборе KLY-2 с чувствительностью 1×10^{-8} ед. СГСМ. Измерения величины и вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) на первых этапах проводились при помощи модифицированного рок-генератора ИОН-1 с чувствительностью 1×10^{-7} ед. СГСМ. Позднее стал применяться спин-магнитометр JR-4 с той же чувствительностью, а дубли образцов из коллекции полевого сезона 1995 года (бассейн р. Таскан) и части коллекции с северо-восточной окраины Омолонского массива (коллекция полевых сезонов 1976–79 гг.) были измерены на более чувствительном (чувствительность 1×10^{-10} ед. СГСМ) двухосном криогенном магнитометре в Геофизическом институте университета Аляски (г. Фербенкс, США). Измерения на криогенном магнитометре и магнитная температурная чистка образцов проводились в “немагнитной” комнате. В ходе лабораторных исследований для выделения стабильной компоненты из суммарного вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в образцах применялись магнитные чистки: переменным магнитным полем (h -чистка) и температурой (t -чистка). Темпера-

турная чистка, которой было подвергнуто почти 100% всей коллекции, проводилась на терморазмагничивающей установке конструкции Г.Г. Стадниченко до температур 400–600°C с шагом 50–100°C. Коллекции из обнажений по р. Таскан и обн. Скала размагничивались до полной потери намагниченности (температуры 600–700°C) с шагом 10–25°C на терморазмагничивающей установке в г. Фербенкс (Аляска, США). Для контроля за изменениями магнитных свойств в ферромагнитных минералах после каждого прогрева в образцах измерялась величина χ . Разрушение нестабильной компоненты вектора In в породах наблюдалось при температурах 100–300°C, а выделение древней стабильной намагниченности происходило при температурах 400–600°C. Обоснование стабильности и возможной первичности выделенных направлений векторов In подтверждается положительными результатами полевых и лабораторных палеомагнитных тестов. Магнитная чистка переменным магнитным полем (h -чистка) проведена для 80% коллекции. Работа проводилась на размагничивающей установке стандартной конструкции [38], где исследуемый образец вращался в двух взаимно перпендикулярных плоскостях внутри колец Гельмгольца. Использовалась также модификация h -чистки, когда образец помещался на неподвижную площадку в центре колец Гельмгольца и, перед каждым воздействием на него переменного поля, поворачивался по трём взаимно перпендикулярным направлениям, то есть размагничивание проводилось по трём осям. Этот вид чистки проводился до 40–60 мТ (мТ – миллитесла) с шагом 2,5–5 мТ для контрольных коллекций и с шагом 10–20 мТ для основной части образцов. Для исследованных отложений область разрушения нестабильной компоненты вектора In чаще всего располагалась в интервале 10–20 мТ. Иногда применялся комбинированный вид магнитной чистки, который заключался в том, что сначала на исследуемый образец воздействовали температурой (до 300–350°C), а затем применялась h -чистка (до 30–40 мТ). Этот вид чистки использовался в породах, где, при помощи минералого-петрографических исследований и термомагнитного анализа (ТМА), было установлено наличие сульфидов железа, которые, как правило, являются вторичными минеральными образованиями в палеозойских отложениях северо-восточного региона. Сравнивая результаты h - и t -чисток, следует отметить, что эффективность их не всегда одинакова. Термочистка оказалась особенно благоприятной для эффузивных и эффузивно-осадочных пород, так как намагниченность в них имеет преимущественно термоостаточную природу. Такая намаг-

ниченность легче разрушается температурой, чем магнитным полем. В осадочных породах, где присутствовала парциальная термоостаточная намагниченность, связанная с наложенными прогревами, термочистка, по сравнению с h -чисткой, позволила полнее и надёжнее выделить первичную намагниченность. В тех же породах, где прогревов не наблюдалось или они были минимальными, h -чистка оказалась также результативна, как и термочистка. Для определения минералов-носителей намагниченности в исследуемых отложениях использованы результаты минералого-петрографических анализов, выполненных специалистами-геологами по коллекциям автора, а также при проведении тематических исследований палеозойских отложений на Северо-Востоке России. Кроме этого, в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ проведен термомагнитный анализ (ТМА) по образцам из всех разновидностей пород. Для интерпретации направлений векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и выделения из суммарного вектора его полезных компонент применён полный компонентный анализ по методике Дж. Кишвинка [47]. Анализ позволил выделить в исследованных породах стабильную компоненту вектора ЕОН и, в некоторых случаях (при положительных результатах палеомагнитных тестов), доказать её первичность. По этой компоненте построены частные палеомагнитные разрезы, в которых выделены зоны прямой, обратной и знакопеременной полярности.

Выбор значений древнего магнитного склонения (D_{op}) и наклона (I_{op}) для конкретных магнитозон, выделенных в палеозойских породах Северо-Востока России, базируется на следующих данных. Во-первых, по литературным источникам эта территория в палеозое располагалась в северном полушарии [15, 37, 40 и др.]. Следовательно, для зон прямой полярности будут характерны значения (I_{op}) с положительным знаком, а для обратнополярных зон – с отрицательным. Во-вторых, в исследуемых породах выделены группы диаметрально противоположных направлений векторов ЕОН. Среднее направление оси стабильной намагниченности векторов ЕОН, определённое методом обращения, равно 260–290° (80–110°) [11, 12, 17, 48 и др.]. На основании изложенного сделан вывод, что для прямополярных зон характерны значения D_{op} , расположенные в восточных румбах, а для зон с обратной полярностью – в западных румбах.

Возможность применения результатов палеомагнитного изучения палеозойских образований Северо-Востока России для целей магнитостратиграфии обоснована следующим.

1. Позднемезозойская тектономагматическая деятельность на Северо-Востоке России отразилась в породах региона в виде стабильной вторичной намагниченности, которая завуалировала первичную намагниченность более древних пород. По литературным данным известно, что для мезозоя характерно геомагнитное поле преимущественно прямой полярности, тогда как в палеозое отмечен режим поля преимущественно обратной полярности [24, 25 и др.]. В случае полного перемагничивания палеозойских образований наложенным позднемезозойским геомагнитным полем прямой полярности, в палеозойских породах следовало бы наблюдать преимущественно прямую полярность, чего в действительности не фиксируется, так как для палеозоя характерно закономерное чередование прямо- и обратнополярных зон с некоторым преобладанием последних [41 и др.]. Такое чередование магнитозон отмечено и в палеозойских образованиях северо-восточного региона [11, 12, 17, 48 и др.]. Эти магнитозоны выделены после комплекса лабораторных исследований, позволивших выделить стабильную доскладчатую компоненту ЕОН. В пользу последнего говорит и тот факт, что палеошироты, рассчитанные по фанерозойским породам региона, закономерно изменяются от древних отложений к более молодым [13 и др.]. Отсюда следует вывод, что изученные палеозойские образования Северо-Востока России являются магнитостабильными и пригодными для магнитостратиграфических построений.

2. Изложенное в п. 1 подтверждается данными магнитных чисток, результатами компонентного анализа, ТМА и минералого-петрографических анализов, которые свидетельствуют, что выделенные направления векторов ЕОН не зависят от состава ферромагнитных минералов в изученных породах, а также от литогенетических особенностей пород. Границы зон прямой и обратной полярности, как правило, не совпадают с литологическими границами в изученных разрезах.

3. Для определения среднего направления оси первичной намагниченности, наравне с другими палеомагнитными тестами, применялся тест обращения. Достоинство теста заключается в том, что при его использовании не нужны сведения о направлении вектора вторичной намагниченности, поэтому он широко применялся при анализе данных по югу Сибирской платформы [23]. Тест использовался автором при анализе палеомагнитных направлений в палеозойских породах северо-восточного региона, где направление вторичной намагниченности не всегда было точно известно. Тест показал, что средние на-

правления осей первичной намагниченности близки к средним значениям древнего магнитного склонения и наклона, выделенным при магнитных чистках.

4. Магнитозоны, установленные в частных разрезах субрегионов Северо-Востока, сопоставляются как внутри этих субрегионов, так и между ними. В сводной магнитостратиграфической шкале палеозоя северо-восточного региона магнитозоны сопоставлены с аналогичными магнитозонами, выделенными автором и другими независимыми исследователями в одновозрастных отложениях регионов, значительно удалённых от Северо-Востока России. Точность такой корреляции подтверждается данными по многим группам фауны.

На завершающем этапе, после отбраковки непригодных коллекций, для построения частных палеомагнитных разрезов использованы данные только по 33 обнажениям. Эти разрезы сопоставлены между собой на основе биомагнитостратиграфических данных и представлены в виде сводных магнитостратиграфических разрезов по конкретным субрегионам. Затем эти сводные разрезы по биостратиграфическим и палеомагнитным данным сопоставлялись между собой, а также с ОСШ и шкалой изотопного времени [45].

СВОДНАЯ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

К настоящему времени в отечественной и зарубежной литературе накоплен огромный фактический материал по магнитостратиграфии фанерозойских отложений. На его основе, а также нескольких обобщающих работ по магнитостратиграфии фанерозоя [18, 23, 39 и др.], предложен вариант сводной магнитостратиграфической шкалы фанерозоя для территории бывшего Советского Союза [24]. Эта шкала, помимо магнитозон прямой и обратной полярности, содержит более крупные магнитостратиграфические подразделения (гипер- и суперзоны), сопоставленные с подразделениями ОСШ и шкалой изотопного возраста. Один из последних вариантов сводной магнитостратиграфической шкалы фанерозоя опубликован в Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России [41], где её предложено называть Общей магнитостратиграфической шкалой полярности (ОМШП). В палеозойском фрагменте этой шкалы также выделены гипер- и суперзоны, но с некоторой корректировкой их границ и вновь установленными магнитозонами в связи с появившимися новыми палеомагнитными данными. ОМШП создана путём корреляции региональных магнитостратиграфичес-

ких схем для палеозойских отложений территории России, а также с использованием некоторых зарубежных обобщающих публикаций по магнитостратиграфии палеозоя, две из которых являются наиболее значимыми [50, 51].

До настоящего времени для территории северо-восточного региона России, несмотря на многолетние магнитостратиграфические исследования ряда палеомагнитологов, отсутствуют сводные региональные разрезы для палеозойского интервала ОСШ. В качестве одного из таких региональных разрезов предлагается сводный магнитостратиграфический разрез палеозоя Северо-Востока России (рис. 2). На этом рисунке отображены сводный и частные разрезы с учётом стратиграфического (временного) объёма изученных свит, а не в соответствии с мощностями слагающих их пород. В основу создания сводного разреза, а затем и шкалы, положено сопоставление магнитозон со стандартными биоэонами, которые выделены в тех же обнажениях. При таком подходе каждая магнитозона получает надежное биостратиграфическое обоснование и своё возрастное положение на ОСШ. Сводный разрез создавался по стратиграфическому принципу – путем последовательного палеомагнитного изучения наиболее полных разрезов. Как правило, это были опорные и стратотипические разрезы свит, границ ярусов и систем. Полученный сводный палеомагнитный разрез сопоставлен с ОСШ, ОМШП и со шкалой изотопного возраста на основе биостратиграфических данных, и в первую очередь – конодонтовой зональности. В результате была создана сводная магнитостратиграфическая шкала палеозоя, на основе которой можно проводить расчленение и корреляцию палеозойских образований на Северо-Востоке России и с одновозрастными отложениями других регионов. При создании шкалы автор придерживался правил и рекомендаций, изложенных в многочисленных публикациях [19, 20, 24, 33 и др.].

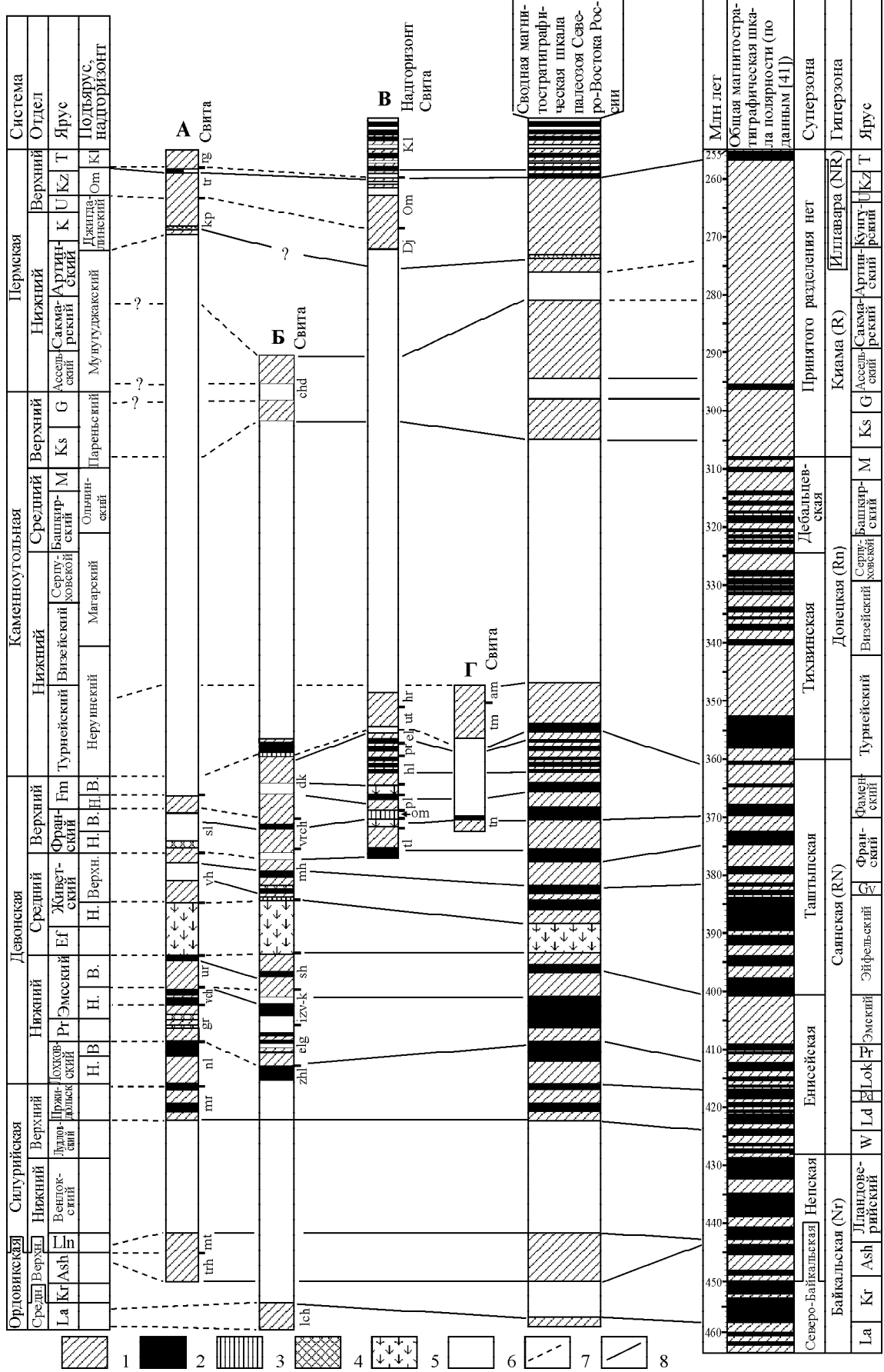
Нижняя часть сводной шкалы (ордовик, силур) изучена фрагментарно. Можно лишь говорить, что в среднеордовикское (лландейлский век), позднеордовикское (поздняя фаза ашгиллского века) и в раннесилурийское (ранняя фаза лландоверийского века) время геомагнитное поле имело обратную полярность. Не охарактеризованным оказался эйфельско-раннеживетский интервал сводной шкалы. Это объясняется тем, что на Омулёвском и Приколымском поднятиях на данный интервал приходится региональный перерыв в осадконакоплении [4, 5]. В Олойской зоне отложения допозднеживетского возраста пока не установлены [5]. На Омолонском мас-

сиве этому интервалу примерно соответствуют вулканогенно-осадочные образования, выделяемые под названием кедонской серии (или её аналогов, многочисленных свит, выделяемых в некоторых структурно-фациальных зонах этого субрегиона) [4, 5, 31]. Наиболее детально изучена среднепалеозойская часть шкалы. В этом интервале выделен ряд прямо намагниченных, аномальных и знакопеременных магнитозон. Почти все магнитозоны имеют свои аналоги в параллельных разрезах и расположены в конкретных биостратиграфических интервалах, обоснованных многочисленными группами фауны. Наибольший интерес, с точки зрения стратиграфии, представляют магнитозоны, выделенные на границе (или непосредственно рядом с границей) систем и ярусов. В этом отношении рассмотрено несколько интервалов на сводной шкале.

Граница ордовикской и силурийской систем.

Магнитозона обратной полярности, установленная в пограничных отложениях ордовика и силура на Омулёвском поднятии сопоставлена с аналогичной зоной обратной полярности на ОМШП. Составители ОМШП [41] не указывают в цитируемой литературе конкретные разрезы, на основе которых построена эта шкала, а отмечают только регионы (Урал, Южный Тянь-Шань и Сибирская платформа), где создавались сводные палеомагнитные разрезы для нижнего и среднего палеозоя. По этой причине невозможно определить, в каких разрезах выделена магнитозона обратной полярности на границе ордовикской и силурийской систем, и в каком биостратиграфическом интервале она расположена. Поэтому пришлось проанализировать все имеющиеся в распоряжении автора опубликованные стратиграфические и палеомагнитные материалы по магнитостратиграфии ордовика и силура из всех вышеотмеченных регионов.

На Сибирской платформе изучены разрезы позднеордовикского возраста по р. Нюя (левый приток р. Лены) и около с. Берёзовское (среднее течение р. Лены) [28, 29] (рис. 3). В этих разрезах магнитозона обратной полярности охватывает интервал верхней части долборского и, возможно, низы перекрывающего его кетского горизонтов верхнего ордовика, которые представляют верхи краснокаменной (Нюйский район) или илюнской (Берёзовский район) серий Нюйско-Берёзовского стратиграфического района [34, 36]. По мнению В.П. Родионова и Э.П. Сидоровой [28], не исключена возможность некоторого несовпадения границы этой магнитозоны обратной полярности и выше расположенной прямонамагниченной магнитозоны, выделенной в разрезах (лландоверийский ярус нижнего силура), со стратиграфии-



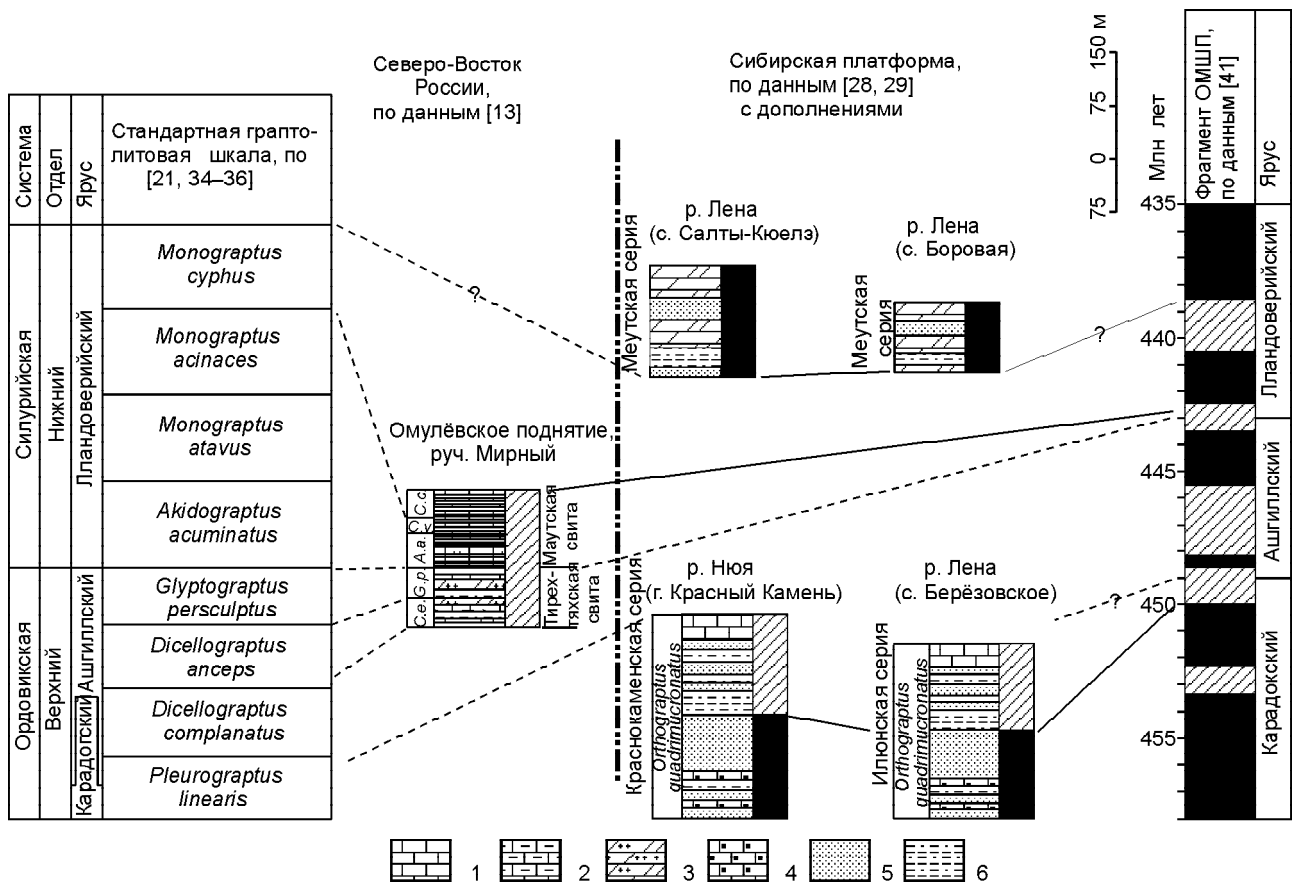


Рис. 3. Корреляция магнитостратиграфических разрезов пограничных отложений ордовика и силура Омутлёвского поднятия (Северо-Восток России) и среднего течения р. Лены (Сибирская платформа).

1 – известняки, 2 – глинистые известняки, 3 – доломиты, 4 – мергели, 5 – песчаники, 6 – алевролиты, аргиллиты. Сокращенные латинские обозначения местных граптолитовых зон (по данным [27, 30]) в разрезе по руч. Мирному: C.e. – *Climacograptus extraordinarius*, G.p. – *Glyptograptus persculptus*, A.a. – *Akidograptus acuminatus*, C.v. – *Cystograptus vesiculosus*, C.c. – *Coronograptus cyphus*. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Рис. 2. Сводная магнитостратиграфическая шкала палеозоя Северо-Востока России.

Магнитозоны: 1 – обратной полярности, 2 – прямой полярности, 3 – знакопеременной полярности, 4 – аномальной полярности; 5 – перерывы в осадконакоплении, 6 – неизученные части разреза, 7 – линии биостратиграфической корреляции, 8 – линии палеомагнитной корреляции. Сокращённые латинские обозначения ярусов: La – лландейловский, Kt – карадокский, Ash – ашгиллский, Lln – лландоверийский, W – венлокский, Ld – лудловский, Pd – пржидольский, Lok – лохковский, Pr – пражский, Ef – эйфельский, Gv – живетский, Fm – фаменский, M – московский, Ks – касимовский, G – гжельский, K – кунгурский, U – уфимский, Kz – казанский, T – татарский. **А – сводный разрез палеозоя южной части Омутлёвского поднятия.** Свиты: th – тирехтяхская, mt – маутская, mg – мирнинская, nl – нелюдимская, gr – гротовская, vch – вечернинская, ur – урультунская, vh – вояхская, sl – салажская, kr – кипрейская, tr – туринская, rg – рогачёвская. **Б – сводный разрез палеозоя Приколымского поднятия.** Свиты: lch – лачугская, zhl – железнинская, elg – эльгенёвская, izv-k – известковокарьерская, sh – сахинская, mh – моховицкая, vch – ворчунская, dk – дуксундинская, chd – чахаданская. **В – сводный разрез среднего и верхнего палеозоя Омолонского массива** (верхнепалеозойский фрагмент разреза дан по [16]). Свиты и надгоризонты: tl – талалахская, om – омучанская, pl – пылькатвеевская, hl – хелонская, pr – перевальнинская, el – элгеретхынская, ut – уттыкелийская, hr – хурэнджинская, Dj – джигдалинский, Om – омолонский, Kl – колымский. **Г – сводный разрез верхнего девона и нижнего карбона Олойской зоны Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы.** Свиты: tn – тынытынджинская, tm – туманнахская, am – амкотынджинская.

ческой границей ордовика и силура. Это связано с тем, что несколько метров разреза на границе этих систем в данных обнажениях не представлены. Возможным объяснением такого расположения зон обратной и прямой полярности вблизи границы систем мог бы быть региональный перерыв в осадконакоплении, на который указывают некоторые авторы [34, 35]. По последним геологическим и биостратиграфическим данным [36] на р. Нюя (Нюйско-Березовский стратиграфический район) в стратотипическом обнажении стандартного сводного разреза силура, которое не было изучено в палеомагнитном отношении, ни о каком явном перерыве на границе ордовика и силура не упоминается. На наш взгляд, схема корреляции магнитостратиграфических разрезов верхнеордовикских и нижнесилурийских отложений этого района Сибирской платформы и разреза пограничных отложений ордовика и силура Омлёвского поднятия выглядит следующим образом (рис. 3). Разрезы на р. Нюя и около с. Берёзовское относятся к долборскому горизонту (верхняя часть карадокского – низы ашгиллского ярусов) [21]. По комплексу ископаемой фауны, выделенной в этих отложениях, горизонт сопоставляется с местной граптолитовой зоной *Orthograptus quadrimicronatus*, которая, в свою очередь, соответствует верхнеордовикской зоне *Pleurograptus linearis* стандартной европейской (британской) граптолитовой шкалы [35]. Магнитостратиграфический разрез по руч. Мирному на Омлёвском поднятии охватывает интервал геохронологической шкалы от верхней части ашгиллского яруса (верхний ордовик) до нижнелландоверийского подъяруса (нижний силур), включительно. Этот интервал соответствует последовательности граптолитовых зон *extraordinarius* – *cyphus* [14 и др.]. Определённые трудности возникли при сопоставлении нижнесилурийских разрезов вблизи сел Салты-Кюелз и Боровая. Краткий список фауны, которая была обнаружена Н.А. Флёровой и приведена в работе В.П. Родионова и Э.П. Сидоровой [28], характеризует лландоверийский возраст этих отложений, но не позволяет конкретно определить, какую именно часть лландоверийского яруса они охватывают. Но так как верхняя часть разреза по руч. Мирному (магнитозона обратной полярности) охватывает почти весь нижний лландоверийский, а разрезы Салты-Кюелз и Боровая характеризуются прямой полярностью, то автор делает вывод, что последние имеют возраст не древнее раннелландоверийского и могут относиться к верхней части выделяемой здесь меутской серии лландоверийского возраста [36]. При такой трактовке имеющихся палеомагнитных и биостратиграфических

данных следует, что магнитозона обратной полярности, выделенная в верхнем ордовике на Сибирской платформе, расположена ниже обратнополярной зоны в разрезе Мирный-1 и не может являться аналогом данной зоны. Подтверждением этого служат две зоны прямой и одна обратной полярности, отмеченные на ОМШП в интервале ашгиллского яруса и расположенные между анализируемыми магнитозонами обратной полярности (рис. 3).

На Полярном Урале изучены отложения ордовика и силура в обнажении, расположенном на руч. Изья-Вож (бассейн р. Уса) [7]. Автор этой статьи отмечает, что здесь установлены переходные отложения ордовика (зона обратной полярности) и силура (зона прямой полярности), которые имеют фаунистическое обоснование, однако список фауны и фамилия автора определения не приведены. Аналогичная ситуация наблюдается при рассмотрении результатов палеомагнитных исследований нижнепалеозойских отложений на Южном Тянь-Шане (Китабский заповедник) [42]. Этот автор также отмечает в прикровельной части ордовикских отложений зону обратной полярности, но её стратиграфическое положение в кровле ордовика не вполне ясно, так как отсутствует фаунистическое обоснование. Автор этой публикации лишь констатирует, что изученные отложения по комплексу фауны имеют надёжную возрастную привязку. Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Магнитозона отрицательной полярности на ОМШП, отмеченная на границе ордовикской и силурийской систем, *не может быть* аналогом такой же зоны ни в одном из трёх вышеперечисленных регионов. На Сибирской платформе это подтверждается всем комплексом геологических, биостратиграфических и палеомагнитных данных. На Полярном Урале и Южном Тянь-Шане, по результатам вышеописанных палеомагнитных исследований, в изученных разрезах отсутствует биостратиграфическое обоснование зоны обратной полярности, выделенной в кровле ордовикской системы. Поэтому считать данную зону аналогом вышеотмеченной зоны на ОМШП пока нет никаких оснований.

2. Магнитозона обратной полярности, выделенная в фаунистически охарактеризованных пограничных отложениях ордовикской и силурийской систем в обн. Мирный-1 (Северо-Восток России), свидетельствует о наличии геомагнитного поля обратной полярности в переходное от ордовика к силуру время и подтверждает присутствие такой же зоны на ОМШП, но в несколько большем объёме (рис. 3).

Граница силурийской и девонской систем. В отложениях пржидольского яруса силура на Омулёвском поднятии отмечены две магнитозоны прямой полярности, верхняя из которых расположена на границе силура и девона и прослежена в трёх разрезах. Эта магнитозона зафиксирована в интервале границы конодонтовых зон *eosteinhornensis* и *remsheldensis*. Основание последней биозоны предложено в качестве уровня при проведении границы силура и девона на Северо-Востоке России [3]. Такое стратиграфическое положение зоны прямой полярности позволяет использовать ее как палеомагнитный репер при внутрирегиональной корреляции разрезов. Её аналогом является прямополярная зона, отмеченная в верхней части Сабарской N-магнитозоны в палеомагнитном разрезе на Среднем Урале вблизи г. Михайловска [6]. Данная зона выделена на границе пржидольского яруса верхнего силура (демидские слои) и нижнего девона. Возраст демидских слоёв, вмещающих эту магнитозону, определён как пржидольский на основании многочисленных находок фауны [1].

Граница франского и фаменского ярусов. На Приколымском поднятии (обн. Фран) в этом интервале разреза установлена магнитозона прямой полярности, которая важна в корреляционном отношении, так как расположена в непосредственной близости от границы франского и фаменского ярусов (рис. 4). Эта магнитозона ранее была выделена условно [2]. Позд-

нее этот интервал разреза был дополнительно изучен, в результате чего магнитозона получила свое подтверждение [11]. Параллельно изучены породы в обн. Моховик (30 км к востоку от обн. Фран), где в интервале верхней части конодонтовой зоны *gigas* зафиксированы зоны знакопеременной и аномальной полярности, которые являются аналогом зоны прямой полярности в обн. Фран. На Омолонском массиве (обн. Седло) данной магнитозоне соответствует интервал знакопеременной полярности, установленный в омучанской свите позднефранско-раннефаменского возраста. В обн. Нижний Туманнах (Олойская складчатая зона) в интервале конодонтовой зоны *linquiformis* выделена зона прямой полярности, которая соответствует анализируемой магнитозоне. Магнитозона прямой полярности на границе франа и фамена неоднократно фиксировалась многими исследователями в разрезах, отстоящих друг от друга на сотни и тысячи километров и представленных как морскими, так и континентальными отложениями. В разрезе на Южном Урале с данной магнитозоной сопоставлена магнитозона прямой полярности в основании зилаирской свиты [6] (рис. 4). Точное возрастное положение магнитозоны неясно из-за отсутствия в этой части зилаирской свиты органических остатков. В другом регионе, на Северном Кавказе, аналогом этой магнитозоны является зона прямой полярности, зафиксированная в верхней половине картджуртской свиты (интервал верхней части конодонтовой

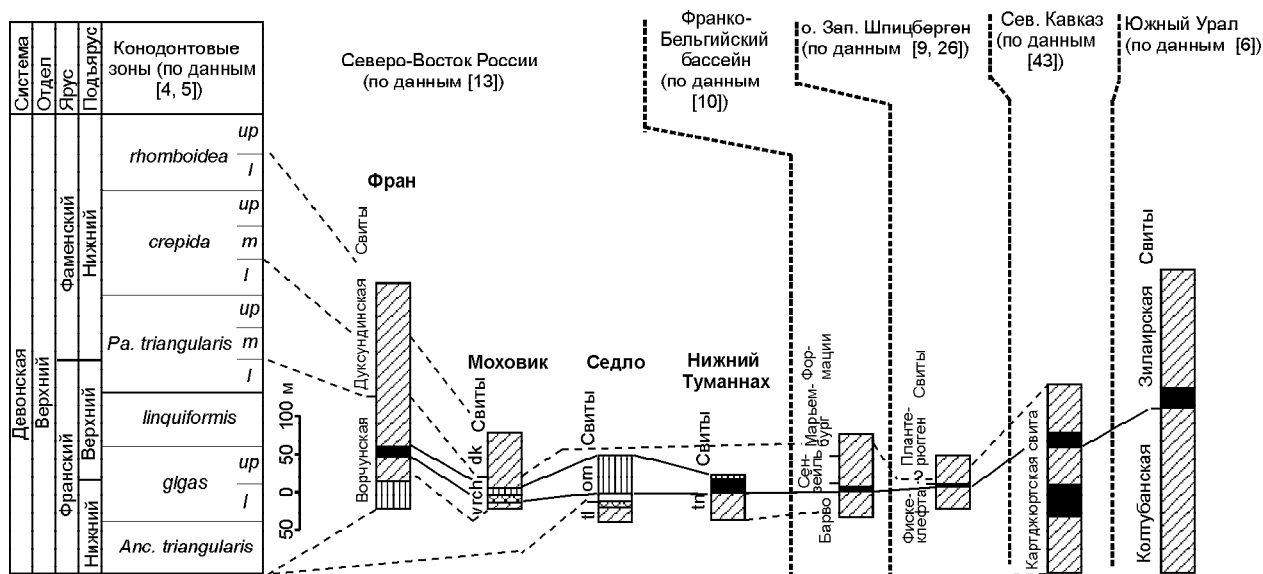


Рис. 4. Корреляция магнитостратиграфических разрезов пограничных отложений франского и фаменского ярусов Северо-Востока России, Франко-Бельгийского бассейна, о. Зап. Шпицберген, Северного Кавказа и Южного Урала.

Условные обозначения и сокращения названий свит см. на рис. 2 и в подписях к нему.

зоны *gigas*) [43]. Во Франко-Бельгийском бассейне этой зоне соответствует прямополярная магнитозона, установленная в верхах формации Барво в интервале разреза, который относится к верхней части конодонтовой зоны *gigas* [10]. На острове Зап. Шпицберген с вышеотмеченной зоной сопоставляется зона прямой полярности, зафиксированная в континентальных отложениях (кровля свиты Фискеклефта) [9, 26]. Возраст этой свиты (франский век) установлен на основании находок рыб *Asterolepis scabra* (Woodw) (определения В.Н. Талимаа); в перекрывающей свите, Плантерюгген, обнаружена флора позднедевонского возраста: *Bergeria mimerensis* Hoeg, *Bothrodendron* sp., *Cyclostigma kiltarkense* (Haugthon) Nath., *Knorria* sp., *Lepidodendron spitsbergensis* Nath (определения Н.М. Петросян) [22]. Недостаточное палеонтологическое обоснование не позволило ранее геологам установить границу между франским и фаменским ярусами, поэтому она проводилась по литологическим признакам – между свитами Фискеклефта и Плантерюгген. На основании палеомагнитной корреляции этого разреза, который представлен континентальными отложениями, с фаунистически охарактеризованными морскими образованиями других регионов можно говорить, что граница ярусов проходит в нижней части свиты Плантерюгген. Эта граница несколько выше зоны прямой полярности, выделенной в прикровельной части свиты Фискеклефта (рис. 4). Резюмируя вышеизложенное, можно сказать следующее. Рассматриваемая магнитозона прямой полярно-

сти выделена в переходных отложениях франского и фаменского ярусов в четырёх обнажениях на Северо-Востоке России и прослежена во многих других разрезах, расположенных в сотнях и тысячах километров друг от друга. Особо следует отметить, что эти разрезы представлены как морскими, так и континентальными отложениями, причём, в морских разрезах данная магнитозона выделена в конкретном биостратиграфическом интервале (конодонтовые зоны *gigas* и *linquiformis*). Такое комплексное обоснование магнитозоны позволяет рассматривать её как межрегиональный магнитостратиграфический репер для корреляции разрезов, а также для уточнения положения границы франского и фаменского ярусов в породах с недостаточно конкретным палеонтологическим обоснованием.

Граница девонской и каменноугольной систем. В пограничных отложениях девона и карбона на Приколымском поднятии (обн. Каменка) установлены магнитозоны прямой и знакопеременной полярности [13]. Аналогичные изменения геомагнитного поля отмечены также в разновозрастных отложениях регионов, весьма удаленных от Северо-Востока Азии, а именно, в Германии, Китае и Приполярном Урале (рис. 5). К.В. Симаковым автору передана рукопись Х. Укаса (Кельнский университет, Германия) доклада (с разрешения данного автора). Этот доклад был сделан в 1987 г. на заседании комиссии Международной рабочей группы по границе девона и карбона. По данным Х. Укаса в разрезе Хассельбахталь

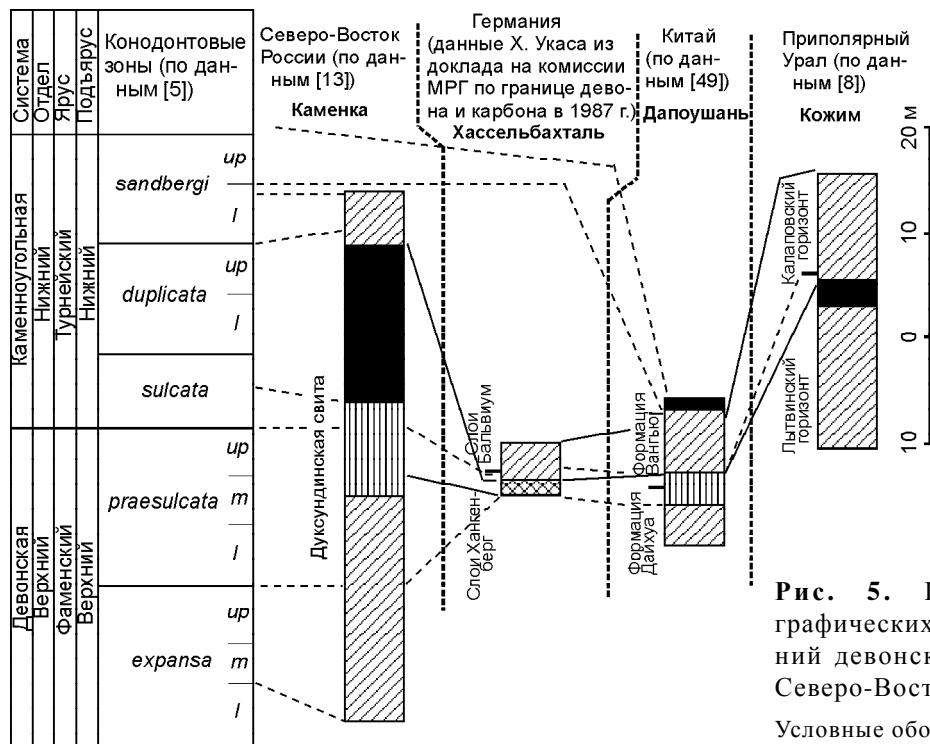


Рис. 5. Корреляция магнитостратиграфических разрезов пограничных отложений девонской и каменноугольной систем Северо-Востока России и других регионов.

Условные обозначения см. на рис. 2

(Германия) в переходных отложениях девона и карбона на общем фоне обратной полярности отмечен аномальный магнитный интервал, который приурочен к пограничной части флоризон *LN* и *VI* [52] и расположен несколько ниже конодонтовой зоны *sulcata* [44]. На Северо-Востоке России миоспоры, характеризующие пограничные слои флоризон *LN* / *VI* обнаружены немного ниже основания конодонтовой зоны *sulcata* [53]. По мнению К.В. Симакова "...предполагается, что подошва палинозоны *VI* примерно совпадает с нижней границей слоев с молодой фауной *Protognathodus* и основанием зоны *sulcata*" [32, с. 125]. Такой вывод биостратиграфов позволяет считать, что данный аномальный интервал в разрезе Хассельбахталь соответствует магнитозонам прямой и знакопеременной полярности, которые установлены в разрезе Каменка. По данным китайских исследователей [46, 49] в разрезе Дапоушань, примерно в том же стратиграфическом интервале, что и в разрезе Каменка (интервал конодонтовой зоны *praesulcata*), наблюдаются колебания значений *D* и *I*, которые можно сравнить с таковыми, определяющими зону переменной полярности в разрезе Каменка. По материалам Н.Ф. Данукалова в обн. Кожим (Приполярный Урал) в кровле лютвинского горизонта (интервал конодонтовых зон *praesulcata* и *sulcata*) выделяется зона прямой полярности [8]. Магнитозона прямой полярности, установленная в пограничных отложениях девона и карбона в разрезе Каменка (Северо-Восток России) и подтвержденная несколькими независимыми исследователями в других разновозрастных разрезах, далеко отстоящих от северо-восточного региона России, является межрегиональным магнитостратиграфическим репером.

Проведённые магнитостратиграфические исследования позволили впервые для северо-восточного региона России создать сводную магнитостратиграфическую шкалу палеозоя, которая служит инструментом для расчленения и корреляции палеозойских образований на Северо-Востоке России. Эту шкалу предлагается использовать для определения возраста пород в тех разрезах, где палеонтологические характеристики недостаточно информативны для таких процедур. Одним из достоинств шкалы является возможность уточнения и дополнения Общей магнитостратиграфической шкалы полярности (ОМШП), предложенной в настоящее время в качестве варианта сводной магнитостратиграфической шкалы фанерозоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье, на основе всего имеющегося фактического материала по стратиграфии и палеомагнетизму

палеозойских образований северо-восточного региона России, изложены результаты многолетних палеомагнитных исследований. Созданы сводные фрагменты магнитостратиграфических разрезов палеозоя для четырёх субрегионов Северо-Востока России (Омулёвское и Приколымское поднятия, Омолонский массив и Олойская зона Алазейско-Олойской складчатой системы). Эти сводные разрезы на основе магнитобиостратиграфических данных сопоставлены между собой, с ОСШ и с ОМШП. В результате построена сводная магнитостратиграфическая шкала палеозоя северо-восточного региона России, которую рекомендуется использовать для расчленения и корреляции палеозойских образований, развитых на данной территории. Магнитозоны прямой полярности, установленные вблизи стратиграфических границ систем (силурийской и девонской, девонской и каменноугольной) и ярусов (франского и фаменского), являются магнитостратиграфическими реперами при проведении региональной и глобальной корреляции магнитостратиграфических разрезов, построенных по разнофациальным толщам различного генезиса. Эти магнитозоны предлагается использовать для уточнения отмеченных стратиграфических границ в разрезах, где отсутствуют органические остатки или они неинформативны. Одним из достоинств предлагаемой шкалы является возможность уточнения и дополнения на её основе Общей магнитостратиграфической шкалы полярности.

Исследования по верхнепалеозойской части сводной магнитостратиграфической шкалы палеозоя Северо-Востока России выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ, гранты 05-05-64407 и "Арктика" 03-05-96012.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варганов В.Г., Шурыгина М.В., Анцыгин Н.Я. и др. Силур центральной части Уфимского амфитеатра // Советская геология. 1973. № 5. С. 56–71.
2. Гагиев М.Х., Колесов Е.В., Иванов Ю.Ю. Предварительные результаты магнитобиостратиграфических исследований девонских отложений Приколымского поднятия (р. Ясачная) // Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 5–12.
3. Гагиев М.Х., Родыгин С.А., Тимофеева О.Б. Зональное расчленение и корреляция ниже-среднедевонских отложений Салаира и Северо-Востока СССР по конодонтам: Препр. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 55 с.
4. Гагиев М.Х. Конодонты и стратиграфия среднего палеозоя Северо-Востока России: Дис... докт. геол.–минер. наук. Новосибирск, 1992. 453 с.
5. Гагиев М.Х. Средний палеозой Северо-Востока Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 120 с.

6. Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П. Палеомагнетизм палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1983. 120 с.
7. Данукалов Н.Ф. Магнитостратиграфия верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Кара-Елецкой зоны Полярного Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. М.: Геолфонд РСФСР, 1985. С. 87–100.
8. Данукалов Н.Ф. Магнитостратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений бассейна р. Кожим (Приполярный Урал) // Магнитные свойства горных пород и минералов. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 73–75.
9. Колесов Е.В. Магнитостратиграфия среднепалеозойских пород серии Мимердален на о. Зап. Шпицберген // Палеомагнетизм и проблемы стратиграфической корреляции. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 11–24.
10. Колесов Е.В. Палеомагнетизм верхнедевонских и турнейских отложений Динантского синклинория (Франко-Бельгийский бассейн): Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. 40 с.
11. Колесов Е.В. Новые данные по палеомагнетизму девонских отложений Приколымского поднятия (Северо-Восток России) // Палеомагнитные и магнитные исследования горных пород на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 13–24.
12. Колесов Е.В. Палеомагнетизм верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований Приколымского поднятия (Северо-Восток России) // Палеомагнитные и магнитные исследования горных пород на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 4–12.
13. Колесов Е.В. Палеомагнетизм палеозоя некоторых тектонических структур Северо-Востока России // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 148–185.
14. Корень Т.Н., Соболевская Р.Ф. Зональное расчленение пограничных ордовикско-силурийских отложений Омулёвских гор по граптолитам // Путеводитель экскурсии в Омулёвские горы. Тур VIII. Магадан: Магаданское книжн. изд-во, 1979. С. 42–43.
15. Кравчинский А.Я. Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов. Новосибирск: СО АН СССР, 1979. 259 с.
16. Ложкина Н.В., Кашик Д.С., Миклухо-Маклай О.А. Петромагнитная и палеомагнитная характеристики опорного разреза перми по руч. Водопадному // Опорный разрез перми Омолонского массива / Отв. ред. Д.С. Кашик. Л.: Наука, 1990. С. 155–165.
17. Минюк П.С., Колесов Е.В., Стоун Д., Иванов Ю.Ю. Предварительные результаты палеомагнитных исследований палеозойских отложений Омулёвского поднятия (Северо-Восток России) // Палеомагнитные и магнитные исследования горных пород на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 31–40.
18. Молостовский Э.А., Певзнер М.А., Печерский Д.М. и др. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля // Геомагнитные исследования. 1976. № 17. С. 45–52.
19. Молостовский Э.А. Стратиграфические аспекты палеомагнетизма // БМОИП. Отдел геол., 1985. Т. 60, вып. 5. С. 118–131.
20. Молостовский Э.А. Некоторые аспекты магнитостратиграфической корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 23–29.
21. Москаленко Т.А. Зональное распределение конодонтов в среднем и верхнем ордовике Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1994. № 4. С. 36–43.
22. Мурашов Л.Г., Мокин Ю.И. Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген // Геология Свальбарда. Л.: Изд-во НИИГА, 1976. С. 78–91.
23. Палеомагнетизм палеозоя / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др. Л.: Недра, 1974. 236 с.
24. Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.
25. Печерский Д.М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристики опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970. С. 58–99. (Тр. СВКНИИ, вып. 37).
26. Погарская И.А., Гуревич Е.Л. Палеомагнетизм девонских пород Шпицбергена // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 6–18.
27. Путеводитель экскурсии в Омулёвские горы. Тур VIII. XIV ТНК, Хабаровск, 1979. Магадан: Кн. изд-во, 1979. 103 с.
28. Родионов В.П., Сидорова Э.П. Палеомагнитное изучение разрезов верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура юга Сибирской платформы // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л.: ВНИГРИ, 1963. С. 50–68.
29. Родионов В.П., Осипова Э.П. Региональная палеомагнитная шкала нижнего палеозоя Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 65–76.
30. Сводный путеводитель экскурсий 067, 069, 075 // 27-й МК. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1984. 159 с.
31. Симаков К.В., Шевченко В.М. Кедонская серия: объем, состав, время и условия формирования // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 189–233.
32. Симаков К.В. Критерии и методы определения границы девона и карбона. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
33. Стратиграфический кодекс СССР. Второе издание. Проект. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 56 с.
34. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы / Отв. ред. Б.С. Соколов, Ю.И. Тесаков. Новосибирск: Наука, 1975. 254 с.
35. Тесаков Ю.И. Верхний ордовик и силур Сибирской платформы // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. С. 53–67.
36. Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН (филиал "ГЕО"), 2000. 403 с.
37. Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.
38. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л.: Недра, 1967. 252 с.

39. Храмов А.Н., Печерский Д.М., Молостовский Э.А. и др. Палеомагнитная шкала палеозоя и мезозоя СССР // Магнитостратиграфия и геодинамика. М.: Радио и связь, 1981. С. 38–51.
40. Храмов А.Н. Палеомагнетизм и проблемы аккреционной тектоники северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 141–153.
41. Храмов А.Н., Шкатова В.К. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя. Приложение 9 // Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 24–45.
42. Черников А.П. Палеомагнитный разрез раннего и среднего палеозоя Южного Тянь-Шаня // Тезисы докладов на III Всесоюзном съезде по геомагнетизму. Киев, 1986. С. 210–211.
43. Шевлягин Е.В., Портнова Г.В., Аминова Г.Х. Корреляция палеомагнитного и биостратиграфического разрезов девона Северного Кавказа // Магнитные свойства горных пород и минералов. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 69–73.
44. Groos-Uffenorde H., Uffenorde H. Zur Mikrofauna im hohsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon im nordlich Sauerland (Conodonta, Ostracoda, Rheinische Schiefergebirge). Wiesbaden: Notizbl. Hess. Landesamt. Bodenforsch. 1974. Bd. 102. S. 58–87.
45. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic time scale 1989. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.
46. Ji Q., Wei J., Wang Z. et al. The Dapoushang section –an excellent section for the Devonian-Carboniferous boundary stratotype in China. Science Press, Beijing. 1989. 15 p.
47. Kirshvink J.L. The last-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
48. Kolesov Ye.V., Stone D. Paleomagnetic paleolatitudes for Upper Devonian rocks of the Omolon massif, northeast Russia // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses / Miller E.L., Grautz A., Klemperer S.L., Eds.: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. Sp. Pap. 360, 2002. P. 243–257.
49. Liu H., Bai Zh., Wang H., Yaskawa K. Search for the geomagnetic reversal near the Devonian-Carboniferous boundary // J. Geomagn. and Geoelec. 1991. V. 43, N. 9. P. 755–764.
50. McElhinny M.W., McFadden P.L. Palaeomagnetism: Continents and Oceans. Academic Press. // Int. Geophys. Ser. 1999. V. 73. 386 p.
51. Opdyke N.D., Channell J.E.T. Magnetic stratigraphy. Academic Press. // Int. Geophys. Ser. 1996. V. 64. 346 p.
52. Paproth E., Streel M. Guidebook Devonian-Carboniferous transitional beds of the northern “Rheinsches Schiefergebirge”. Liege. 1982. 63 p.
53. Simakov K.V., Bless M.J.M., Bouchaert J. et al. Upper Famennian and Tournaisian deposits of the Omolon region (NE-USSR) // Ann. Soc. geol. Belgique. 1983. V. 106. P. 335–399.

Поступила в редакцию 21 июня 2005 г.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

Ye. V. Kolesov

Summary magnetostratigraphic scale of the Paleozoic in northeastern Russia

This paper summarizes for the first time the results of paleomagnetic investigations of many years (1976-2000) of Paleozoic assemblages which are widely developed in northeastern Russia. Most of the studied sections are rich in the remains of various organisms (coral, foraminifera, ostracod, brachiopod, trilobite, graptolite, and conodontoforide). Some of these sections are regional stratotypes and parastratotypes of the boundaries of systems, sections, stages, and also of the suites distinguished there. More than 100 exposures located in the four subregions of the north-eastern part (Omulyovka and Prikolyima uplifts, Oloi zone of the Alazeya-Oloi eugeosyncline system, and the north-eastern margin of the Omolon massif) have been studied. They occupy the age interval from Ordovician up to Permian inclusive. After a thorough laboratory study, only 33 outcrops proved suitable for magnetostratigraphic constructions. On their basis, summary magnetetostratigraphic sections were constructed for each of the above mentioned subregions. Then, based on biomagnetostratigraphic evidence, these sections were compared with each other, which resulted in the summary magnetostratigraphic scale of the Paleozoic of northeastern Russia. This scale is compared with the General stratigraphic scale (GSS), General magnetostratigraphic scale of polarity (GSSP), and the scale of isotopic age. Based on this scale, one can make division and correlation of Paleozoic assemblages in northeastern Russia, and also conduct similar procedures with coeval deposits from other regions of Russia and elsewhere in the world. This scale is also suggested to be used for age determination of rocks in the sections where paleontological characteristics are not sufficiently informative for these experiments. One of the pluses of this scale is a possibility to specify and add the General magnetostratigraphic scale of polarity (MSSP).

Key words: Paleozoic, magnetostratigraphy, magnetic zones, General magnetostratigraphic scale, General magnetostratigraphic scale of polarity, northeastern Russia.

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КУЮЛЬСКОГО ХРЕБТА
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОРЯКИЯ)**

Е.Е. Чернов, Д.В. Коваленко*, Г.В. Леднева***

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

***Геологический институт РАН, г. Москва*

Проведены палеомагнитные исследования геологических комплексов Куюльского хребта (Центральная Корякия). Естественная остаточная намагниченность пород включает 3 компонента. Относительно низкотемпературная компонента А – «послескладчатая». Высокотемпературные компоненты В и С, возможно, являются «доскладчатыми» и формировались одновременно с породами. Если компоненты намагниченности В и С первичны, то исследованные комплексы офиолитовой ассоциации формировались на приэкваториальных широтах. Оси спрединга были ориентированы субширотно. Коллизия исследованных комплексов с материком, возможно, протекала со сдвиговой компонентой, либо указанные комплексы претерпели несколько этапов деформаций, приведших к формированию складок с наклонными или субвертикальными шарнирами. Петромагнитные исследования показали, что первичные магнитные минералы офиолитов практически полностью уничтожены процессами окисления пород. Возможно, образование хемогенного магнетита при окислительных процессах привело к перемагничиванию пород Куюльского хребта после их деформаций. Но нельзя исключать и термовязкое перемагничивание толщ.

Ключевые слова: палеомагнетизм, петромагнитные характеристики, офиолиты, мезозой, Куюльский хребет, Корякия.

ВВЕДЕНИЕ

Геологические толщи Куюльского хребта, расположенного в Центральной Корякии, являются элементом активной континентальной окраины Евразии. Она характеризуется аккреционной структурой, сформированной в результате тектонического совмещения различных геологических блоков, перемещавшихся с Тихоокеанскими литосферными плитами. Возраст структуры континентальной окраины закономерно омолаживается в сторону океана. В настоящее время детальные палеомагнитные и петромагнитные исследования проведены для наиболее молодых, позднемеловых и кайнозойских структур северо-востока Евразии (Олюторская тектоническая зона и Камчатка) [8, 9, 11, 22]. В результате были оценены широты формирования блоков пород, участвующих в структуре континентальной окраины, скорость их перемещения, последовательность и время их тектонического совмещения с материком. Было выявлено широкое распространение перемагниченных пород и исследованы причины перемагничивания. Для более древних структур палеомагнитные данные пока

очень фрагментарны. Палеомагнитные исследования проведены на п-ве Тайгонос [2, 3], восточной части центральной Корякии (Майницкая и Эконайская зона) [26] и для восточного побережья Пенжинской губы [29]. Было установлено, что в основном все исследованные толщи перемагничены. В работе [10] приводятся исследования причин перемагничивания разновозрастных толщ Тайгоносского полуострова. В единичных образцах из триас-юрских и раннемеловых толщ была выделена доскладчатая намагниченность и рассчитаны палеошироты их формирования. Оказалось, что триасовые, юрские и раннемеловые комплексы Корякии и п-ва Тайгонос были сформированы на приэкваториальных широтах или несколько севернее и испытали значительно большие перемещения до совмещения с материком, чем позднемеловые и кайнозойские. В данной статье приводятся новые палеомагнитные и петромагнитные данные по мезозойским офиолитам Куюльского хребта Центральной Корякии, дополняющие результаты перечисленных выше исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУЮЛЬСКОГО ХРЕБТА

Исследования, результаты которых излагаются в данной статье, были проведены в Центральной Корякии, на Куюльском хребте в бассейнах рек Ганкуваям и Гальмоваям (рис. 1). В этих районах обнажаются комплексы пород, рассматриваемые геологами как офиолитовая ассоциация [13, 18, 20, 23].

Ультраосновные породы представлены двумя типами перидотитов [18, 20]. Разрезы первого типа сложены однородными, интенсивно серпентинизированными перидотитами (апогарцбургитовыми серпентинитами, по [13, 18, 20]). Эти перидотиты прорваны маломощными дайками вебстеритов, клинопироксенитов и пегматоидных амфибол-плагиоклазовых пород. Для разрезов второго типа характерно макроритмичное строение. Строение каждого макроритма определяется чередованием (а) массивных, как правило, клинопироксеносодержащих перидотитов и (б) зон тонкой ритмичной расслоенности ультрамафитов. Массивные перидотиты – в различной степени серпентинизированные породы, содержащие полудайки гигантозернистых клинопироксенитов и дайки различной мощности (от 30–40 см до 5–10 м) среднезернистых мезократовых габбро, пегматоидных амфибол-плагиоклазовых пород и плагиоаплитов. Зоны тонкой ритмичной расслоенности представлены чередованием микропрослоев (до 5 см мощности) дунитов, верлитов и иногда оливинных клинопироксенитов. В работе [31] высказывается мнение, что гипербазиты могли быть сформированы в надсубдукционных условиях.

Расслоенный комплекс сложен дунитами, клинопироксеновыми дунитами и верлитами кумулятивного облика и иногда хромититами. Мощность прослоев составляет от 1–2 до 10–15 метров.

Комплекс габбро–кварцевых диоритов, слагающий самостоятельные тектонические пластины, включает (а) тонкорасслоенные габброиды (чередование прослоев среднезернистых мезократовых габбро и оливинных габбро мощностью от 1–2 см до 3–5 м), (б) массивные среднезернистые мезократовые габбро, (в) тонкорасслоенные кварцевые диориты и аплиты, (г) кварцевые диориты. Среднезернистые мезократовые габбро (далее габбро I фазы внедрения) прорваны дайками пегматоидных амфибол-плагиоклазовых пород (далее габброиды II фазы внедрения). Последние в свою очередь содержат ксенолиты массивных среднезернистых габбро. Кварцевые диориты содержат ксенолиты полностью серпентинизированных перидотитов. Практически на всей исследованной площади залегание толщ комп-

лекса характеризуются близкими простираниями и крутыми углами падения.

Плагиограниты были установлены в нескольких структурных позициях. Они слагают (а) самостоятельные тектонические пластины, (б) дайки, прорывающие массивные и тонкорасслоенные перидотиты, габброиды I и II фаз внедрения, и (в) тело на границе с породами дайкового комплекса. Плагиограниты, прорывающие перидотиты, обнаруживают как закалочные, так и реакционные контакты. В работах [12, 31] предполагается, что плагиограниты сформировались в островодужной обстановке.

Вулканогенно-дайковый комплекс представлен субвулканическими породами, среди которых преобладают долериты и в подчиненном количестве установлены диориты и афировые базальты с шаровой отдельностью. В отдельных местах видно, что диабазы и долериты представляют собой параллельные дайки с четкими закалочными контактами. Толщи разбиты на блоки. Залегание даек в блоках (там, где оно видно) близко к вертикальному. По мнению авторов работы [20], дайки были сформированы в спрединговом океаническом бассейне. В статье [31] было показано, что в комплексе присутствуют разные генерации даек. Более древние из них имеют толеитовый тренд дифференциации (СОХ или океанические вулканические острова), более молодой – известково-щелочной островодужного типа (хребет вошел в зону субдукции). Эффузивы, пространственно приуроченные к дайковому комплексу, сопоставимы по составу с породами дайкового комплекса [20, 31]. Среди толщ комплекса присутствуют тектонические брекчии, обломки в которых представлены диабазами. Иногда в брекчиях на контакте с дайками наблюдаются зоны обжига.

Вулканогенно-кремнистый комплекс (кинги-веемский тип, по [7]) сложен сургучно-красными яшмами, серыми кремнями, туфосилицитами, аргиллитами и афировыми базальтами с шаровой отдельностью. Комплекс в разной степени дислоцирован и разбит на блоки. Яшмы и кремни смяты в сложные изоклинальные складки, базальтовые толщи – в более простые. Эффузивы комплекса по геохимическим свойствам рассматриваются как океанические (N-MORB). В работе [31] отмечается, что в других районах Куюльского хребта закартированы вулканогенные толщи с внутриплитными характеристиками.

Офиолитокластовые осадочные брекчии встречаются, в основном, в виде небольших блоков в зонах серпентинитового меланжа и включают обломки габбро и диабазов, реже ультраосновных пород.

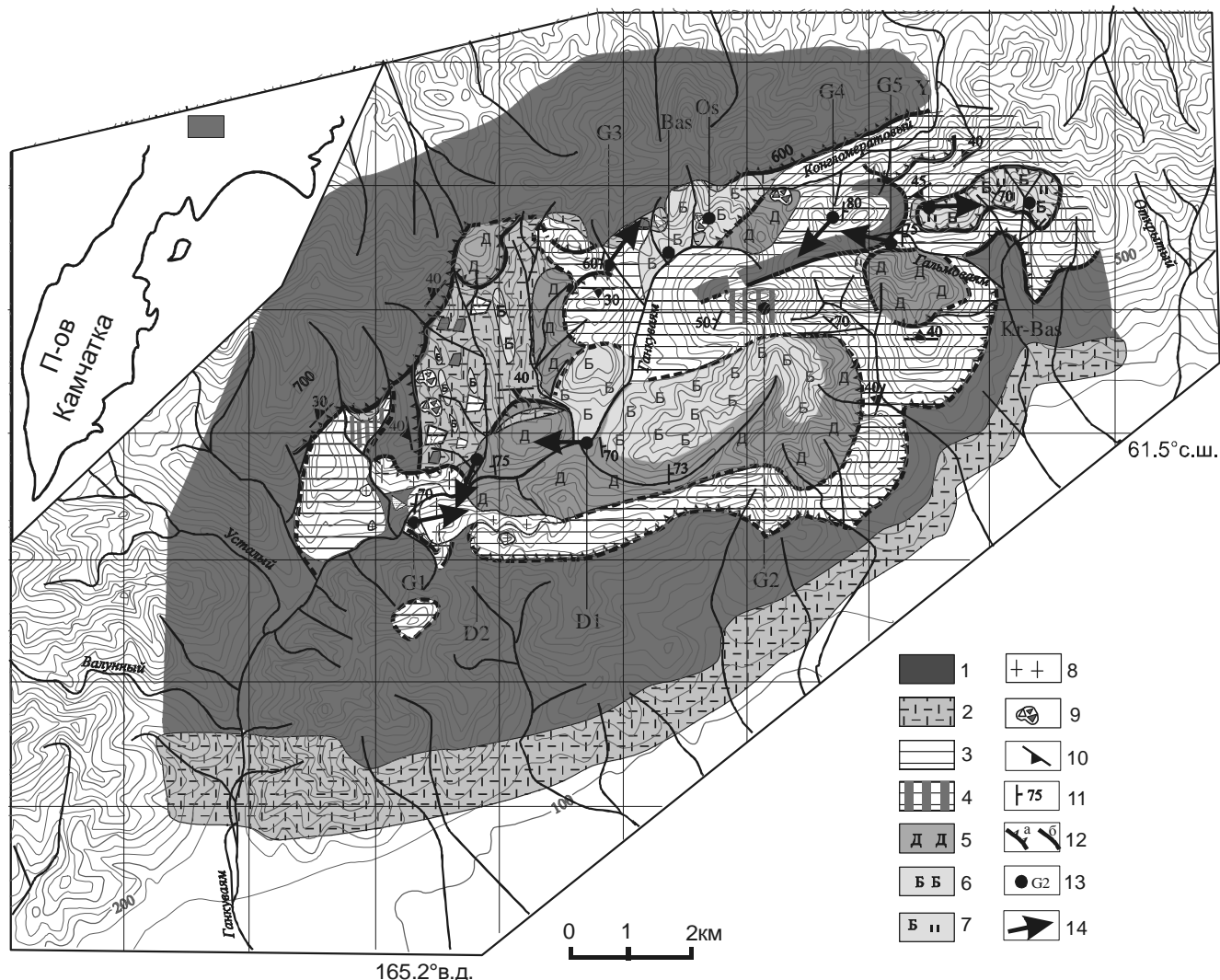


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Куьюльского хребта. На врезке серым прямоугольником показан район работ.

1 – ультраосновные породы; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – лейкократовое и меланократовое габбро; 4 – габбро и ультраосновные породы; 5 – диабазы; 6 – основные лавы и диабазы; 7 – лавы базальтов и яшмы; 8 – плагиограниты; 9 – офиолитокластовые брекчии; 10 – ориентировка плоскостей сместителя; 11 – элементы залегания пород; 12 – разрывные нарушения: надвиги (а) и субвертикальные (б); 13 – места отбора палеомагнитных проб; 14 – склонения намагниченности.

В целом, по мнению [31], офиолиты, участвующие в геологическом строении бассейна р.Ганкува-ям, являются надсубдукционными, подобными офиолитам Троодоса.

Данных о возрасте пород немного. Для габброидов имеется датировка абсолютного возраста (K/Ar) – 115–121 млн лет. Близкие датировки получены этим же методом для перидотитов (112–132 млн лет) [1] и аповулканических метаморфических пород, изученных в других районах Куьюльского хребта – 82–102, 133–145 млн лет [1]. По-мнению авторов статьи [31], эти датировки, скорее всего, фиксируют время текто-

нического совмещения исследованных комплексов. Возраст цирконов из плагиогранитов соответствует 280–290 млн лет (устное сообщение Л.В. Сумина, ссылка на него в [31]). Возраст яшм и кремней из кремнисто-вулканогенного комплекса по радиоляриям соответствует поздней юре (бат-келловой, титон [5, 7]). В работе [31] на Куьюльском хребте помимо позднеюрских толщ выделяются кингивеевские толщи позднетриас-байосского возраста.

Геологическая структура изученных районов, исследованная нами с использованием материалов работ [20, 31], показана на рис. 1. Она характеризу-

ется покровно-складчатым строением. Взаимоотношения всех выявленных фрагментов офиолитовой ассоциации – тектонические. Разрывные нарушения проявлены в виде зон дробления или зон серпентинитового меланжа. Толщи вулканогенно-кремнистого комплекса деформированы в мелкие изоклинальные складки, в остальных комплексах в основном фиксируется блоковое строение, складчатые структуры неотчетливы. Вергентность главных разрывных и складчатых элементов структуры юго-восточная, но встречаются и надвиги обратной вергентности. Время формирования структуры пока не определено, но она уже была сформирована к позднему мелу [31], а первые фазы деформаций, по-видимому, отражены в формировании осадочных офиолитокластовых брекчий.

Образцы для палеомагнитных исследований были отобраны практически из всех комплексов пород, обнажающихся в исследованных районах, где отчетливо устанавливается залегание пород (рис. 1). Из комплекса габбро–кварцевых диоритов были отобраны 106 образцов габбро и более кислых пород из тонко расслоенных габброидов, кварцевых диоритов и аплитов из 5 геологических разрезов G1–G5, многие из которых разбиты на блоки (в табл. 1 G1-1, G1-2; G3-1, G3-2, G3-3 обозначают блоки из разрезов G1, G3, соответственно). Из вулканогенно-дайкового комплекса были отобраны 37 образцов из закалочных и внутренних частей диабазовых и долеритовых даек из 2 разрезов – D1 и D2 – и 5 образцов из разреза базальтов (Bas). Из вулканогенно-кремнистого комплекса опробован 1 разрез красных яшм (Y) – 52 образца (разбит на 4 блока – Y1–Y4) и 1 разрез (Kr-Bas), сложенный чередующимися потоками базальтов и пачек кремней (12 образцов кремней, 7 образцов базальтов). 20 образцов были отобраны из тонкообломочных офиолитокластовых брекчий (Os).

МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНОЙ ОБРАБОТКИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОБРАЗЦОВ

Обработка палеомагнитных образцов проводилась в палеомагнитной лаборатории ИГЕМ РАН. Из каждого образца выпиливалось по 2 кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке в интервале температур 20–660° С. Термочистка проходила в печи, защищенной пермалловыми экранами, позволяющими компенсировать магнитное поле Земли до 4–5 нанотесла. Верхняя граница чистки определялась появлением магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Появление магнит-

ных новообразований в процессе температурной чистки определялось по резкому увеличению величины намагниченности кубика и по тому, что направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву начало меняться хаотически. Для большинства кубиков проводилось 12–15 нагревов.

Измерение величины и направления остаточной намагниченности образцов проводилось на магнитометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [32], проводился компонентный анализ намагниченности [30] и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере. Для каждого образца по двум кубикам рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка направлений намагниченности образца производилась в тех случаях, когда диаграмма Зийдервельда не позволяла выделить компоненты (хаотическое распределение направлений намагниченности от нагрева к нагреву), либо когда среднее направление компоненты, рассчитанное по двум кубикам, имеет кучность меньше 10.

Направления выделенных компонент намагниченности образцов анализировались на сфере для каждого тектонического блока отдельно, а также совместно по всем опробованным блокам из каждого разреза исследованных комплексов пород в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат [21].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Естественная остаточная намагниченность образцов пород Куюльского хребта очень сложна. Во многих образцах она включает 2–3, иногда больше магнитных компонент. В породах **габбро-диоритового комплекса** относительно надежно выделяются 3 магнитные компоненты. Близкие по направлению векторы намагниченности компоненты (А) выделяются практически во всех образцах. В некоторых из них эта компонента единственная и сохраняется во всем температурном интервале магнитной чистки (от 20 до 550–580°С) (рис. 2, обр.94а). В образцах, где присутствуют несколько компонент намагниченности, компонента А наиболее низкотемпературная и выделяется в интервале температур от 20 до 350–540°С (рис. 2). Компонента В либо наиболее высокотемпературная (интервал температур 520–600°С) (например, обр.43В на рис. 2), либо среднетемпературная (350–520°С), если в этих образцах выделяется более высокотемпературная компонента С (рис. 2, обр.43А, 45А, 45В). Компонента С наиболее высокотемпературная (520–580°С). Компоненты намагни-

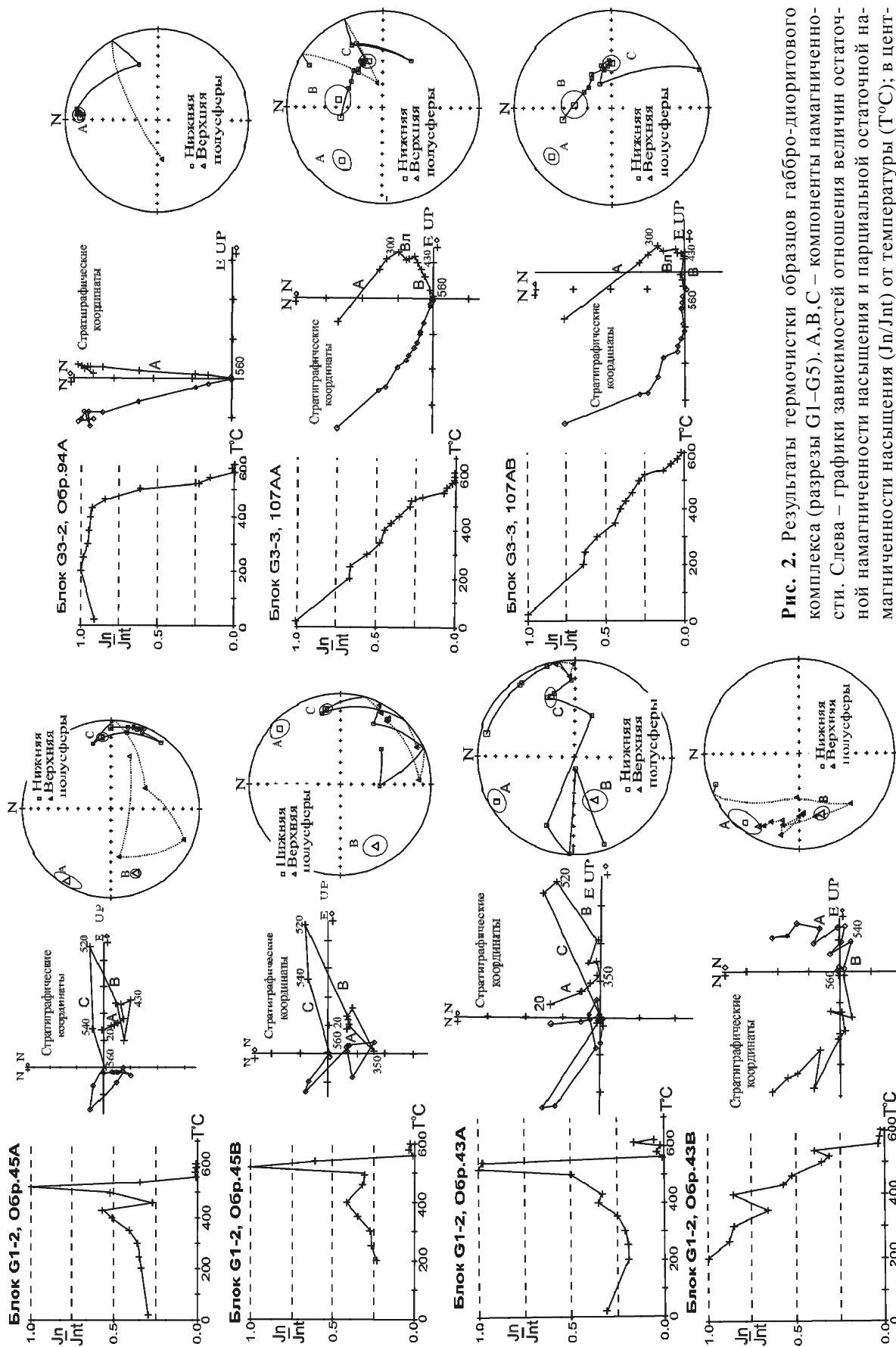


Рис. 2. Результаты термочистки образцов габбро-диоритового комплекса (разрезы G1–G5). А, В, С – компоненты намагниченности. Слева – графики зависимости отношения величин остаточной намагниченности насыщения (Jn/Jnt) от температуры (T°C); в центре – диаграммы Зейдверelda; справа – распределение направлений Jnt и компонент намагниченности на сфере.

ченности В и С выделяются в небольшом количестве образцов, их векторы резко отличаются от направлений компоненты А и приблизительно противоположны друг другу. За счет этого на кривых зависимости $J_n/J_{nt} - T$ (отношение величин естественной остаточной намагниченности до начала чистки и после каждого шага чистки от температуры) в интервале температур, где уничтожается компонента В, наблюдается рост величины отношения J_n/J_{nt} (рис. 2). В блоке G1 компонента В выделена в 5, а компонента С – в 7 образцах; в блоке G2 компоненты В и С выделены, соответственно, в 13 и 4 образцах; в блоке G3 компонента В выделена в 9 образцах; в G4 – компонента В

– в 4, компонента С в 5 образцах и в блоке G5 помимо компоненты А в 4 образцах выделяется компонента намагниченности В (табл. 1). В двух образцах блока G3, по-видимому, выделяется ложная компонента намагниченности Вл (рис. 2, обр.107АА и 107АВ). Судя по ее направлению, она может являться векторной суммой компонент А и В, если спектры блокирующих температур этих компонент перекрываются. Компоненты Вл были отбракованы. Подчеркнем, что направления компонент В в других блоках таковы, что эти компоненты не могут быть суммой компонент А и С ни в каких пропорциях, а являются самостоятельными компонентами (рис. 2). Распреде-

Таблица 1.

Разрез, блок	Компонента	N	Dc	Ic	Kc	$\alpha 95c$	Dд	Iд	Kд	$\alpha 95д$
Габбро-диоритовый комплекс										
G1-1	A	11	261	39	20	9.3	268	-20	20	9.3
G1-2	A	6	306	59	5	25	313	-9	5	25
	B	5	249	3.4	12	18	242	-11	10	19.5
	C	7	75	-18	24	11	77	15	23	11.1
G2	A				Не рассчитывалась					
	B				Не рассчитывалась					
	C	4	167	26	120	6	194	70	66	9
G3-1	A	8	13	36	74	5.8	352	11	67	6
G3-2	A	5	31	38	30	11	360	23	14	17
G3-3	A	12	43	51	14	10.6	344	34	18	9.6
	B	9	61	5.5	15	12	42	30	15	12
	Впр	9	67	33	17	11				
G4	В деф	9					30	30	13	13
	A				Не рассчитывалась					
	B	4	38	34	4	34	61	-28	6	28
G5	C	5	232	-30	13	17	238	24	13	17
	A				Не рассчитывалась					
	B	4	285	-35	24	14	285	44	29	13
Вулканогенно-дайкивый комплекс										
Диабазы и долериты параллельных даек										
D1	A	15	353	67	9	11.8	317	65	9.5	11.8
	B	7	90	-44	114	15.7	87	-28	10.7	16.2
D2	A	6	357	61	13	16	6	60	13	16
	B	9	42	-37	21	10	40	-42	21	10
Базальты										
Bas	A	5	17.4	46	9	21	25	-24	9	21
Кремнисто-вулканогенный комплекс										
Кремни и базальты										
Kr-Bas	A	16	38	70	37	5.8	339	14	7	13.2
Яшмы										
Y-1	A	22	1	21	27	5.8	11	18	8	10.6
	B	6	68	53	10	18	80	32	5	25
	В пр	6	132	41	10	18				
Y-2	В деф	6					97	32	4	28
	A	4	358	-18	78	8	5	39	78	8
	A	15	3	24	39	6	21	45	16	9
Y-4	A	5	351	22	18	15	353	55	21	13
Офиолитокластовые осадки										
Os	A	14	33	65	9	14	109	36	2	26

Примечание. N – число образцов, участвующих в расчетах, Dc, Ic, Kc, $\alpha 95c$ – среднее склонение намагниченности, среднее наклонение намагниченности, кучность и радиус круга доверия для палеомагнитного направления в ССК; Dд, Iд, Kд, $\alpha 95д$ – те же параметры в ДСК. Остальные обозначения см. в тексте.

ления компонент намагниченности А, В и С на сфере показано на рисунке 3. В основном, они образуют достаточно четкие группы, но в блоке G2 компоненты А и В распределены по дугам больших кругов, а компонента А блока G4 распределена хаотически.

В образцах базальтов из **вулканогенно-дайкового комплекса** в интервале температур от 20 до 600°C выделяется одна компонента намагниченности (рис. 4, обр.50), в диабазах и долеритах параллельных даек – две. В одном блоке компонента А либо единственная, либо более низкотемпературная (рис. 5). Компонента В всегда наиболее высокотемпературная (рис. 5) и выделяется в интервале температур от 400 до 580°C. В другом блоке в область распределения компонента В, выделенной на двухкомпонентных диаграммах Зийдверельда совместно с компонентной А, попадает часть векторов намагниченности, рассчитанных на однокомпонентных диаграммах (далее они тоже будут называться В). В обоих опробованных блоках векторы намагниченности формируют хорошо выраженные группы (рис. 5, 6).

В кремнях, яшмах и базальтах **кремнисто-вулканогенного комплекса** в большинстве образцов выделяется только одна компонента – А. В одном блоке, сложенном яшмами, в единичных образцах выявляется еще одна компонента (В), которая всегда более высокотемпературная (рис. 4, обр.166А, 166Б, рис. 7). В **офиолитокластовых осадочных породах** выделяется только одна компонента (А) (рис. 4, обр. 09А, рис. 7).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЫДЕЛЕННЫХ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Средние направления всех выделенных в исследованных породах компонент намагниченности приведены в таблице 1. Распределения направлений компоненты намагниченности А на сфере показаны на рисунке 8А. По-видимому, она является наиболее поздней вторичной компонентой. Во всех изученных породах она является наиболее низкотемпературной. Для некоторых разрезов параллельных даек, офиолитокластовых осадков, а также ряда разрезов кремнисто-вулканогенного и габбро-диоритового комплексов векторы этой компоненты группируются около направления современного поля Земли в районе Куюльского хребта, а также около направлений магнитного поля, рассчитанных для координат Куюльского хребта из позднемеловых и кайнозойских палеомагнитных полюсов Евразии и Северной Америки [24]) (ниже – направления перемещения). Для других разрезов этих же комплексов направления компоненты А в разной степе-

ни смещены от направлений перемещения вдоль меридиана (рис. 8А). Наиболее сильно отличаются от направлений перемещения векторы компоненты А для четырех блоков яшм (У1–У4) и нескольких блоков из разрезов габбро-диоритового комплекса. Кроме того, векторы компоненты А для этих блоков не совпадают друг с другом как в ССК, так и в ДСК. Можно предположить, что показанное выше распределение векторов компоненты намагниченности А связано с деформациями исследованных блоков после формирования компоненты намагниченности А. По-видимому, этот этап деформаций привел к наклону исследованных блоков на разные углы против часовой стрелки вокруг горизонтальной оси, протягивающейся с запада на восток.

Компоненты В и С выделяются в единичных образцах в отдельных блоках практически во всех комплексах пород (табл. 1, рис. 8Б, 8В). В габбро-диоритовом комплексе направления компоненты В в разных блоках отличаются по склонению, но близки по наклону в ССК и в ДСК. В трех блоках была выделена компонента С. В двух из них направления компоненты С близки по наклонениям в ДСК и противоположно направлены компоненте В, а в одном блоке (G2 – 4 образца) направление компоненты С характеризуется другим наклонением. Учитывая, что в этом блоке компоненты А и В не образуют отчетливых групп, а распределены по расплывчатым дугам больших кругов (рис. 3), мы считаем, что сгруппированность четырех векторов компоненты С тоже случайна и это направление отбраковано. Направления компоненты В в двух блоках вулканогенно-дайкового комплекса близки по наклонениям в ДСК и ССК в силу их слабой деформированности, в ДСК наклонения этой компоненты не отличаются статистически от наклонений компонент В и С блоков габбро-диоритового комплекса. Тем не менее, отметим, что направления выделенной компоненты намагниченности В могут быть искажены, если блоки пород вулканогенно-дайкового комплекса претерпели вращения в плоскости даек. Среднее направление компоненты В в одном блоке яшм кремнисто-вулканогенного комплекса характеризуется приблизительно таким же наклонением в ДСК, но характеризуется большим кругом доверия.

Как уже показывалось выше, отличия направлений компоненты А в блоках пород исследованных комплексов от направлений перемещения могут быть связаны с деформациями этих блоков после формирования компоненты А. Вектор компоненты А в блоке G3 в ССК отклонен от направления современного поля (предполагаемого поля перемещения

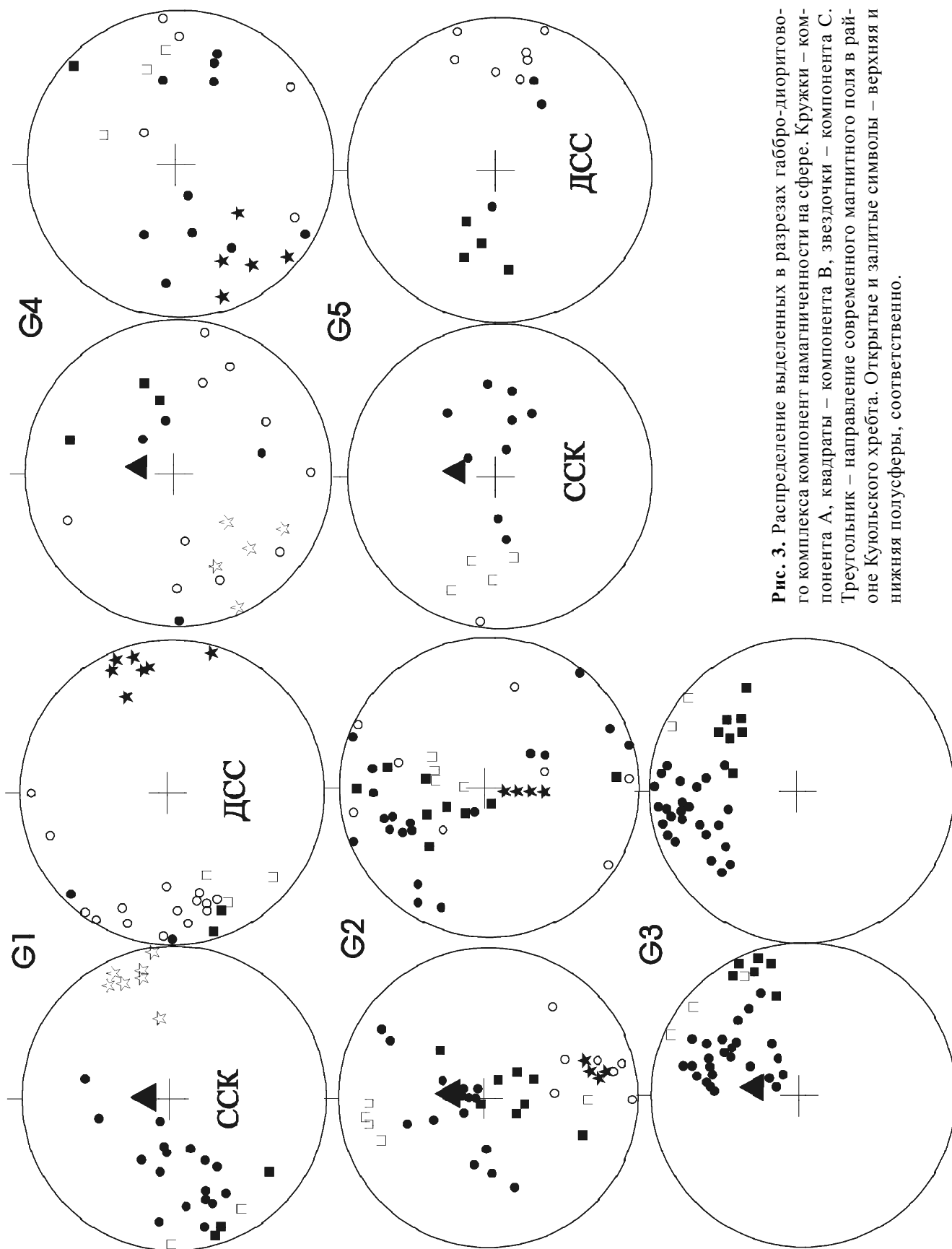


Рис. 3. Распределение выделенных в разрезах габро-диоритового комплекса компонент намагниченности на сфере. Круги – компонент А, квадраты – компонент В, звездочки – компонент С. Треугольник – направление современного магнитного поля в районе Куюльского хребта. Открытые и заштрихованные символы – верхняя и нижняя полусферы, соответственно.

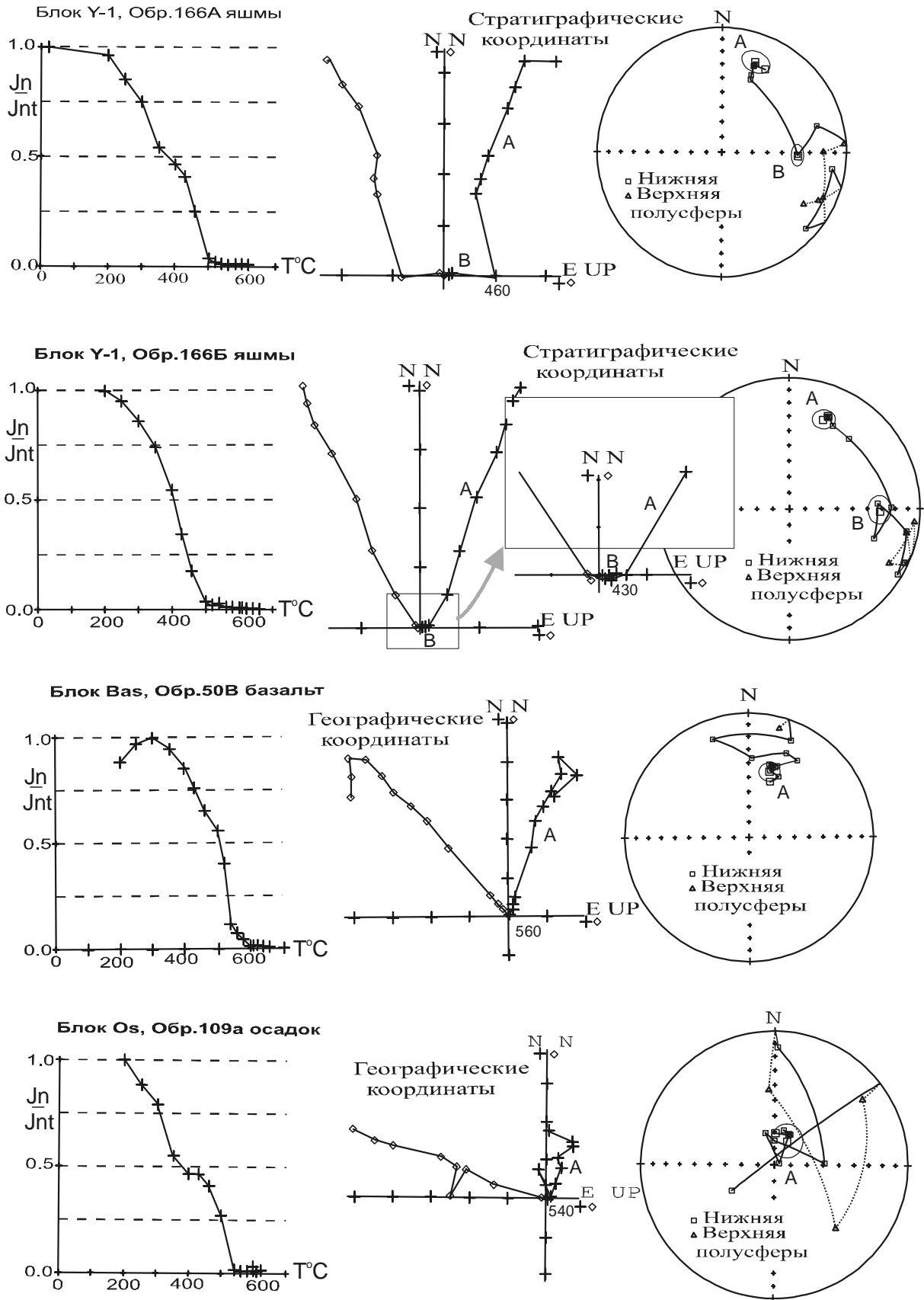


Рис. 4. Результаты термочистки образцов кремнисто-вулканогенного (разрез Y), вулканогенно-дайкиового (разрез Vas) комплексов и офиолитокластовых осадков (Os). Объяснения см. на рис.2.

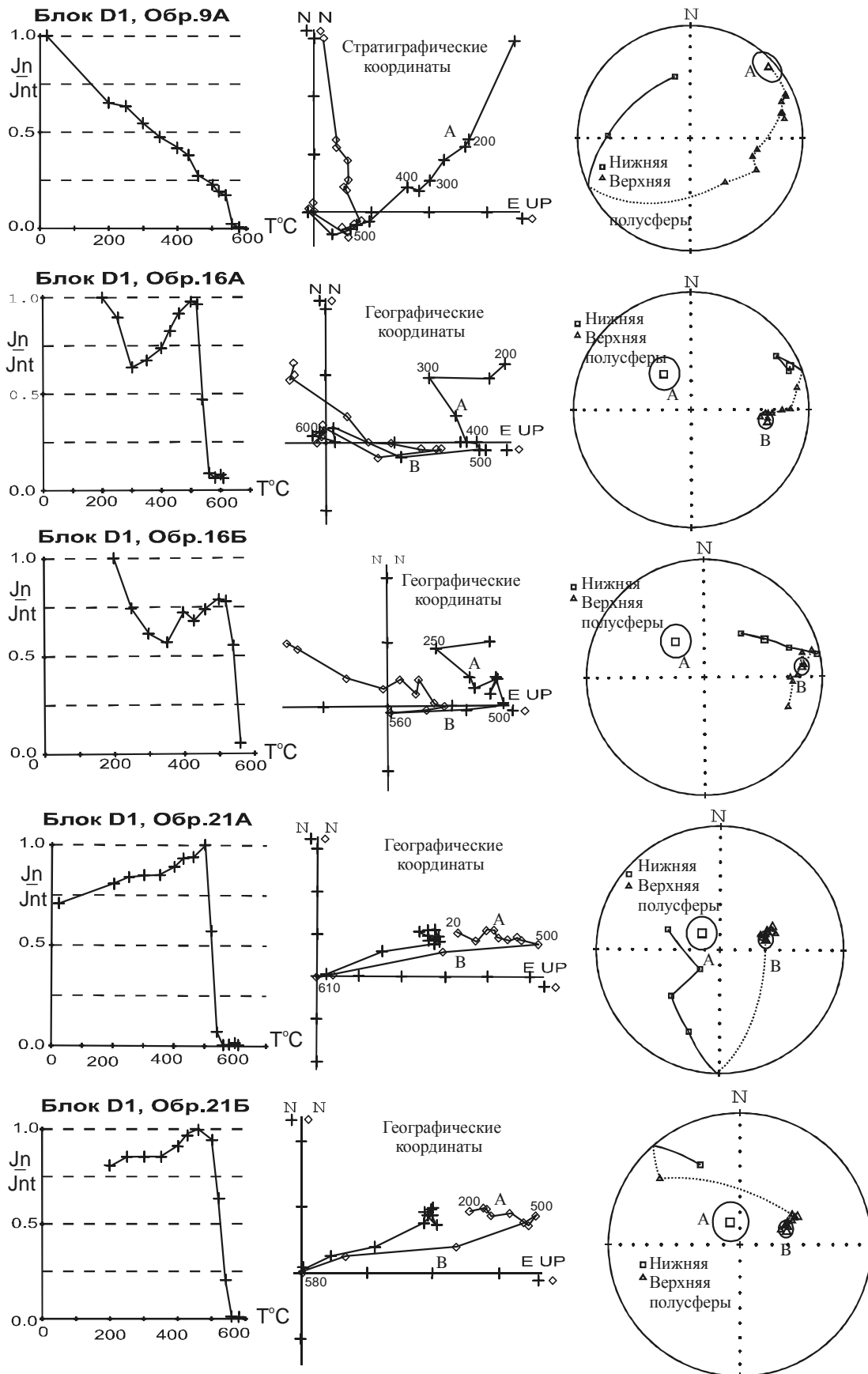


Рис. 5. Результаты термочистки образцов вулканогенно-дайкивого комплекса. Объяснения см. на рис.2.

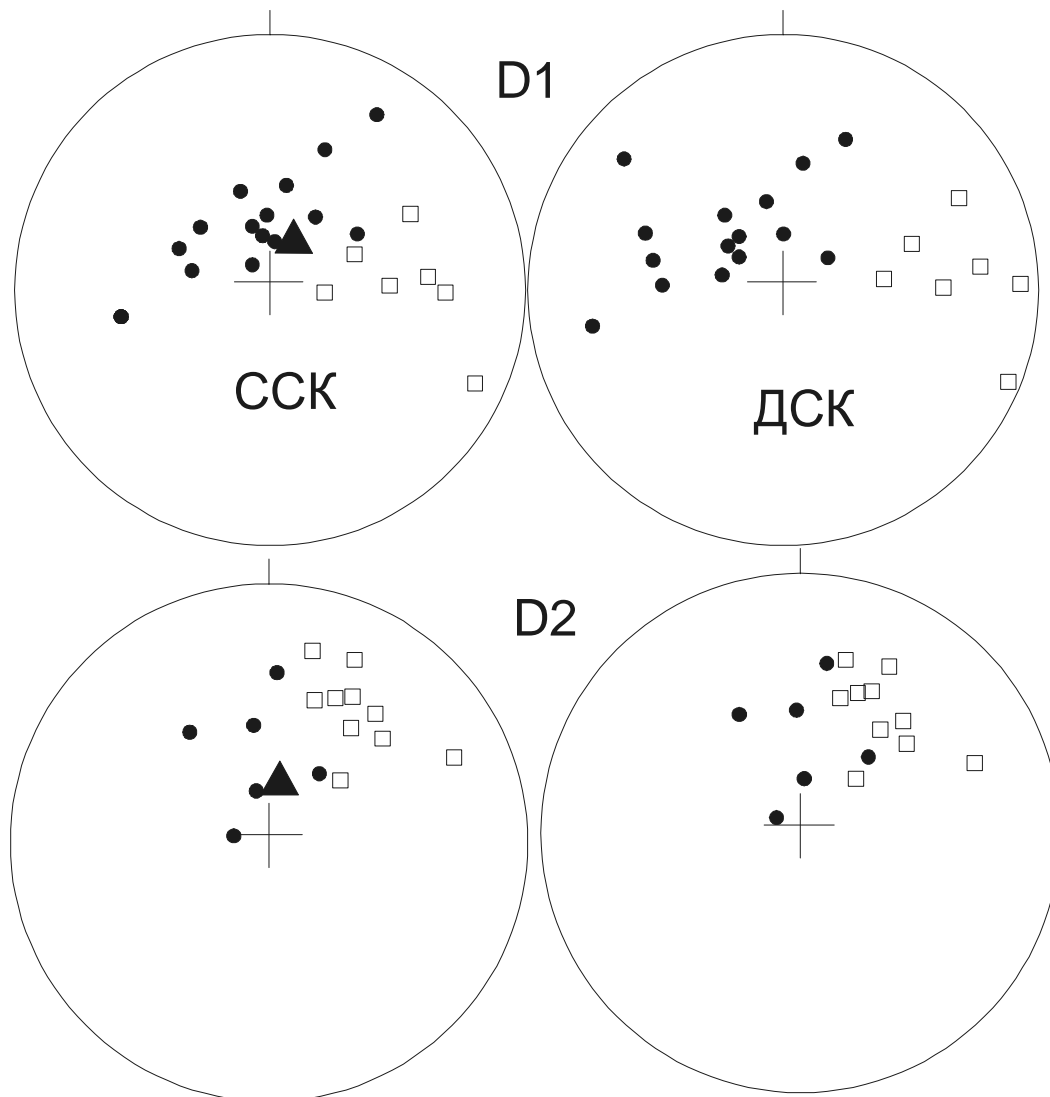


Рис. 6. Распределение выделенных в разрезах вулканогенно-дайкивого комплекса компонент намагниченности на сфере. Объяснения см. на рис.3.

ния) приблизительно на 40 градусов в восток-северо-восточном направлении, а блока Y – на 60 градусов в субсеверном направлении. Следовательно, блок G3 был наклонен на 40 градусов в запад-юго-западном направлении, а блок Y – на 60 градусов в южном направлении. Чтобы исключить влияние этих деформаций (обозначим их Д), помимо стандартных пересчетов направлений высокотемпературных компонент намагниченности блоков Y и G3 из ССК в ДСК, также была использована еще одна методика, которая состоит из нескольких этапов. Сначала были рассчитаны новые элементы залегания для палеомагнитных образцов из блоков G3 и Y и новые направления векторов намагниченности компоненты В для

этих образцов в промежуточной системе (в табл.1 – направление Впр.), то есть, после совмещения после складчатой компоненты А с полем перемагничивания (после вращения блоков из ССК на 40° и 60° вокруг горизонтальных осей по азимутам 45 для блока G3 и 0 для блока Y). Затем направления этих векторов из промежуточной системы по элементам залегания, рассчитанным для них в этой же системе, были переведены в ДСК (в табл.1 – направления В деф). Как видно, склонения намагниченности компоненты В изменились незначительно. Конечно, деформации указанных блоков, связанные с этапом Д, могли быть более сложными и не описываться простым вращением вокруг горизонтальной оси.

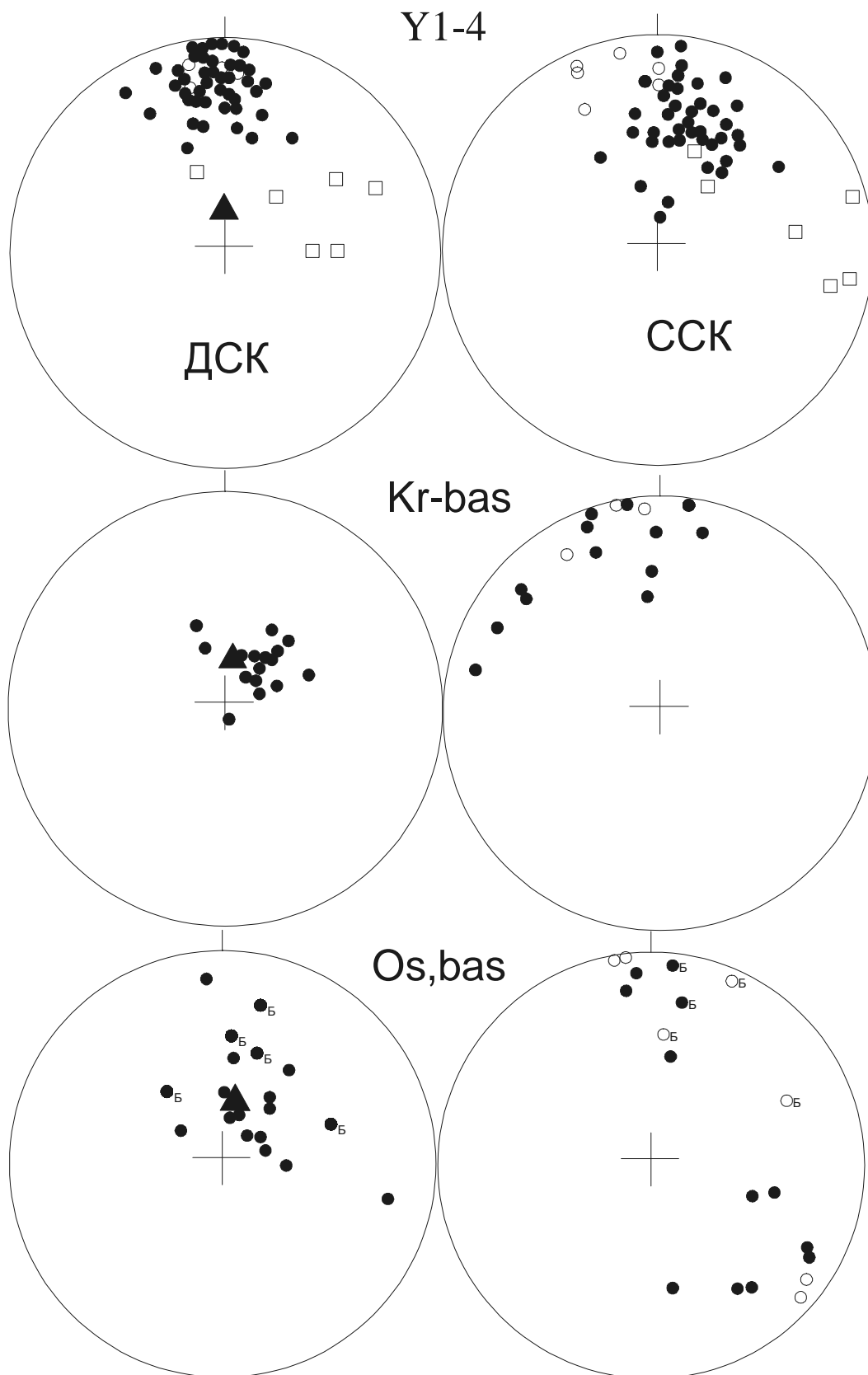


Рис. 7. Распределение выделенных в разрезах кремнисто-вулканогенного, вулканогенно-дайкивого комплексов и офиолитокластовых осадках компонент намагниченности на сфере. Б – базальты блока Bas (табл. 1). Остальные объяснения см. на рис.3.

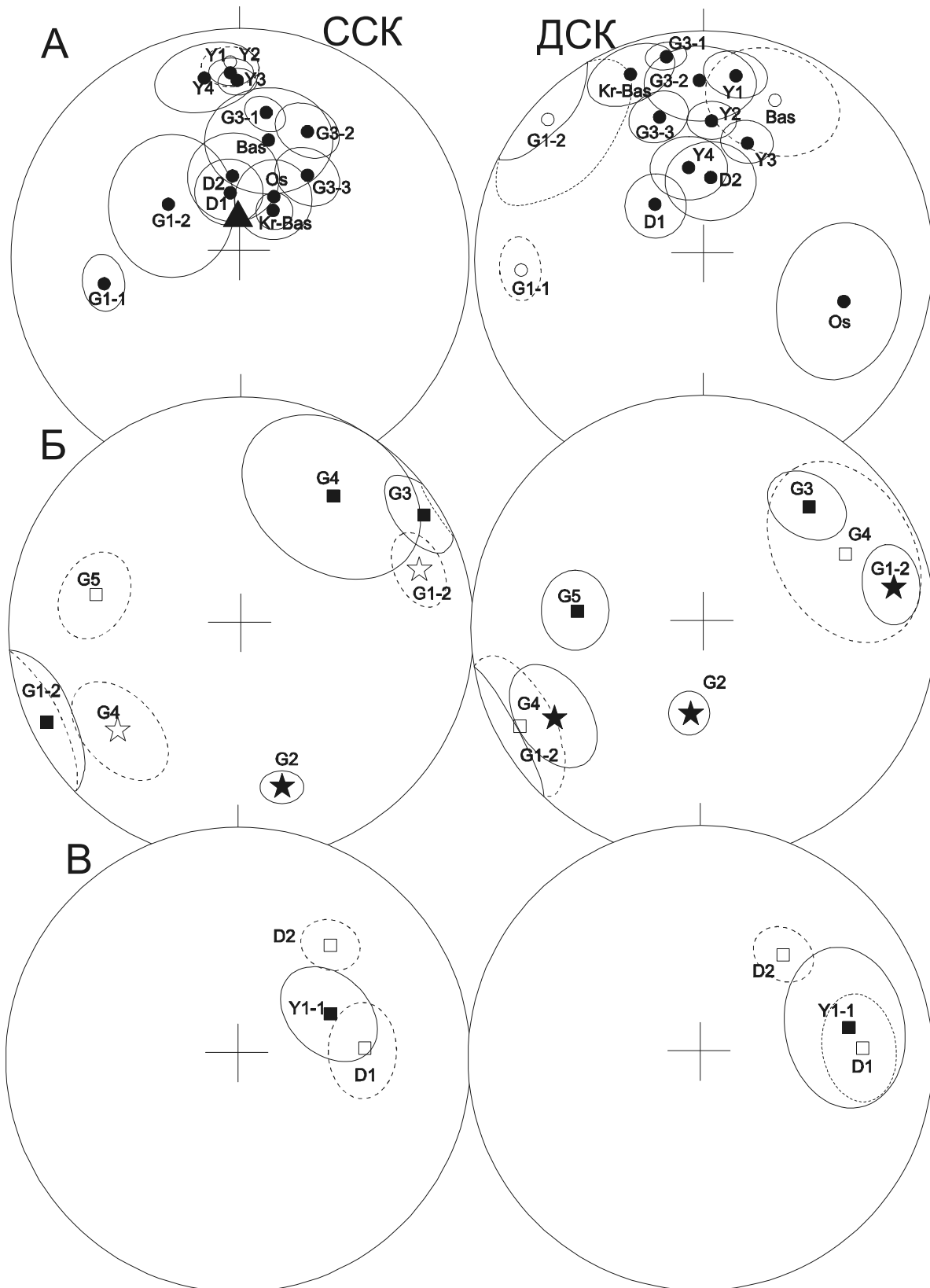


Рис. 8. Распределение средних направлений намагниченности с кругами доверия на сфере. А – компонента А для всех комплексов, Б – компоненты В и С для габбро-диоритового комплекса, В – компоненты В для вулканогенно-дайкивого комплекса. Остальные обозначения см. на рис.3.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОЛЩ КУЮЛЬСКОГО ХРЕБТА

Для выяснения минералов-носителей намагниченности пород офиолитов Куюльского хребта и их преобразований были проведены следующие исследования:

1. Изучение вторичных изменений пород на оптическом микроскопе с целью определения возможных температур их вторичных прогревов.
2. Снятие кривых намагниченности насыщения от температуры (J_s -T) и остаточной намагниченности насыщения от температуры (J_{rs} -T) с целью выявления магнитных фаз в исследуемых породах [16, 17].
3. Измерения параметров петель гистерезиса образцов (намагниченности насыщения – J_s , остаточной намагниченности насыщения – J_{rs} , коэрцитивной силы – H_c , остаточной коэрцитивной силы – H_{cs}), для того чтобы оценить доменную структуру магнитных минералов.

4. Изучение магнитных минералов и их преобразований на электронном микроскопе "CAMSCAN" с приставкой для микроанализа "LINK-860", позволяющей анализировать объекты до 2–3 мк.

Исследования шлифов пород офиолитов Куюльского хребта на оптическом микроскопе показало, что в габбро, оливинном габбро и в амфибол-содер-

жащих габброноритах оливины замещены серпентинами с рассеянными магнетитами, по серпентинам развит хлорит; клинопироксены замещены амфиболами актинолит-тремолитового ряда, амфиболы – хлоритом; плагиоклазы замещены хлоритом и цоизитом. В плагиогранитах плагиоклаз замещен хлоритом, цоизитом и тонкорассеянным рудным минералом; по минералу неясного состава развивается амфибол актинолит-тремолитового ряда. В долеритах и долерито-базальтах в основной массе присутствуют хлориты и глинистые минералы, по плагиоклазам развиваются соссорит и глинистые минералы. В кремнях и яшмах обнаружены в прожилках хлорит, глинистые минералы и карбонат. Ассоциации вторичных минералов в магматических породах характерны для температур 200–400°C, в кремнистых породах – для интервала 150–250°C.

Графики зависимостей J_s -T и J_{rs} -T были сняты по 12 образцам даек диабазов и 2 образцам разделяющих их скринов габбро (вулканогенно-даيكový комплекс), 16 образцам габбро (габбро-диоритовый комплекс), 3 образцам базальтов (вулканогенно-даикový комплекс), 1 образцу офиолитокластового осадка. Для всех исследованных типов пород характерны близкие формы кривых J_s -T и J_{rs} -T (рис. 9). Кривые нагрева и охлаждения J_s -T характерны для магнетита. Они не имеют видимых перегибов до точки Кюри магнетита ($T_c=576^\circ\text{C}$). На многих графиках

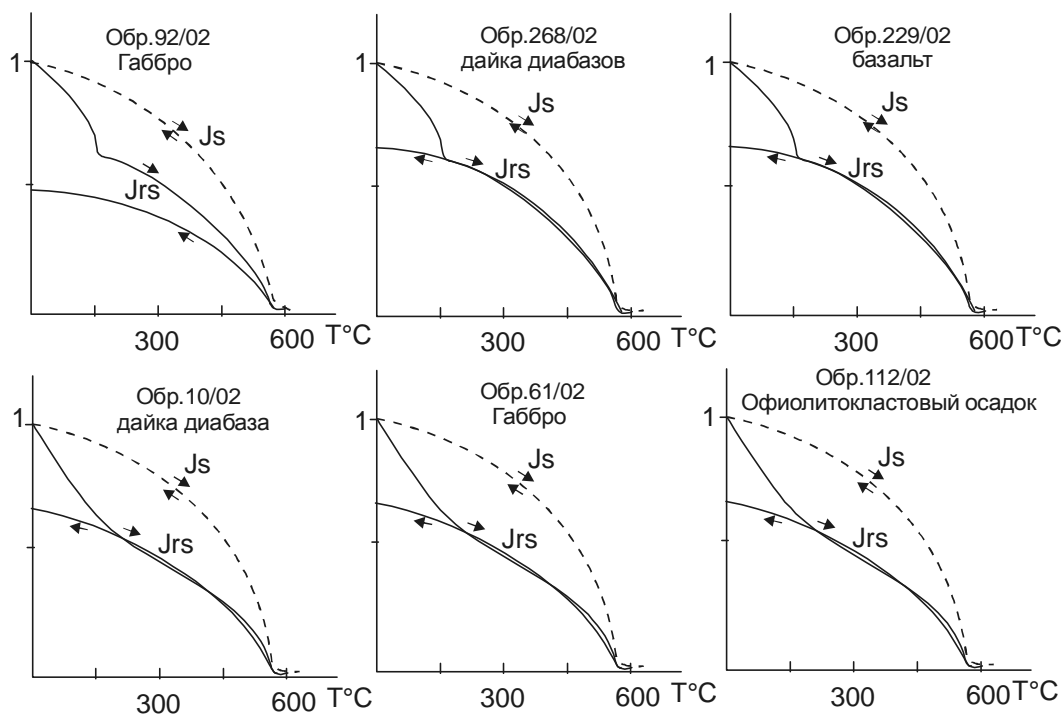


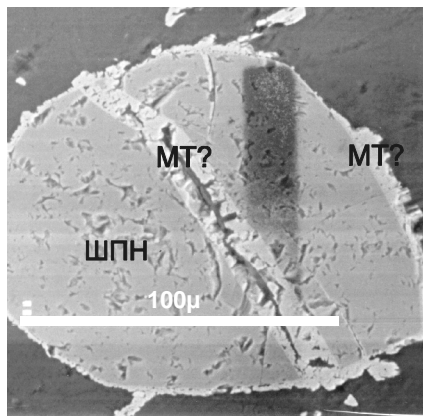
Рис. 9. Примеры кривых зависимости намагниченности насыщения (J_s) и остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) от температуры ($T^\circ\text{C}$). Стрелки обозначают кривые нагрева и охлаждения.

нагрева J_s-T для всех типов исследованных пород в области температур 150–170°C наблюдается перегиб, который не фиксируется на кривых охлаждения образцов в слабом магнитном поле, около 50э (рис. 9). По-видимому, он связан с присутствием в породах титаномагнетита [17]. На кривых J_s-T аналогичный перегиб не фиксируется, вероятно, из-за низкой концентрации этого минерала в породах. Для многих образцов пород (например, обр.92/02 на рис. 9) кривая J_s-T охлаждения идет заметно ниже кривой нагрева, начиная от точки Кюри магнетита. Скорее всего, это связано с изменением структуры кристаллической решетки магнетита при нагреве.

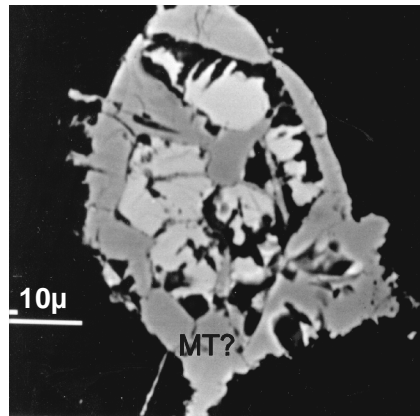
Микрозондовые исследования проводились по 2 образцам диабазов из параллельных даек, 2 образцам габбро, разделяющих дайки скринов, и 2 образ-

цам габбро из комплекса габбро-кварцевых диоритов. Из каждого образца было проанализировано около 20 зерен минералов.

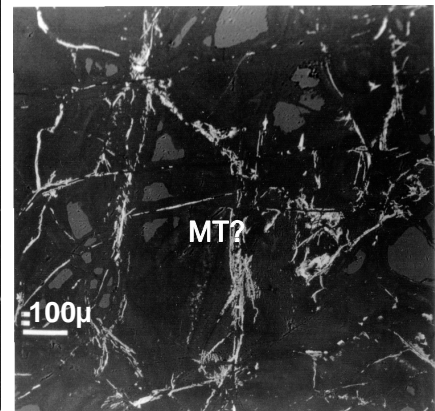
В диабазах параллельных даек были обнаружены многочисленные зерна оксидов железа, вероятно, магнетита (рис. 10, обр.11/02). Их размер не превышает 20 мк. Сумма содержаний оксидов в некоторых анализах этих зерен около 90%, что характерно для гематита, но такие же низкие суммы может давать неоднородный, сильно измененный магнетит. В некоторых зернах фиксируется присутствие TiO_2 . Содержание TiO_2 – от 3 до 9%. Часто магнетит ассоциирует с агрегатами минерала, состоящего из оксидов железа, титана, кальция и кремния. Такой набор оксидов определяет состав сфена, но их содержания варьируют в широких пределах. В качестве примеров приведем составы 4 зерен:



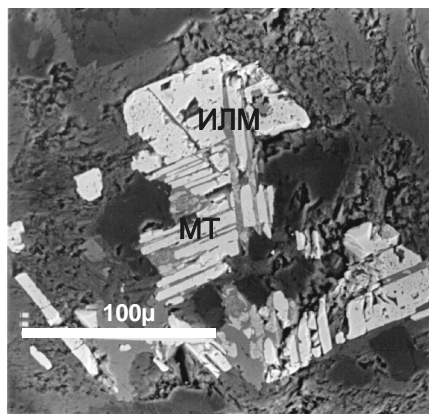
Обр.61/02. Шпинель с зонами окисления в габбро расслоенного комплекса.



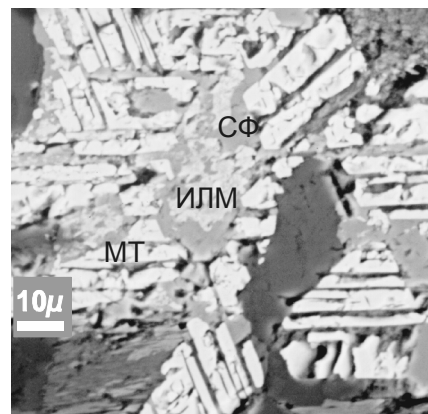
Обр.58/02. Магнетит?, развивающийся по сульфиду железа в габбро расслоенного комплекса.



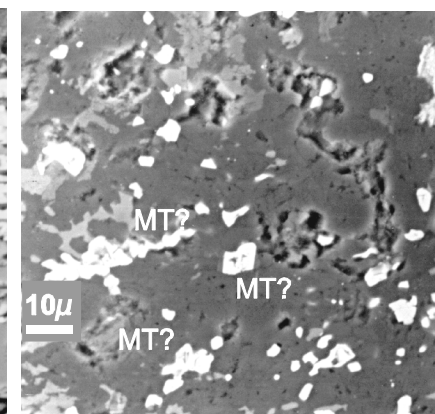
Обр.58/02. Прожилки оксида железа в габбро расслоенного комплекса.



Обр.9/02. Структуры распада и окисления в скрине габбро в дайковом комплексе.



Обр.10/02. Структуры распада и окисления в скрине габбро в дайковом комплексе.



Обр.11/02. Распределение оксидов железа (магнетита?) в дайках диабаз.

Рис. 10. Примеры структур магнитного распада и окисления в породах Куьюльского хребта. ШПН – шпинель, МТ – магнетит, ИЛМ – ильменит, СФ – сфен. Знак вопроса около МТ означает, что в некоторых случаях нельзя с полной уверенностью идентифицировать оксид железа (магнетит или гематит).

зерно А: FeO=8%, TiO₂=35%, CaO=27%, SiO₂=28%;
 зерно Б: FeO=31%, TiO₂=50%, CaO=8%, SiO₂=11%;
 зерно В: FeO=64%, TiO₂=10%, CaO=9%, SiO₂=10%;
 зерно Г: FeO=56%, TiO₂=23%, CaO=9%, SiO₂=11%.

Вероятно, в сфене произошло сильное перераспределение вещества.

В габбровых скринах обнаружены умеренной крупности (до 40 мк) однородные на вид зерна оксидов железа (суммы оксидов 95–97%, характерные для магнетита) и крупные (100–200 мк) зерна с четкими структурами распада и окисления (рис. 10, обр.9/02 и 10/02). Фазами распада являются чистый магнетит, редко низкотитанистый магнетит и ильменит (рис. 10, обр.9/02). Дальнейшее окисление минералов привело к формированию условно “сфена” с таким же разбросом содержаний FeO, TiO₂, CaO и SiO₂, как и в рассмотренных выше диабазов.

В образцах габбро из комплекса габбро–кварцевых диоритов обнаружены многочисленные зерна хромистой шпинели с зонами окисления, в которых фиксируется оксид железа, вероятно магнетит (рис. 10, обр.61/02). Реже наблюдается магнетит, развивающийся по сульфидам, мелкие, секущие породу прожилки, сложенные магнетитом, и разрозненные зерна магнетита, не ассоциирующие с каким-либо минералом.

На диаграмме зависимости отношений Jrs/J_s и Hcr/H_c [25, 27, 28] пород офиолитов Кузюльского хребта значения отношений Jrs/J_s и Hcr/H_c пород офиолитов Кузюльского хребта вытягиваются вдоль тренда смещения многодоменных и однодоменных или псевдооднодоменных зерен магнетита с небольшим смещением в область однодоменных и суперпарамагнитных зерен (рис. 11). В дайках диабазов и разделяющих их габбровых скринах (вулканогенно-дайковый комплекс), в габбро и аплитах (габбро-диоритовый комплекс) в магнетите преобладают многодоменные зерна [14]. Отношения Jrs/J_s в этих образцах колеблются от 0.04 до 0.07, а Hcr/H_c – от 4 до 7. В образцах габбро, оливинового габбро (габбро-диоритовый комплекс) и в базальтах (кремнисто-вулканогенный комплекс) значения этих отношений промежуточные по отношению к значениями этих отношений для многодоменного и однодоменного магнетита: Jrs/J_s – от 0.1 до 0.4; Hcr/H_c – 1.2–1.5 в оливиновом габбро и от 1.5 до 3 в базальтах.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, во всех исследованных комплексах пород выделяются высокотемпературные компоненты намагниченности, которые в разных геологических блоках в ДСК характеризуются близки-

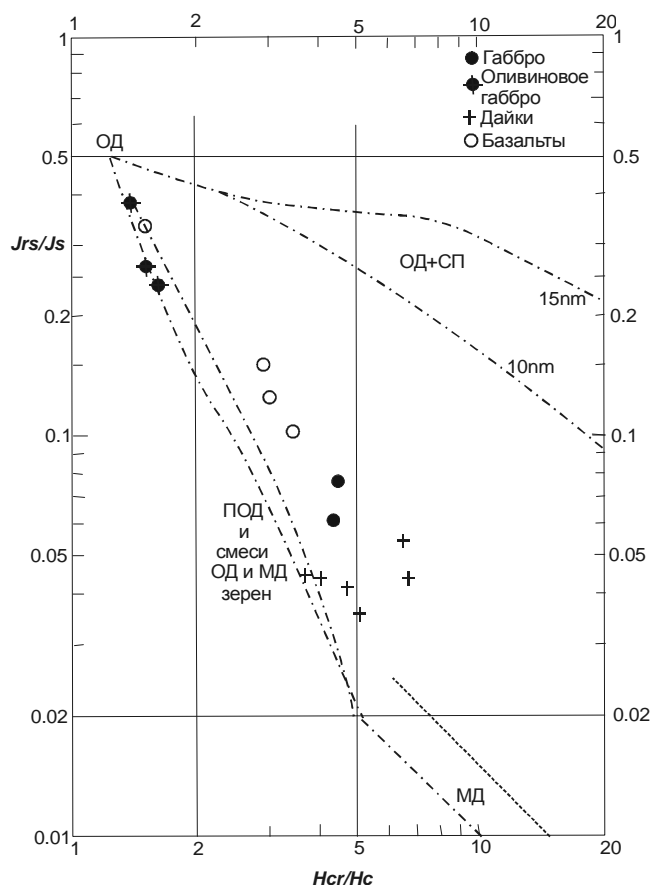


Рис. 11. Диаграмма зависимости отношений Jrs/J_s и Hcr/H_c [25, 27, 28] пород офиолитов Кузюльского хребта. ОД, МД, ПОД, СП – соответственно, однодоменные, многодоменные, псевдооднодоменные и суперпарамагнитные зерна. Пунктирные линии – теоретические тренды зависимостей отношений Jrs/J_s и Hcr/H_c, рассчитанные в соответствии с различными моделями для магнетита.

ми наклонениями (табл. 1, рис. 8). Возможно, эти компоненты “доскладчатые”. Если это так, то возможна следующая интерпретация направлений этих компонент намагниченности.

Присутствие двух высокотемпературных компонент намагниченности (условно В и С) в габбро-диоритовом комплексе может быть связано с разными фазами внедрения расплава в уже остывшую ниже точки Кюри магнетита (576°С), но, по-видимому, еще не деформированную породу.

Склонения высокотемпературных компонент намагниченности В и С статистически различаются в ДСК для различных блоков пород. На рис. 10 видно, что склонения практически всех векторов высокотемпературных компонент намагниченности габбро-диоритового комплекса в ДСК распределены на сфе-

ре в I и III квадрантах и различаются приблизительно на 180 градусов, но наклоны компонент В и С исследованных блоков и в I, и в III квадранте характеризуются одинаковыми значениями. Иначе говоря, отличие склонений намагниченности компонент В и С приблизительно на 180 градусов не связано с приобретением породами намагниченности в периоды разной полярности магнитного поля, а является следствием деформаций горных пород. Какие же деформации могли привести к такому закономерному распределению склонений высокотемпературной намагниченности? Возможные механизмы деформаций пород расслоенного комплекса приведены на рис. 12. Вариант, показанный на рис. А, предполагает два этапа деформаций плоскостей слоев. На первом этапе деформаций слои сминаются в складки с горизонтальным шарниром (этап 2), новый этап деформаций (этап 3) приводит к наклону шарниров этих складок. Если этап деформаций 3 не выявляется методами структурной геологии (например, если шарнирные и замковые части складок не видны), то перевод векторов первичной намагниченности слоев из ССК в ДСК в

ДСК будет осуществляться по тем элементам залегания, которые зафиксированы в современной геологической структуре после этапа деформаций 3. В результате намагниченность пород разных крыльев складки в ДСК будет характеризоваться разными склонениями, до противоположных, зависящими от угла наклона шарнира и наклона первичной намагниченности в ДСК.

Вариант, изображенный на рис. Б, показывает идеальное развитие складчатости пород при сдвигах. Согласно моделям, приведенным в работах [6, 15, 19], в сдвиговых зонах (на рис. 12 показан левый сдвиг) сначала образуются диагональные к направлению сдвига складки с горизонтальным шарниром (назовем их складки Г) (рис. 12Б-2). По мере развития сдвига складки уплотняются, падения пород на крыльях складок становятся крутыми или близкими к вертикальным (рис. 12Б-3) и при дальнейших сдвиговых перемещениях крылья складок Г деформируются в складки с субвертикальными шарнирами (складки В на рис. 12Б-4). Перевод породы из ССК в ДСК по элементам залегания пород, деформиру-

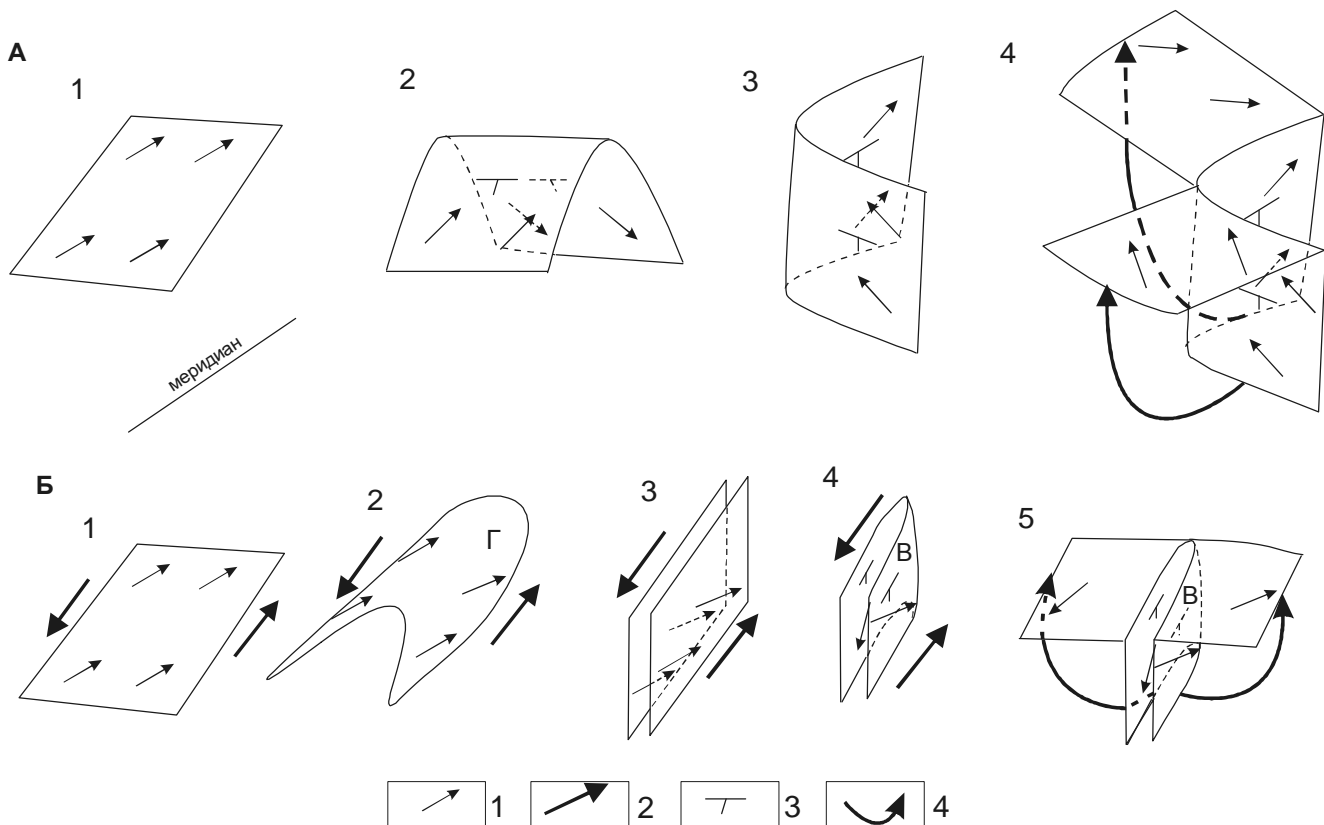


Рис. 12. Изменения склонений намагниченности пород при двух разнонаправленных этапах деформаций (А); при левом сдвиге (Б).

1 – склонения намагниченности; 2 – направления относительного перемещения блоков при сдвиге; 3 – элементы залегания пород; 4 – направления «выпрямления» слоев при приведении их из ССК в ДСК. Остальные объяснения в тексте.

ванных в складки В, склонения первичной намагниченности пород крыльев складок В будут отличаться приблизительно на 180 градусов. Если складки В имеют наклонные, но не вертикальные шарниры, склонения намагниченности будут отличаться на меньшие углы. Надо отметить, что при сдвиговых перемещениях также образуются ортогональные к простиранию складок с горизонтальными шарнирами трещины отрыва. Они разбивают деформированные в складки толщи на блоки, которые также могут испытывать сложные вращения при сдвиговых перемещениях [19].

Склонения намагниченности исследованных блоков вулканогенно-дайкивого комплекса тоже значительно отличаются от меридиана и близки к склонениям некоторых блоков пород габбро-диоритового комплекса. Возможно, эти аномальные склонения связаны с вращениями блоков пород вулканогенно-дайкивого комплекса против часовой стрелки вокруг вертикальной оси, либо указанные толщи деформированы в складки с наклонными шарнирами. Оба варианта возможны при сдвиговых перемещениях.

Средние наклонения, рассчитанные для компонент В и С, выделенных в породах габбро-диоритового, вулканогенно-дайкивого и кремнисто-вулканогенного комплексов (табл.2), соответствуют приэкваториальным палеоширотам от 0 до 25 градусов. По-видимому, на этих широтах существовала островодужная система, фрагментами коры которой являются геологические комплексы Куюльского хребта. Близкие палеошироты рассчитаны для раннемезозойских островодужных толщ Майницкой зоны Корьякии [26], расположенной восточнее Куюльского хребта. Совместив склонения высокотемпературной намагниченности параллельных даек с меридианом, мы рассчитали приблизительное простирание зоны спрединга, в которой формировались надсубдукционные офиолиты. Она протягивалась в субширотном

направлении. Наверное, указанная островодужная система была удалена от материка, но насколько далеко – сказать трудно, так как не ясен точно возраст исследованных пород. В конце раннего мела островная дуга была тектонически совмещена с окраиной материка [31]. Возможно, что коллизия протекала со сдвиговой компонентой или деформированные при коллизии толщи позже претерпели еще один этап деформаций, приведший к наклону шарниров складок.

Петромагнитные исследования показали, что первичные магнитные минералы магматических пород офиолитовой ассоциации Куюльского хребта сильно изменены. Первичные титаномагнетиты, характерные для магматических пород, нигде не обнаружены. По-видимому, в результате магнитного распада и окисления они трансформировались в магнетит или низкотитанистый магнетит и немагнитные фазы (ильменит, сфен). Процессы окисления привели также к замещению хромистой шпинели в габброидах и сульфидах магнетитом. Очевидно, что весь зафиксированный нами магнетит имеет химическое происхождение. Возможно, с его формированием связано перемагничивание толщ Куюльского хребта после их деформаций. Тем не менее, необходимо отметить, что спектры блокирующих температур вторичной компоненты А часто ограничены температурами значительно ниже точки Кюри магнетита, который образовался при распаде и окислении первичных магнитных минералов. В некоторых образцах компонента А уничтожается уже при 400–450°C. Полностью перемагничены не только магматические породы офиолитов, но и красные яшмы, в которых при петрографическом анализе не выявлено явных признаков окисления и образования вторичных магнитных минералов. Поэтому нельзя исключать, что процессы окисления в магматических породах протекали на ранних этапах существования офиолитов до их деформаций, а к перемагничиванию после де-

Таблица 2.

Разрез, блок	Компонента	N	Dc	Ic	Kc	α_{95c}	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95д}$	Палеошироты
Габбро-диоритовый комплекс											
G1,G4	В	9		15	6	19		-18	8	16	1-8-19
	С	12		-23	18	9.5		19	18.2	9	5-10-15
G3,G5	В	13		-6	9	12		34	17	9.5	12-19-25
G1,G3,G4,G5	В	22		-10	8	10.7		28	11	8.9	10-15-21
Диабазы и долериты параллельных даек											
D1,D2	В	16		40	15.7	8.8		36	14.5	9.2	14-20-26

Примечание. Средние направления намагниченности для групп блоков рассчитаны при приведении направлений намагниченности отдельных блоков к одному склонению. В графе “Палеошироты” приведены минимальные-средние-максимальные значения палеоширот. Остальные обозначения – см. табл.1. Статистическое равенство наклонений намагниченности оценивалось по методике, изложенной в [4].

формаций пород привели другие процессы. Причиной перемагничивания в этом случае могут быть, например, термовязкие процессы [9, 10]. Также осталось неясным, с какой магнитной фазой связаны компоненты В и С. Возможно, это “жесткие” однодоменные магнетитовые зерна, оставшиеся в породах в малой концентрации и, поэтому, не выявленные петромагнитными методами.

ВЫВОДЫ

1. Естественная остаточная намагниченность пород геологических комплексов Куьюльского хребта включает 3 компонента. Относительно низкотемпературная компонента А, по-видимому, наиболее поздняя и формировалась после главных этапов деформаций пород Куьюльского хребта. Высокотемпературные компоненты В и С, возможно, являются “до-складчатыми” и формировались одновременно с породами.

2. Петромагнитные исследования показали, что первичные магнитные минералы офиолитов практически полностью уничтожены процессами окисления пород. Возможно, образование хемогенного магнетита при окислительных процессах привело к перемагничиванию пород Куьюльского хребта после их деформаций. Но нельзя исключать и термовязкое перемагничивание толщ.

3. Если компоненты намагниченности В и С первичны, то исследованные комплексы офиолитовой ассоциации формировались на приэкваториальных широтах. Оси спрединга были ориентированы субширотно.

4. Возможно, что коллизия исследованных комплексов с материком протекала со сдвиговой компонентой, либо указанные комплексы претерпели несколько этапов деформаций, приведших к формированию складок с наклонными или субвертикальными шарнирами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 03-05-64048 и 03-05-65263, и гранта Фонда содействия отечественной науке.

Авторы статьи благодарят администрацию ЦКП “Борок” за предоставление аппаратуры для петромагнитного изучения образцов и М.И. Ильина за проведение микрозондовых исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Э.С. Куьюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. №1. С.105–120.
2. Алексютин М.В., Соколов С.Д. Результаты палеомагнитных исследований в Пенжинско-Тайгоносском сегменте Тихоокеанского пояса и их тектоническая интерпретация // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, №1. С.13–27.
3. Алексютин М.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Харберт Б. Новые палеомагнитные данные для аккреционных комплексов п-ва Тайгонос и палеотектонические следствия // Геотектоника, в печати.
4. Баженов М. Л., Шипунов С. В. Метод складки в палеомагнетизме // Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
5. Вишневецкая В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Куьюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1992. Т.327, №3. С.364–367.
6. Гзовский М.В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии: Материалы Международного геологического конгресса. Докл. советских геологов. 1960. С.1–31.
7. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куьюльского террейна // Геотектоника. 1995. №3. С.59–69.
8. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии, тектоническая и геофизическая интерпретация. Москва: Научный Мир, 2003. 256 с.
9. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Камчатки и юга Корякии // Тихоокеан. геология. 2003. Т.22, №3. С.48–73
10. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Алексютин М.Н. Петромагнетизм перемагниченных толщ складчатого обрамления Охотского моря // Физика Земли. 2005. №1.
11. Левашова Н.М. Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. 1999. 22 с.
12. Лучицкая М.В. Плагиограниты Куьюльского офиолитового массива // Петрология. 1994. №2. С.56–61.
13. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского Нагорья // Очерки тектоники Корякского Нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. 1982. С.30–70
14. Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубоки-ми скважинами. Тверь, 1992. 85 с.
15. Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.:ИЛ, 1960. 333 с.
16. Нагата Т. Магнетизм горных пород. Москва: Мир, 1965. 346 с.
17. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.:Наука, 1975. 287 с.
18. Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Батанова В.Г., Голозубов В.В., Лучицкая М.В., Алексютин М.В. Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. №1. С.47–62.
19. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методики их изучения. М.: Наука. 1980. 143 с.
20. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносое В.И., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.Е. Куьюльский офиолитовый террейн. Владивосток: Изд-во ДВГИ АН СССР, 1990. 108 с.
21. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

22. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Тектоническая эволюция Западной Камчатки (по палеомагнитным данным) // Изв. ВУЗов, Геология и разведка. 2003. № 2. С. 25–32.
23. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского Нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. 1982. С.70–106.
24. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander path of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 4029–4050.
25. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267
26. Didenko A., Harbert W., Stavsky A. Paleomagnetism of Khatyrka and Maynitsky superterrane, Koryak highlands, Far Eastern Russia // Tectonophysics. 1993. V. 220. P. 141–155.
27. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1.Theoretical curves and test using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research. 2002. V.107, NB3. P. 4–1 – 4–22.
28. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2.Application to data for rocks, sediments, and soil // Journal of Geophysical Research. 2002. V.107, NB3. P. 5–1 – 5–15.
29. Harbert W., Alexutin M., Sokolov S., Krylov K., Grigoriev W., Heiphetz A., Graham R. Paleomagnetism of Cretaceous units of the Mametchinskiy Peninsula, Kuyul Region, Northeastern Russia: implications for development and evolution of the Northwest Pacific Basin // Tectonophysics. 2001. V. 6468. P. 53–75.
30. Kirschvink J. L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
31. Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantsev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazylev B.A., Osipenko A.B., Palandzian S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition and geodynamic diversity // Ophiolites in Earth history. Geological Society, London Special Publications. 2003. V. 218. P. 619–664.
32. Zijderveld J. D. A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in palaeomagnetism / Ed. Collinson D. W., Creer K. M. Amsterdam, a. o., Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254–286.

Поступила в редакцию 24 декабря 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

Ye.Ye. Chernov, D.V. Kovalenko, G.V. Ledneva

Paleomagnetism of geological complexes of the Kuyul Range (Central Koryakia).

Paleomagnetic investigations of geological complexes of the Kuyul Range (Central Koryakia) were conducted. Three components of remnant magnetization were distinguished. The relatively low-temperature component (A) is “postfold”. The high-temperature components (B and C) are possibly “prefold”. If so, the studied complexes formed at the near-equatorial latitudes. The spreading axes were oriented sublatitudinally. Possibly, the collision between the investigated complexes and the continent was attended by a strike-slip component. Petro-magnetic investigations show a strong degree of alterations of magnetic minerals.

Key words: paleomagnetism, petromagnetic characteristics, ophiolites, Mesozoic, Kuyul Range, Koryakia

**РЕЗУЛЬТАТЫ БУРЕНИЯ КОБАЛЬТОНОСНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК НА
ГАЙОТАХ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)*****М.Е. Мельников**, *И.Н. Пономарева**, *Д.Д. Туголесов**, *В.Х. Рождественский*****

**Государственный научный центр Российской Федерации, Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие “Южное научно-производственное объединение по морским геологоразведочным работам” (ГНЦ ФГУГП “ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ”), г. Геленджик*

***Государственное научно-производственное предприятие “Севморгео”, г. Санкт-Петербург*

В статье приведены результаты исследований кобальтоносных марганцевых корок гайотов Федорова и Альба Магеллановых гор с помощью бурения неглубоких скважин погружным станком ГБУ-1.5/4000. Результаты представляют особую ценность, поскольку позволяют получать керны корок и подстилающего их субстрата *in situ* в строго координированной точке, чего не позволяет опробование драгами. Приведены разрезы по буровым профилям. Показано, что средняя мощность корок в пределах субгоризонтальных и пологих поверхностей существенно выше средней мощности корок на относительно крутых склонах. Изменчивость мощности корок в целом определяется изменчивостью состава их разреза. Уменьшение параметра отмечается при выпадении из разреза тех или иных слоев. Увеличение мощностей корок при сохранении состава их разреза, как правило, обусловлено аномальным увеличением мощностей нижних слоев I-1 и/или I-2. В целом же изменчивость этого параметра в пределах слоя невелика.

Приведены примеры возможных палеореконструкций условий рудообразования по полученным разрезам. Рассмотрены случаи сокращения мощностей корок при перекрытии их нелитифицированными карбонатными осадками, а также показано широкое развитие горизонтов погребенных конкреций в регионе.

Сделан вывод о широких возможностях бурения неглубоких скважин для дальнейшего изучения железорудного коркового оруденения подводных возвышенностей.

Ключевые слова: кобальтоносные марганцевые корки, бурение, керн, скважина, гайоты, Магеллановы горы.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что в различных условиях локализации образуются железорудные корки с различными характеристиками. Обычно этот факт обсуждается касательно вариаций химического состава, строения поверхностей, текстур и структур. В то же время, имеются указания на обстоятельства, весьма важные для геолого-экономической оценки месторождений этого типа. При исследовании корок гайотов Ита-Майтаи и ИОАН (ныне официально утвержденное название – гайот Федорова) с подводного аппарата “ПайсисЯ” было установлено, что корки высокой мощности (до 20 см) формируются на привершинных субгоризонтальных поверхностях, в то время как на крутых склонах мощность корок невелика [3].

В практическую плоскость вопрос был переведен относительно недавно. Рядом исследователей предложено выделять корки на пологих поверхностях и корки на склонах как аналоги геолого-промышленных типов руд, отличающихся параметрами оруденения – установлено, что корки на пологих поверхностях в сравнении с корками склонов характеризуются не только большей мощностью, но и несколько повышенными концентрациями полезных компонентов [9, 14, 17]. К пологим или субгоризонтальным поверхностям в первую очередь относятся участки вершинных плато, свободные от осадков. На большинстве гайотов Магеллановых гор, поднятий Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер перед бровкой склона на вершинном плато отмечается полоса шириной от первых сотен метров до первых километ-

ров, в пределах которой на поверхности обнажены коренные породы. На некоторых гайотах свободной от осадков может быть почти вся вершинная поверхность. К пологим относятся и поверхности широких ступеней на склонах, седловин, гребневых участков отрогов. Соотношение объемов оруденения пологих поверхностей и склонов на различных гайотах может быть различным. На гайоте Альба Магеллановых гор склоновое оруденение занимает до 80 % перспективных площадей, в то время как на гайоте Южном поднятия Маркус-Уэйк – менее 50 %.

Исследование корок на субгоризонтальных поверхностях затруднялось отсутствием инструмента, гарантированно получающего пробу на полную мощность корки с заглублиением в субстрат – драга нередко не в состоянии оторвать образец с ровной плоской поверхности. Одним из способов, позволяющих решить эту проблему, является бурение скважин, но сообщений о подобном опыте имеется немного. В ряде случаев железомарганцевые корки были опробованы на подводных горах при глубоководном бурении по программам DSDP и ODP. В 144-ом рейсе бурового судна “Joides Resolution” в шести скважинах корки были вскрыты как в толще осадков, так и на поверхности дна [12]. Попытки решить задачу опробования корок бурением неглубоких скважин погружной буровой установкой предпринимались и АО “Дальморгеология” [8]. Однако проходка одиночных скважин, не всегда на полную мощность корок, не позволила существенно расширить представления о строении рудных залежей пологих поверхностей. Описываемые в статье результаты фактически являются первым случаем в практике морских геолого-разведочных работ, когда бурение явилось одним из основных методов опробования, способным решать ряд конкретных задач. Предварительные результаты докладывались нами на конференции “*Minerals of the Ocean*” в апреле 2002 г. в Санкт-Петербурге [15]. В статье Э.Л. Школьника с соавторами рассмотрены проблемы фосфатизации коренных пород и корок по полученным кернам, а также вопросы развития железомарганцевого оруденения в подстилающих корки субстратах [11].

Уже после проведенных нами исследований сходные работы были проведены японскими геологами в мае – июне 2002 г. на гайотах поднятия Маршалловых островов [16]. На трех гайотах с помощью установки BMS произведено бурение на шестнадцати станциях. Получены весьма интересные результаты, однако при этом решались задачи, в определенной мере отличные от поставленных нами.

МЕТОДИКА РАБОТ

Описываемые работы проведены ГНЦ ФГУГП “Южморгеология” с борта НИС «Геленджик» с июля 2001 по январь 2002 года. Целью работ являлось изучение железомарганцевого оруденения и геологического строения гайотов Федорова и Альба Магеллановых гор (рис. 1) на выбранных детальными полигонах. В комплекс работ входили батиметрическая съемка многолучевым эхолотом EM12 Simrad масштабов 1 : 200 000 для гайотов в целом и 1 : 50 000 на участках детализации, фототелевизионное профилирование и геологическое опробование скальными драгами и бурением неглубоких скважин. Батиметрическая съемка позволила получить детальную карту рельефа дна, являющиеся основой для проведения работ, фототелевизионная позволила изучить распределение рудных образований и неконсолидированных осадков на поверхности гайотов, а также выбрать участки для драгирования и заложения скважин. Драгирование производилось цилиндрическими и коробчатыми скальными драгами. Бурение выполнено глубоководной погружной буровой установкой ГБУ-0.7/4000, разработанной в ГНПП “Севморгео”. Установка позволяет производить колонковое бурение диаметром до 112 мм на глубинах до 4000 м и получать керн по породам до X категории по буримости, максимальной длиной до 1 м. Всего на двух гайотах пройдено 50 скважин, которыми получен керн на полную мощность железомарганцевых корок с заглублиением в породы субстрата. Расположение скважин приведено на рис. 2 и 3.

Полученный материал драг и керны скважин подробно документировались, отбирались образцы

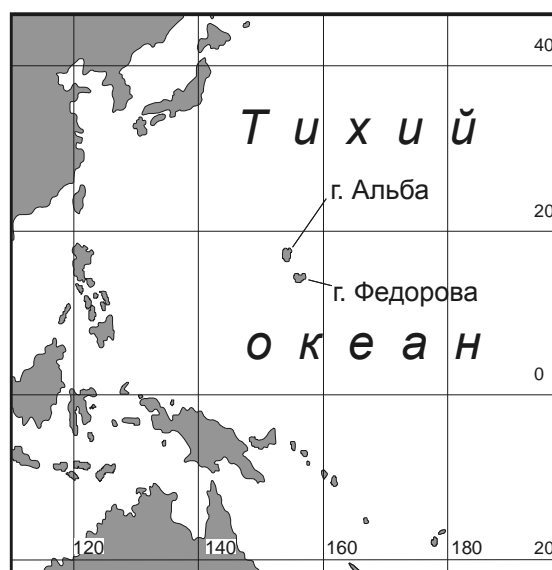


Рис. 1. Обзорная схема района работ.

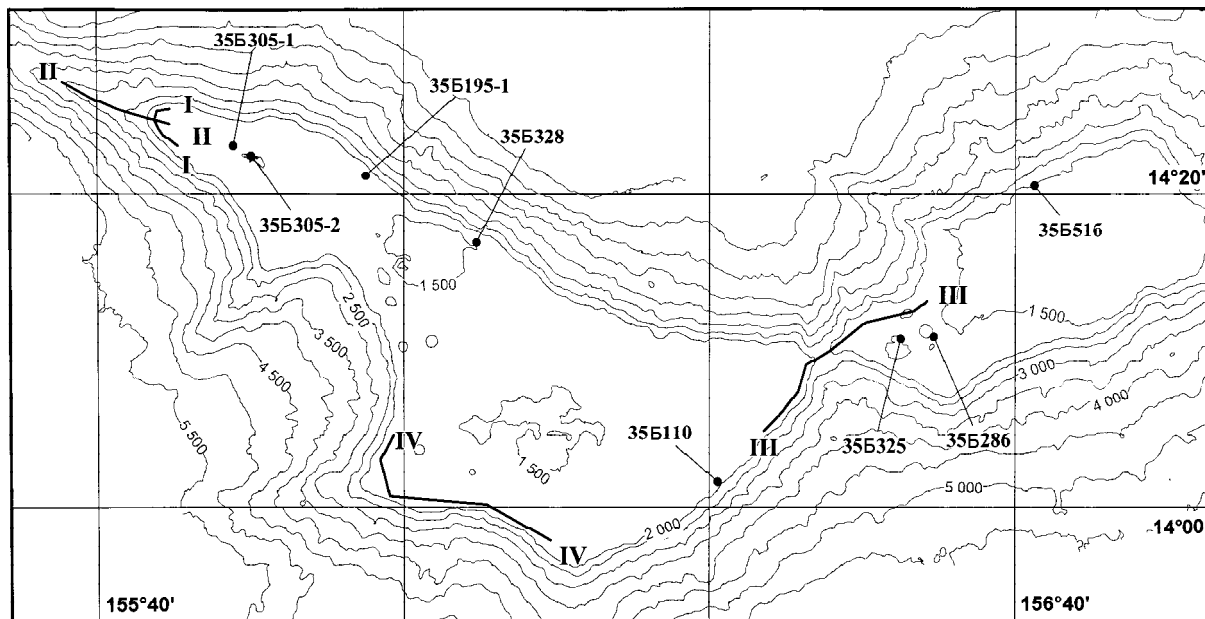


Рис. 2. Схема расположения буровых скважин на гайоте Федорова.

Жирные линии – расположение буровых профилей, римские цифры – номера профилей. Черные кружки – скважины, не использованные при построении профилей, и их номера.

на проведение различных видов аналитических исследований. Возраст осадочных пород установлен биостратиграфическими исследованиями различных групп фоссилий – фораминифер (аналитики С.П. Плетнев (ТОИ ДВО РАН) и И.А. Басов (ИЛ РАН)), кокколитофорид (И.А. Пуляева (Сев.-Кав. филиал АУ)), кораллов (Т.Н. Пунина (ДВГИ ДВО РАН)), двустворчатых и брюхоногих моллюсков (В.Д. Худик (ДВГИ ДВО РАН)). Исследования химического состава корок выполнены в химико-аналитической лаборатории НИПИокеангеофизика под руководством П.И. Курилова и в лабораториях АСИЦ ВИМС под руководством С.В. Кордюкова.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Гайот Федорова. Гайот Федорова* изучен предшествующими работами весьма подробно. Рельеф, геологическое строение, особенности железомарганцевого и фосфатного оруденения изучены рядом экспедиций АН СССР и МИНГЕО СССР [3, 5]. При проведении исследований удалось стратифицировать разрез железомарганцевых корок. Показано, что на этом гайоте и в целом на гайотах Магеллановых гор

полный разрез корок представлен четырьмя слоями: I-1 (поздний палеоцен–ранний эоцен), I-2 (средний–поздний эоцен), II (миоцен) и III (плиоцен–квартер) [5]. Два нижних слоя фосфатизированы, содержания полезных компонентов в них понижены. В двух верхних, напротив, максимальны концентрации Mn, Co и Ni, а фосфатов и карбонатов – минимальны. В отдельных образцах присутствует древний реликтовый слой, при позднейших исследованиях подразделенный на два – R_a (кампан–маастрихт) и R_b (поздний палеоцен ?). В образцах с реликтовым слоем мощность корки может достигать 18–24 см, но в среднем по отдельным залежам не превышает 6–8 см. Корки на пологих поверхностях занимают около 40 % рудных площадей и их средняя мощность на 2–3 см выше, чем в склоновых залежах [5].

На гайоте Федорова пробурено 44 скважины, в которых получено 35 кернов, охарактеризовавших корки на полную мощность с заглублением в субстрат. Бурение проведено на глубинах океана от 1430 до 2900 м. Длина кондиционных кернов составила от 11 до 60 см, истинная мощность корок – от 6.5 до 16.5 см. Субстратами в 24 случаях служили различ-

* В научной литературе гайот известен как гайот ИОАН. Требования международной комиссии по присвоению названий формам подводного рельефа не допускают использования аббревиатур. Поэтому при подаче заявки на официальное присвоение наименования гайоту название ИОАН было заменено сотрудниками ИО РАН на упомянутое, в честь академика К.Н. Федорова [1].

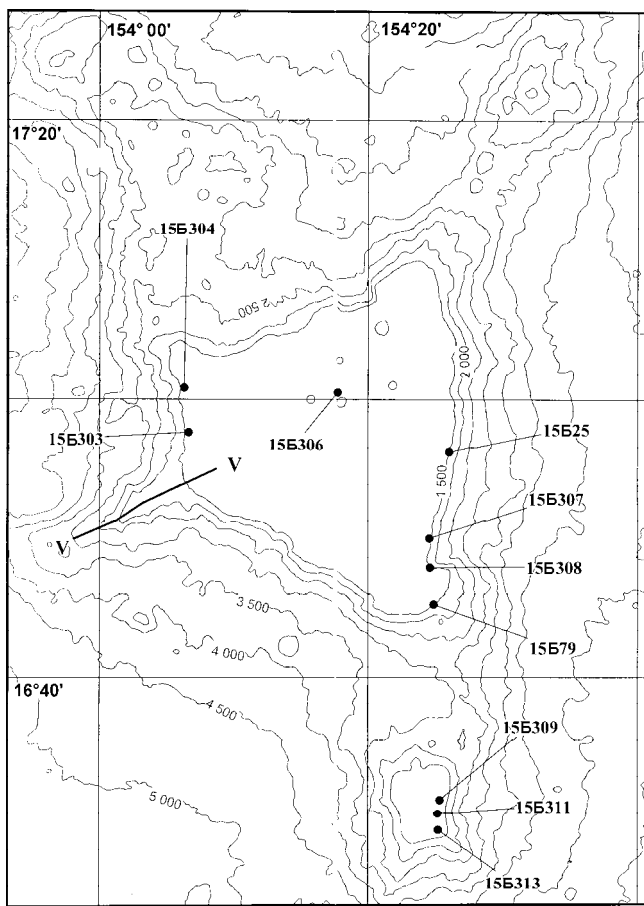


Рис. 3. Схема расположения буровых скважин на гайоте Альба.

Условные обозначения см. рис. 1.

ные известняки – рифогенные и кокколит-фораминиферовые, в 5 – эдафогенные брекчии, в 4 – туфы и туффиты, в 1 – базальт. Еще в одном случае субстратом служил тонкий (трехсантиметровый) прослой эдафогенной брекчии, залегавший на измененном базальте (рис. 4). КERN наибольшей длины получен в скважине 35B327 (профиль III-III) в восточной части западной постройки гайота. Мощность корки составила 12.5 см, субстрат представлен легко буримыми мелоподобными кокколит-фораминиферовыми известняками и ракушками рифовой фации. Возраст последних определен как позднемеловой.

На северо-западном отроге западной постройки пройдены буровые профили в пределах вершинного плато (I-I) и по оси отрога (II-II) (рис. 2). На плато вдоль бровки (профиль I-I) пробурено 8 скважин, 5 из которых достигли субстрата (рис. 5), повсеместно представленного рифогенными известняками, возраст которых в северной части плато – позднепалеоценовый (скв. 35B314), а в южной – апт-сантонский (скв. 35B179). Мощность корок по профилю изменяется от 7.3 до 14.0 см при среднем значении 11.2 см. Строение разреза выдержанное – повсеместно присутствуют слои I-2, II и III. В одной из скважин присутствует слой I-1, но она не достигла субстрата. В другой увеличение мощности рудного слоя (до 17 см) происходит за счет лежащего в основании разреза горизонта погребенных конкреций среднеэоценового возраста. Сокращение разреза до 7.3 см отмечено при выпадении из разреза слоя II (скв. 35B315). Изменчивость мощностей слоев в отдельных скважи-

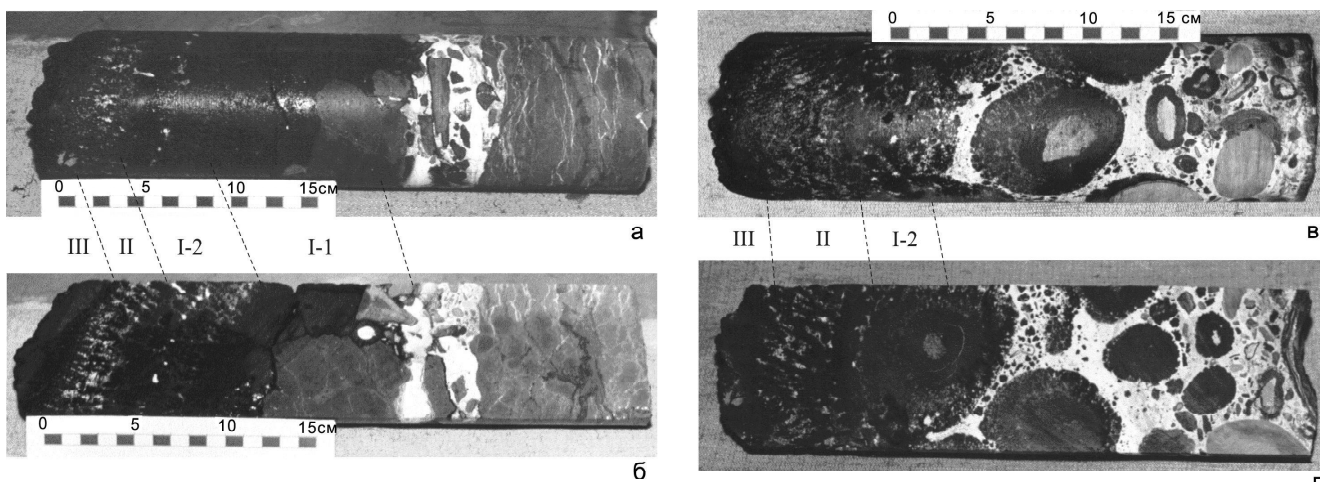


Рис. 4. Примеры кернов пробуренных скважин.

а, б – керн скважины 35B244-1 (профиль III-III), в, г – керн скважины 35B178-2(профили I-I, II-II); а, в – общие виды керна, б, г – продольные срезы по оси бурения. Пунктирными линиями показаны сопоставления слоев I-1, I-2, II и III.

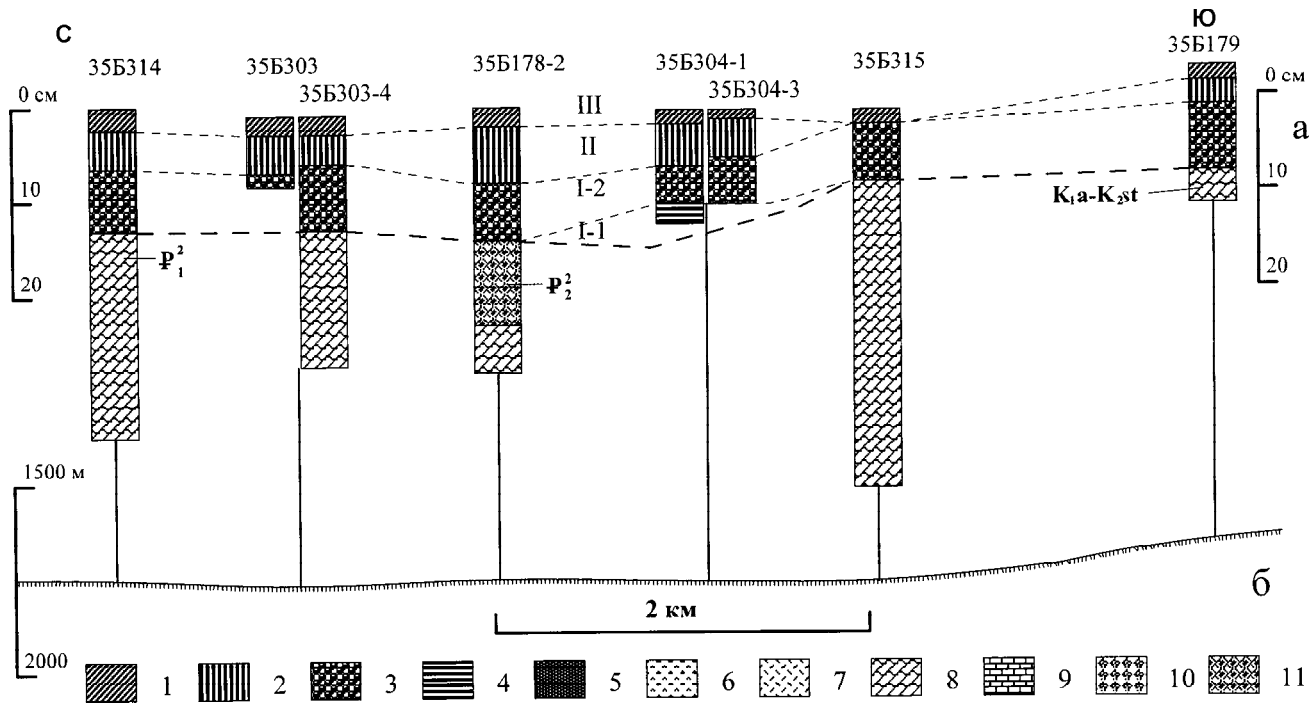


Рис. 5. Буровой разрез по линии I – I вдоль западной бровки плато западной постройки гайота Федорова.

а – колонки по скважинам (номера с буквой Б) и драгам (номера с буквой Д), б – рельеф дна. 1–5 – слои железомарганцевых корок: 1 – слой III, 2 – слой II, 3 – слой I-2, 4 – слой I-1, 5 – без разделения по слоям; 6–10 – субстраты: 6 – базальты, 7 – туфы и туффиты, 8 – рифогенные известняки, 9 – планктоногенные известняки, 10 – эдафогенные брекчии; 11 – горизонты погребенных конкреций. Показан установленный возраст по данным биостратиграфического датирования.

нах заключена в пределах 2 см: слой I-2 – 5–7, слой II – 3–4.5, слой III – 1.5–3 см.

По оси отрога пробурено 7 скважин (рис. 6). По этому же профилю выполнен ряд драгирований, позволяющих дополнить полученную информацию. Рельеф вдоль профиля имеет ступенчатый характер. Скважины заложены в интервале глубин 1700–2900 м. В верхней части гребня отрога субстратом корок служат рифогенные известняки, в средней и нижней частях поверхность дна сложена базальтами и вулканогенно-обломочными породами, а также планктоногенными известняками. Известняки в верхней и нижней частях имеют сходный возраст, только в верхней части формировались рифогенные отложения, а в нижней – более глубоководные кокколитофораминиферовые. Наличие туфов и туффитов позднепалеоценового–раннеэоценового возраста, покрывающих среднюю часть отрога, свидетельствует об имевшей место вулканической активности в этот период. В это же время формировались горизонты конкреций, являющихся в настоящее время на некоторых участках основанием разреза корок (скв. 35B178-2 и 35B306).

От бровки до глубин 2400 м мощность корок колеблется в пределах 12–14 см, в их разрезе присутствуют все четыре слоя. В скважине 35B178-2 базальный слой I-1 присутствует только в горизонте погребенных конкреций. Выше, на плато, выклинивается слой I-1, а мощность корок сокращается до 10.5 см. Вниз по склону, в районе отметки 2500 м, слой I-1 также выпадает из разреза, а мощность корок сокращается до 8–9 см. Такая ситуация сохраняется до глубины 2900 м. В то же время, на склонах отрога глубже 2700 м происходит выклинивание и слоя I-2, с сокращением общей мощности корок до 4 см (35Д330-1). В керне скважины 35B308 в центральной части разреза слоя I-1 отмечен 3-х сантиметровый позднепалеоценовый–раннеэоценовый прослой кокколитофораминиферового известняка. Мощность верхних слоев на протяжении всего профиля меняется весьма незначительно.

Наиболее интересная информация получена в седловине гайота (рис. 2, профиль III–III). Здесь в общей сложности пробурено 22 скважины, из которых на профиле использованы 19. Привлечены данные по ранее пробуренным скважинам 35B09, 35B83, 35B97

СЗ

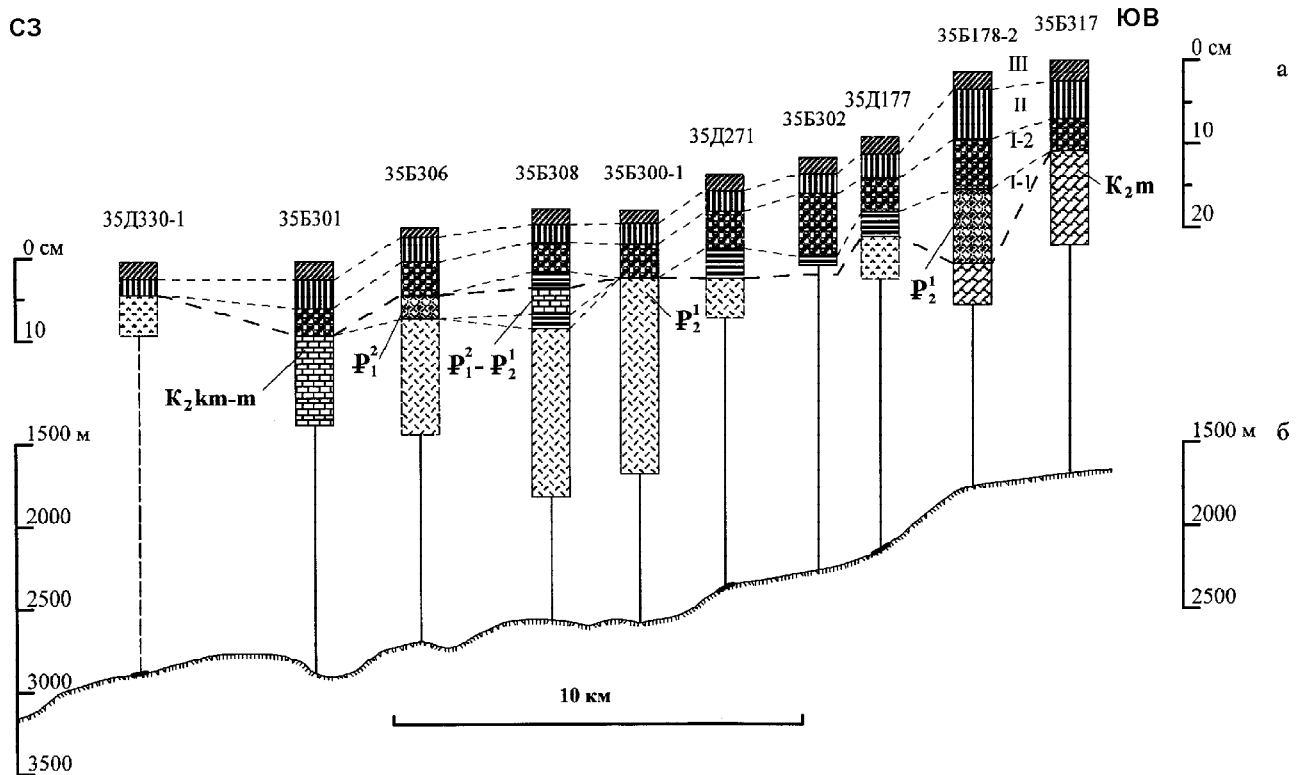


Рис. 6. Буровой разрез по линии II – II вдоль гребня северо-западного отрога гайота Федорова.

Условные обозначения см. рис. 5.

и 35Б98 [8], однако не все они описаны достаточно подробно. Субстрата достигли 15 скважин (рис. 7). Буровой профиль по ломаной линии охарактеризовал саму седловину, опускающиеся к ней склоны и участки вершинных поверхностей западной и восточной построек. На западном плато скважины заложены на глубинах не мельче 1800 м, в седловине – до 2020 м и на восточной вершине – до 1460 м. Субстратом служат преимущественно рифогенные известняки и брекчии в основном сантон-маастрихтского возраста. На вулканическом куполе в восточной части профиля вскрыты среднеэоценовые туфы и туффиты (скв. 35Б83 и 35Б324), в седловине – базальты (скв. 35Б244-1), на западной постройке – кокколитофораминиферовые известняки (скв. 35Б327) неустановленного возраста. Наибольшей мощностью характеризуются корки, залегающие в седловине и на нижней ступени склона между седловиной и восточной вершиной на глубинах 1800–1850 м. В седловине мощность составляет 14–15 см, на ступени – от 10 до 16 см (в среднем – 13.5 см). В разрезе присутствуют все четыре слоя, но их мощность заметно варьи-

рует. Максимальное ее значение для слоя I-1 отмечено в центрах площадок седловины и ступени – 5.3 см, к краям оно уменьшается до 2.0 – 3.5 см. Такой же характер имеют вариации мощности слоя I-2: в центральной части его мощность – 5–5.5 см, в седловине – даже до 7 см, по краям ступени – 2.0–3.0 см. В верхних слоях иначе: мощность слоя II в центре седловины и на бровке ступени – 2.5–3.0 см, к западу и востоку она увеличивается до 4.0 см. Слой III закономерно изменяется по мощности от 1.0 до 2.5 см.

В корках на следующей ступени, в интервале глубин 1700–1750 м, из разреза выпадает слой I-1 и мощность сокращается до 7 см (скв. 35Б252). На самой восточной вершине значение параметра вновь увеличивается, причем при наличии в разрезе слоя I-1 оно составляет 13–14 см, при его отсутствии – 10–12 см. На вершине вулканического холма получен керн корок мощностью 9.5 см (скв. 35Б83), а на его склоне – 14.5 см (скв. 35Б324).

На ступени между западной постройкой и седловиной на глубине 1875 м скважиной пройдена плита корок мощностью 13 см, около 60 см осадка под

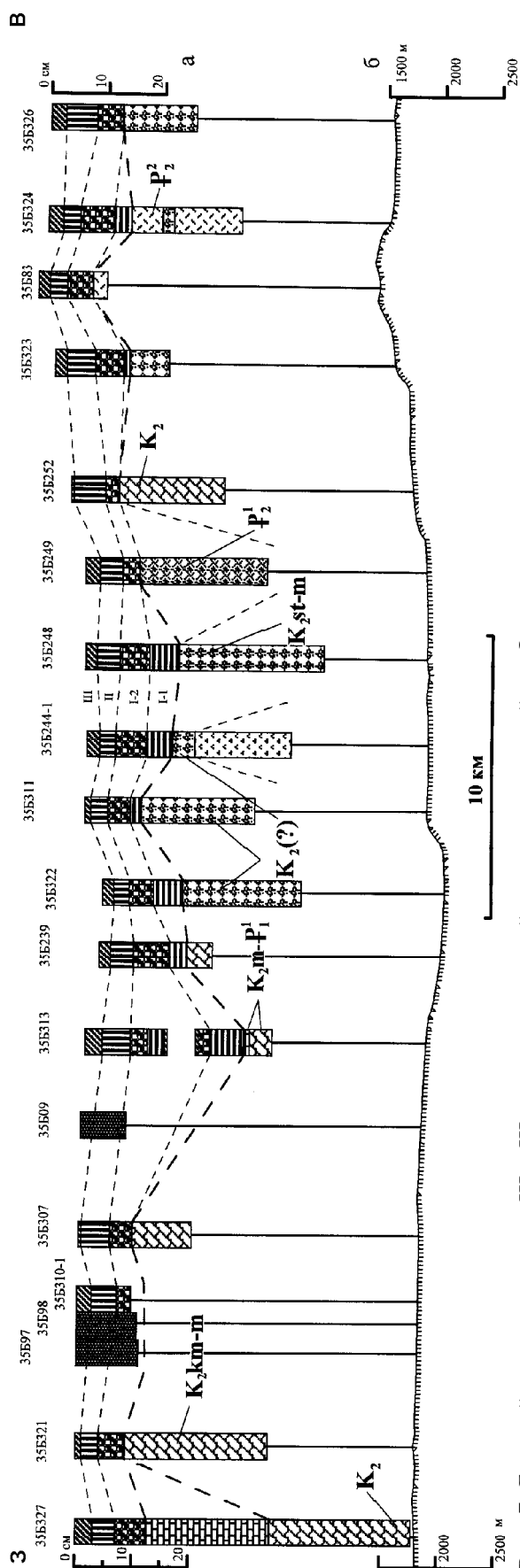


Рис. 7. Буровой разрез по линии III – III вдоль продольной оси седловины гайтога Федорова. Условные обозначения см. рис. 5.

ней и корка мощностью 8 см на рифогенном известняке (скв. 35B313). В плите представлен полный разрез и реликты субстрата – планктоногенного фосфатизированного известняка. В погребенной корке в разрезе присутствуют только два нижних слоя (мощность слоя I-1 аномально велика – 6.0 см). Сходная ситуация имеет место на периферии седловины. Скважина 312-1 оказалась заложеной на тонкой плите, построенной слоем III. Под ней пройдено около 1.0 м карбонатного осадка и произведено заглубление в субстрат, рифогенный известняк, рудные корки или налеты на котором отсутствовали.

На западном плато в разрезе отсутствует слой I-1, а мощность корок варьирует от 9 до 12 см. Субстрат представлен рифогенными и планктоногенными известняками.

В целом, следует отметить, что слой I-1 присутствует только в корках седловины и восточной постройки. Слой I-2 достигает максимальных мощностей в центральной части профиля, на остальных участках его мощность составляет 2.5–4.0 см. Наиболее высокие мощности слоя II отмечены в вершинных частях западной и восточной построек – 4–5.5 см. В седловине она падает до 2.5–3.5 см. Мощность слоя III изменяется вдоль профиля закономерно от 0.5 до 3.0 см.

Еще один профиль (IV–IV) пройден в южной части западного вершинного плато перед бровкой склона в интервале глубин от 1700 до 1880 м (рис. 2, 8). Здесь пробурено 5 скважин, достигших субстрата. Два вулканических купола, расположенных на профиле, имеют высоту 75 и 200 м. К западу от куполов субстрат представлен рифогенными, предположительно апт-туронскими известняками. К востоку отмечены сантон-маастрихтские (?) кокколит-фораминиферовые известняки и эдафогенные брекчии. Мощность корок изменяется от 8 до 14 см. Полный разрез отмечен только в крайних западной и восточной скважинах; мощность в них наиболее велика, соответственно – 10 и 14 см. В скв. 35B164 вновь в разрезе слоя I-1 отмечен прослой кокколит-фораминиферовых известняков позднепалеоценового возраста. В центральной части профиля из разреза корок выпадает слой I-1, а мощность корок падает до 8–9.7 см. В двух скважинах отмечены погребенные горизонты конкреций. В скважине 35B163 возраст горизонта определен как позднепалеоценовый.

Проведенные работы выявили и определенные методические проблемы. Был предусмотрен отбор валовых проб корок из керна. Однако в процессе бурения обнаружено неравномерное разрушение керна

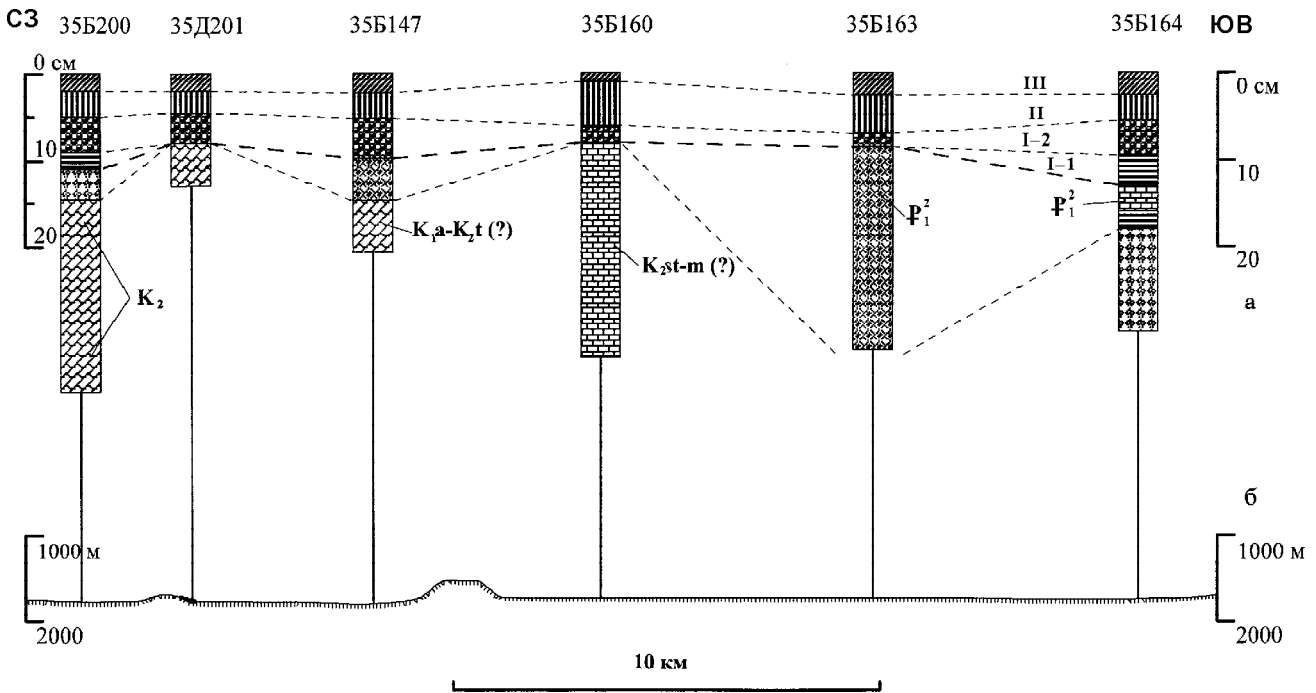


Рис. 8. Буровой разрез по линии IV – IV вдоль южной бровки плато западной постройки гайота Федорова. Условные обозначения см. рис. 5.

по разрезу – верхние наименее прочные и богатые полезными компонентами слои истирались о колонковую трубу существенно больше, чем нижние фосфатизированные и, по сути, керн корок имел форму неправильного усеченного конуса. Это при анализе химического состава приводило к искажениям его в сравнении с составом проб, полученных драгами: практически повсеместно отмечены пониженные концентрации марганца, никеля и кобальта и повышенные – фосфора, кальция и других петрогенных компонентов. По этой причине в статье мы не приводим полученные результаты. Однако, чтобы охарактеризовать разрез корок и состав упоминаемых слоев, в таблице приведены средние содержания компонентов по результатам опробования драгами.

В целом приводимые данные подтверждают выявленные ранее закономерности [2, 4]. Два верхних и два нижних слоя сходны по составу между собой и существенно различаются попарно. Для нижней пары характерны пониженные концентрации рудообразующих металлов, пониженная железистость и высокие концентрации фосфатов. Слой I-1 обладает более высокими содержаниями Mn и Co, слой I-2 – Ni, Cu и P₂O₅. Верхняя пара слоев, напротив, проявляет наиболее высокие концентрации полезных компонентов и наименьшие – фосфатов. Для слоя II в этой

паре характерны повышенные концентрации Cu, Ti и P₂O₅, для венчающего разрез слоя III – Mn, Co, Ni, наиболее высокая железистость.

Впервые получены данные по поведению в разрезе широкого спектра химических элементов. Для Na₂O, K₂O, MgO, Al₂O₃ просматривается общая закономерность – минимальные концентрации отмечаются в слое I-1. Вверх по разрезу они последовательно нарастают и достигают максимума в слое II, после чего их концентрации вновь снижаются в кровле разреза, в слое III. Так же распределены по разрезу Li, Rb, Cs, Ni, Cu. Последовательно нарастают от слоя I-1 к слою III концентрации Sr, Zr, W. Еще одна закономерность – ряд элементов (Pb, Mo, V) проявляют максимум содержаний в подошве разреза, в слое I-1, затем в слое I-2 концентрации падают до минимума и далее последовательно нарастают к слою III. Другие элементы – Zn, Te, Ba – максимально концентрируются в нижнем слое, а их дальнейшее распределение по разрезу закономерно. Содержание As, Sb, Nb и Tl существенно выше в двух верхних слоях в сравнении с нижними.

Большинство редкоземельных элементов, особенно подгруппы церия, максимальные концентрации имеют в подошве разреза, в слое I-1. Для Pr, Nd, Gd проявлена тенденция, когда после максимальной

Таблица. Содержание химических элементов в слоях корок гайотов Федорова и Альба.

Компо- ненты	Статистические характеристики											
	I-1			I-2			II			III		
	Среднее, %, г/г	Вариация,%	Коли- чество анали- зов	Среднее, %, г/г	Вариация,%	Коли- чество анали- зов	Среднее, %, г/г	Вариация,%	Коли- чество анали- зов	Среднее, %, г/г	Вариация,%	Коли- чество анали- зов
Mn	22.02	15	14	18.02	13	24	21.62	14	21	23.67	11	21
Fe	12.26	21	14	11.04	22	23	15.51	19	20	17.19	8	21
Co	0.44	22	14	0.34	28	24	0.50	23	21	0.65	17	21
Ni	0.44	19	14	0.48	25	24	0.49	21	21	0.52	21	21
Cu	0.096	29	14	0.133	24	24	0.153	32	21	0.132	70	21
Pb	0.206	11	7	0.110	24	13	0.127	31	12	0.187	62	11
Sr	0.173	8	7	0.149	7	13	0.133	9	12	0.129	12	11
Ba	0.250	11	7	0.162	35	13	0.173	14	12	0.154	21	11
Na ₂ O	1.60	16	7	1.87	17	13	2.11	22	12	1.85	14	11
K ₂ O	0.49	23	7	0.55	34	13	0.89	23	12	0.70	15	11
MgO	1.30	12	7	1.40	14	13	1.82	10	12	1.69	9	11
CaO	16.19	24	7	18.72	33	13	7.00	72	12	3.77	14	11
Al ₂ O ₃	0.69	29	7	1.09	63	13	2.25	41	12	1.78	42	11
TiO ₂	0.92	19	7	0.69	63	13	1.47	38	12	1.63	23	11
P ₂ O ₅	7.00	42	12	8.78	40	18	2.56	77	19	1.85	90	19
Zn	691	26	7	601	18	13	672	18	12	601	29	11
Mo	540	28	7	402	19	13	427	20	12	474	23	11
Zr	251	31	7	378	59	13	651	71	12	705	49	11
Nb	16	21	7	19	49	13	40	50	12	41	22	11
As	171	42	7	174	28	13	211	26	12	213	37	11
Sb	28	16	7	26	16	13	39	29	12	37	19	11
W	36	43	7	51	23	13	71	30	12	94	42	11
U	13	24	7	10	28	13	11	18	12	15	66	11
Th	13	14	7	5	86	13	9	42	12	17	60	11
Li	2	30	7	3	55	13	6	52	12	3	101	10
Rb	5	22	6	7	64	13	16	54	12	10	44	10
Cs	0.2	-	4	0.4	95	13	1.1	52	12	0.5	49	10

Примечание. Содержание компонентов от Mn до P₂O₅ приведены в процентах, от Zn до Lu – в граммах на тонну. Содержание Mn, Fe, Co, Ni, Cu определены в лабораториях НИИОксангеофизики атомно-абсорбционным методом под руководством П.И. Курилова, P₂O₅ – там же фотометрическим методом; содержание остальных элементов определены в лабораториях АСИЦ ВИМС под руководством С.В. Кордюкова методами ICP-MS и ICP-AES.

Продолжение таблицы.

Компоненты	Статистические характеристики											
	I-1			I-2			II			III		
	Среднее, г/т	Вариация, %	Количество анализов	Среднее, г/т	Вариация, %	Количество анализов	Среднее, г/т	Вариация, %	Количество анализов	Среднее, г/т	Вариация, %	Количество анализов
V	557	8	7	407	16	13	448	13	12	483	6	11
Te	80	21	7	62	20	13	74	16	12	69	56	11
Tl	139	14	7	132	13	13	150	29	12	165	41	11
Y	353	16	7	361	28	13	248	20	13	178	15	11
La	400	11	7	285	22	13	279	11	13	295	18	11
Ce	1754	22	7	909	26	13	932	22	13	898	28	11
Pr	64	16	7	48	21	13	54	11	13	62	18	11
Nd	249	19	7	192	26	13	212	13	13	240	18	11
Sm	47	23	7	39	24	13	45	14	13	52	15	11
Eu	11	17	7	10	20	13	10	12	13	13	17	11
Gd	70	14	7	56	22	13	59	16	13	66	19	11
Tb	9	23	7	8	27	13	8	17	13	9	19	11
Du	59	24	7	48	29	13	50	19	13	59	25	11
Ho	13	28	7	11	31	13	11	21	13	13	31	11
Er	42	28	7	36	31	13	34	22	13	37	34	11
Tm	6	23	7	5	26	13	5	20	13	5	32	11
Yb	41	26	7	34	30	13	32	24	13	37	43	11
Lu	7	29	7	6	34	13	5	26	13	6	44	11

концентрации в подошве содержания падают и вновь нарастают к кровле. Сходна ситуация и для Sm, но значения концентраций в верхнем слое превышают концентрации в подошве. В нижнем слое максимальны содержания тяжелых редких земель – Er, Yb, а также, что особенно важно, La и Ce. Концентрации Ce в слое I-1 почти вдвое превышают значения в других слоях, при этом вариации значений не превышают 25 %. Содержания La в нижнем слое на 30–40 % превышают содержания в других точках разреза, при вариабельности еще ниже, чем у Ce. Единственный элемент, характеризующийся иными особенностями распределения по разрезу – Y. Но он и не относится к редким землям, однако по традиции рассматривается вместе с ними. В двух нижних слоях концентрации Y выше, чем в двух верхних, так же, как и у компонентов карбонатно-фосфатной составляющей.

Гайот Альба также ранее упоминался под другими названиями – Дальморгео [2, 7, 10] или Влиндер [13]. Гайот изучался преимущественно организациями геологической службы Советского Союза, позже России [2, 6, 10]. Здесь проведены геофизические работы, включавшие гидромагнитометрию и сейсмоакустическое профилирование, профилирование придонными гидролокаторами бокового обзора и дальнего действия, выполнено фототелевизионное профилирование и геологическое опробование скальными драгами.

В период работ, которым посвящена предложенная статья, на гайоте пробурено 18 скважин, 15 из которых достигли субстрата при сохранении керна в удовлетворительном состоянии. Скважины заложены на глубинах от 1170 до 2244 м. Получены керны длиной от 11.0 до 81.5 см, истинная мощность корок изменялась от 1.3 до 12.0 см. Субстратом корок в 6 случаях служили планктоногенные и рифогенные известняки, в 4 – базальты, в 3 – туфы и туффиты, в 2 – эдафогенные брекчии. Керна максимальной длины получен скважиной 15Б306, пробуренной на склоне одного из вулканических конусов на вершинном плато гайота. Конусы описаны в наших предшествующих работах и характеризуют позднейшую – среднемиоценовую – стадию вулкано-тектонических активизаций [2, 6]. Скважиной вскрыта железомарганцевая корка мощностью 1.3 см и 80.2 см разреза подстилающих пород, представленных переслаивающимися туфами и туффитами от алевроитовой до псефитовой размерности. Возраст отложений на основании анализа комплексов планктонных и бентосных фораминифер, а так-

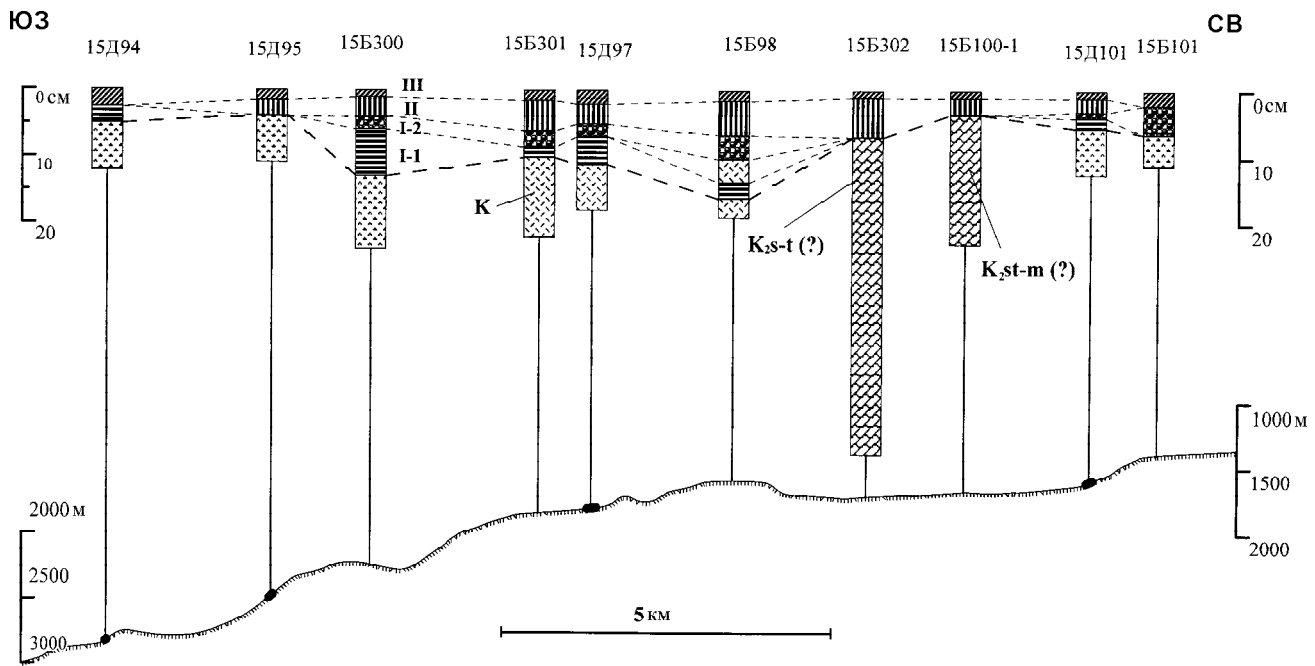


Рис. 9. Буровой разрез по линии V – V вдоль гребня юго-западного отрога гайота Альба.

Условные обозначения см. рис. 5.

же нанопланктона, содержащегося в цементе туффитов, определен как позднемиоценовый.

Расположение скважин позволяет построить только один разрез по оси юго-западного отрога. Другие пробурены с целью определения мощности корок на субгоризонтальных поверхностях периферии вершинных плато основного гайота и гайота-сателлита (рис. 3).

По профилю пробурено 6 скважин и выполнен ряд драгирований, позволяющих дополнить представления о геологическом строении отрога и разрезе корок (рис. 9). Профиль отрога – ступенчатый, с рядом вулканических куполов, расположенных на поверхности отрога. Верхняя и нижняя части отрога сложены раннемеловыми базальтоидами, в средней части преобладают вулканокластические породы. На верхней ступени, на глубинах 1650–1750 м, бурением вскрыты позднемеловые рифогенные известняки. Изменчивость мощности корок по профилю весьма велика, что обусловлено непостоянством состава разреза. Полный разрез установлен только в средней части профиля в интервале глубин 1825–2225 м. Здесь мощности корок составляют от 10 до 11 см (скв. 15Б300, 15Б301, драга 15Д97). Скважиной 15Б98 на вершине вулканического купола также вскрыт полный разрез, однако слои I-1 и I-2 разделены прослоем туффита. Общая мощность корок со-

ставляет 15.2 см, однако промышленно значимыми являются только верхние 10.2 см. Выше по гребню отрога на рифогенных известняках разрез сложен только двумя верхними слоями, а мощность корок составляет 3.5–7 см. На вершинном плато вскрыт разрез корок, состоящий из слоев I-2 и III, мощностью 6.5 см (скв. 15Б101). В драге с тем же номером в разрезе присутствуют все слои, однако толщина каждого из них сокращена, и общая средняя мощность составляет лишь 5.5 см. В нижней части отрога драгами отобраны корки с различными вариантами двухслойных разрезов; изменения мощности от 3.5 до 5.0 см.

В распределении элементов по разрезу корок в целом просматриваются те же закономерности, что и в корках гайота Федорова. Интересен состав корок, вскрытых скважиной 15Б306, представленный только верхним слоем III. Содержания Mn в них достигают 23.76, а Co – 0.82 %, в то время как содержания Cu и P_2O_5 – минимальны.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Приведенные данные позволяют сделать ряд весьма важных выводов, а также дают пищу для обсуждения ряда вопросов, связанных с кобальтоносным железомарганцевым оруденением подводных поднятий.

1. Средняя мощность корок на пологих поверхностях подводных гор, если они свободны от неконсолидированных осадков, существенно превышает мощности корок на склонах. На гайоте Федорова показатель составляет 11.2 см по 33 скважинам, достигшим субстрата, в то время как средняя мощность корок на склонах – порядка 7 см. На гайоте Альба аналогичные цифры составляют, соответственно, 8.4 см и 5.5 см. Подобная ситуация подтверждается прямыми наблюдениями с обитаемых подводных аппаратов [3].

2. Изменчивость мощности корок в основном зависит от изменчивости состава разреза. При сохранении одних и тех же слоев вариации общей мощности незначительны, за исключением редких случаев они составляют не более 20 %. Большие вариации отмечаются при резком увеличении общей мощности за счет аномально высокой мощности одного из слоев, как правило, нижней части разреза. Резкое сокращение мощности корок наблюдается при выпадении из разреза какого-либо из слоев. Чаще отсутствуют слои I-1 или/и I-2, однако отмечено и выпадение слоя II при сохранении нижних. В зависимости от геологической ситуации, изменчивость параметра на конкретном участке может быть относительно высокой или относительно низкой. В пределах северо-западного отрога гайота Федорова (рис. 6) большие мощности корок при полном составе их разреза и незначительной изменчивости прослеживаются в центральной части бурового профиля на расстоянии более 10 км. Уменьшение мощности происходит глубже 2500 м и мельче 1700 м, в зонах, периодически перекрываемых неконсолидированными осадками, с выпадением из разреза слоя I-1. Иная картина на юго-западном отроге гайота Альба (рис. 9): мощность корок, при сохранении состава разреза, остается стабильной на участках профиля протяженностью не более 2–2.5 км. Изменчивость состава разреза и оценочного параметра весьма высока. Ответственной за такую ситуацию, очевидно, является сложная история геологического развития района отрога и гайота в целом, сопровождавшаяся многочисленными вулcano-тектоническими активизациями [6, 13], нашедшая отражение в широком развитии вулканических построек, крутых обрывистых склонах, угловатости очертаний.

В то же время, локальная изменчивость корок может быть весьма значительной. По данным японских исследователей, буровая установка которых позволяет получать до четырех кернов за один буровой цикл, на расстоянии нескольких метров изменение

мощности корок может быть всего на один сантиметр, а может превышать десять сантиметров [16]. Здесь также главным фактором является изменчивость состава разреза, а она, в свою очередь, помимо общих закономерностей, подчиняется факторам локальных условий. Например, нами неоднократно наблюдалось локальное увеличение мощности корок за счет выполнения нижними слоями неровностей поверхностей коренных пород, являющихся их субстратом.

3. Внимательное изучение разрезов корок по буровым профилям дает возможность получить информацию об истории железомарганцевого рудогенеза на исследуемых участках, а в определенных случаях и о фациальных условиях рудообразования. Анализ разреза III – III в седловине гайота Федорова (рис. 7), позволяет обоснованно предположить, что в конце палеоцена–эоцене (слои I-1, I-2) в седловине гайота существовали наиболее благоприятные условия рудоотложения, в то время как на ступенях и вершинных поверхностях оно было затруднено (на западной вершине слой I-1 просто отсутствует). Такая ситуация могла быть обусловлена существованием в пределах седловины активной гидродинамической обстановки и относительно мелким положением вершин и верхних ступеней, где нестабильная литодинамическая обстановка периодически могла препятствовать рудоотложению. В миоцене (слой II) благоприятные условия смещаются выше по склону к вершинам обеих построек, что может быть связано с погружением гайота. С плиоцена (слой III) условия относительно стабильны. Вероятно, в плиоцен-четвертичное время они изменялись несущественно и были близки к современным. Возможна и другая интерпретация полученных данных – например, можно связывать современное распределение мощностей не с первичными условиями рудообразования, а с процессами перераспределения вещества и деструкцией уже сформированных слоев. Такие процессы, безусловно, имели место в истории марганцевого рудогенеза на гайоте, но в данной ситуации особенности изученного разреза лучше описываются первой версией.

4. Получены данные, проливающие свет на вопрос о наличии корок под слоем рыхлых осадков в случаях присутствия близких выходов коренных пород. Эта проблема долгое время вызывает интерес у исследователей и имеет большое значение при оценке ресурсов корок. Устья ряда пробуренных скважин либо были заложены непосредственно на осадке, либо оказывались на корочных плитах, лежащих на

осадке. После проходки нелитифицированного осадка буровой инструмент достигал коренных пород и заглублялся в них. Помимо упомянутых выше скважин 35Б313 и 35Б312-1, такие ситуации отмечены и в других скважинах. Весьма интересный разрез был вскрыт скважиной 35Б328, заложенной в пределах небольшого уступа на вершинном плато западной постройки гайота Федорова в поле конкреций. Пройдя под современными конкрециями около 50 см рыхлых осадков, скважина вскрыла корку мощностью 6.5 см, в разрезе которой представлены слои II и III, горизонт погребенных конкреций, корку, представленную слоем I-2 мощностью 4 см, еще один горизонт погребенных конкреций и, в забое, субстрат, представленный кокколлит-фораминиферовым известняком позднепалеоценового–раннеэоценового возраста. Вероятно, здесь имела место частая смена фациальных обстановок, попеременно способствующая реализации железомарганцевого рудогенного процесса в виде конкреций или корок.

Анализ упомянутых случаев показывает, что при мощности покрова осадков 0.5–1.0 м корок на коренных породах может не быть, более того, породы могут быть свободны даже от налета рудного материала. В ряде случаев железомарганцевые корки под осадком присутствуют, но мощность их разреза несколько уменьшена. Уменьшение мощности корок с сокращением состава разреза наблюдалось уже при толщине слоя перекрывающих осадков в 15–20 см. В целом, наши результаты показывают, что вопрос не может быть решен однозначно и необходим инструмент изучения изменчивости мощностей корок под слоем осадков, например, на основе высокочастотных акустических методов.

5. Интересно присутствие в ряде скважин горизонтов погребенных конкреций, сцементированных кокколлит-фораминиферовой карбонатной массой, подстилающих основание разреза корок (рис. 4). Подобные горизонты зафиксированы в восьми скважинах на гайоте Федорова и трех – на гайоте Альба. Согласно биостратиграфическим исследованиям, можно выделить горизонты близких геологических возрастов – позднепалеоценового и ранне-среднеэоценового. Наиболее подробное внимание этому вопросу было уделено в уже опубликованной статье Э.Л. Школьника с соавторами [11]. При любой трактовке происхождения этих горизонтов, полученный материал показал широкое распространение этих образований. Кроме того, совершенно очевидно, что подобные горизонты образовывались в некой вполне определенной фациальной обстановке, что позволяет су-

щественно дополнить представления об истории рудогенеза в районе.

6. Очевидно, что одним из главных результатов проведенных работ является само освоение бурения неглубоких скважин погружной установкой не как опытно-методического, а как рабочего метода геологических исследований. Проведенные работы, помимо перечисленных научных результатов, позволили накопить опыт в выполнении технологических операций, обеспечивающих успешное бурение, указали пути возможного усовершенствования его техники и технологии.

Авторы выражают благодарности всем буровикам, геологам, гидрографам, обеспечивавшим проведение работ, всем исследователям, принимавшим участие в анализе полученных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Газетир географических названий форм подводного рельефа, показанных (или тех, которые могут быть показаны) на ГЕБКО и на международных гидрографических мелкомасштабных сериях карт (1 : 2 250 000 и мельче). Монако, Междунар. гидрографическое бюро, 1992.
2. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. М.: Наука, 1995. 368 с.
3. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.Б. и др. М.: Наука, 1990. 229 с.
4. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 13–27.
5. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфатной минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. № 5. С. 4–20.
6. Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Эр.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2000. Т.19, № 5. С. 38–46.
7. Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б., Чудаев О.В. О механизме формирования кобальтомарганцевых корок на гайотах Магеллановых гор Тихого океана // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 87–93.
8. Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Юринец М.М. и др. Результаты сравнения глубоководного бурения морского дна с данными драгирования в Западной Пацифике // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18, № 1. С. 115–117.
9. Хулапова Т.М., Седышева Т.Е. Особенности строения залежей кобальтоносных марганцевых корок и их геолого-промышленное районирование // Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик: НИПИокеангеофизика. 2003. С. 101–114.

10. Школьник Э.Л., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Чудачев О.В. О фосфоритах гайота Дальморгео Магеллановых гор Тихого океана // Тихоокеан. геология. 2000. № 2. С. 101–108.
11. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Пономарева И.Н. и др. Результаты изучения субстрата кобальто-марганцевых корок по керну скважин на гайотах ИОАН и Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2004. № 1. С. 76–96.
12. Bogdanov Y.A., Bogdanova O.Y., Dubinin A.V. et al. Composition of ferromanganese crusts and nodules at Northwestern Pacific guyots and geologic and paleoceanographic considerations // Proc. ODP, Sci. Results, 144: College Station, 1995. TX. P. 745–768.
13. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijlbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Let. 1998. V. 163. P. 53–68.
14. Lenoble J.-P. A comparison of possible economic returns from mining deep-sea polymetallic nodules, polymetallic massive sulfides and cobalt-rich ferromanganese crusts // Workshop on mineral resources of the international seabed area. Kingston. 2000. 22 p.
15. Melnikov M.Eu., Tugolesov D.D., Gubenkov V.V., Rozhdestvensky V. Ch. Preliminary results on drilling of Co-rich manganese crusts (the IOAN guyot, the Pacific ocean – case study) // Minerals of the Ocean. Conf. abstr. Saint-Petersburg: VNIIOceangeologia. 2002. P. 24–27.
16. Usui A., Matsumoto K., Sekimoto M., Okamoto N.. Geological study of cobalt-rich ferromanganese crusts using a camera-monitored drill machine in the Marshall Islands area // The Proc. of Fifth ISOPE Ocean Mining Symposium, Tsukuba, Japan. 2003. P.12–15.
17. Yubko V.M., Kazmin Y.B., Glumov A.I., Melnikov M.Ye. The regional and local variability of spatial distribution of cobalt-rich ferromanganese crust accumulation of the World ocean. // Workshop on mineral resources of the international seabed area. Kingston. 2000. 11 p.

Поступила в редакцию 20 января 2005 г.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

M.Ye.Melnikov, I.N.Ponomareva, D.D. Tugolesov, V.Kh.Rozhdestvensky

Drilling results of ferromanganese cobalt-rich crusts on the guyots of the Magellan Seamounts (the Pacific Ocean)

The results of ferromanganese Co-rich crusts investigation are presented in the paper based on shallow boreholes drilled with the help of the submersible unit GBU-1.5/4000 on the guyots Fedorov and Alba (Magellan Seamounts, NW Pacific).

The results are of special value due to the unique possibility to study a drill core of crusts and underlying rocks *in situ* with a strictly coordinated point, which is not really available in the course of dredging. Sections along drilling profiles are given. It is shown that the average thickness within subhorizontal and gently sloping surfaces is significantly higher than that on the relatively steep slopes. The variability of crust thickness is determined by the variability of their section composition. The reduction of crust thickness is the result of omission of certain layers in the section. An increase in crust thickness is usually determined by an anomalous increase in the thickness of the lower layers I-1 and/or I-2. Generally, the variability of thickness within specific layer is not large.

Possible paleoreconstructions of ore forming conditions based on the obtained sections are demonstrated. Cases of crust thickness reduction caused by overlapping by fresh carbonate sediments are considered, as well as a wide development of buried nodule horizons in the area.

A conclusion was made on the wide applications of shallow holes drilling for the purposes of ferromanganese crust ores investigation on the seamount slopes.

Key words: Co-rich manganese crust, drilling, core, hole, guyots, Magellan seamounts

АНОМАЛИИ “СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ МАНТИИ” ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА И ИХ СВЯЗЬ С ГЛУБИННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

В.Н. Сеначин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г.Южно-Сахалинск

В глубоководных впадинах окраинных морей Востока Азии рядом исследователей по разным признакам (Watanabe et al., 1977; Yoshii, 1973 и др.) было выявлено наличие крупного, изостатически скомпенсированного уплотнения в верхней мантии. Для определения происхождения данного уплотнения был проведен расчет аномалий глубины «свободной поверхности мантии» в Охотоморском регионе и их анализ. Результаты исследования показали, что Охотоморский регион характеризуется общим увеличением глубины “свободной поверхности мантии” с амплитудой около 0,5 км, на фоне которого наблюдаются региональные аномалии увеличенной и уменьшенной глубины, связанные с выраженными в рельефе дна структурами. Эти аномалии, видимо, образуются в процессе деструкции земной коры, приводящей к уменьшению её мощности. Они могут быть вызваны латеральными температурными аномалиями в литосфере, образующимися под впадинами в результате кондуктивного прогрева, подъема флюидов и магматизма в кору. Повсеместное углубление свободной поверхности мантии указывает на наличие крупного верхнемантийного уплотнения, распространяющегося, возможно, за пределы Охотского моря в прилегающие части континента и океана. Это уплотнение почти полностью изостатически скомпенсировано, что говорит о том, что в активных окраинах выполняется механизм глубинной изостатической компенсации, в которой уровень компенсации расположен, предположительно, в нижней мантии.

Ключевые слова: изостазия, “свободная поверхность мантии”, литосфера, верхняя мантия, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

“Свободная поверхность мантии” (далее – СПМ) – это одна из характеристик изостатического состояния земной поверхности. Она показывает, насколько поднята или опущена земная кора относительно нормального положения, соответствующего однородной мантии заданной плотности. По аномалиям СПМ можно судить о степени изостатической нескомпенсированности региона, либо о наличии плотностных неоднородностей в мантии.

Наиболее полное изучение СПМ в океанах и на континентах было проведено М.Е. Артемьевым и М.К. Кабаном [6,7,25,46]. Они показали, что даже в тектонически стабильных регионах глубина СПМ может значительно различаться. Это говорит о крупных латеральных изменениях плотности в верхней мантии.

Плотность верхней мантии зависит от температуры и вещественного состава. Температурный режим верхней мантии определяется, прежде всего,

возрастом литосферы. Это наглядно проявляется в глубине океанского дна: чем древнее возраст литосферы, тем она холоднее и плотнее, и тем глубже рельеф дна. В океанах глубина СПМ меняется от 2,5 км в осевых зонах срединно-океанических хребтов до 4,5 км в древних глубоководных котловинах [25]. Индикатором температурного режима верхней мантии может служить мантийный тепловой поток.

Наблюдаемый температурный режим верхней мантии неплохо объясняет модель охлаждающегося полупространства [41, 50]. Модель позволяет рассчитать глубину СПМ в изучаемых структурах, если известен возраст литосферы или мантийный тепловой поток. По разности наблюдаемой и “теоретической” глубин СПМ мы, в свою очередь, можем судить о наличии плотностных неоднородностей в верхней мантии, не связанных с процессом её охлаждения.

Такая неоднородность отмечается в глубоководных котловинах окраинных морей Азиатско-Тихоокеанской окраины. Она проявляется в аномалиях

глубины СПМ [49, 50], в аномалиях глубины дна [45], и в аномалиях гравитационного поля [24, 51].

Т. Ватанабе с соавторами [50] провели расчет глубины СПМ в котловинах Охотского, Японского, Филиппинского и других морей Азиатской окраины. Они обнаружили, что при одинаковых величинах наблюдаемого теплового потока глубина СПМ в этих структурах всегда больше, чем в океане, не менее чем на 1 км. Д. Хэйс [45], исследовав связь глубины дна окраинных бассейнов с возрастом коры, также отмечает закономерное увеличение глубины дна на 0,6–1 км в сравнении с океаном. Т. Йосии [24, 51] использовал другой подход в изучении мантийных неоднородностей. Он провел вычисление так называемых “остаточных мантийных гравитационных аномалий” (RGA) и исследования их зависимости от возраста дна и величины теплового потока, которые привели к выводу, что они повышены в бассейнах окраинных морей на 80–100 мГал, что соответствует углублению СПМ на 0,6–0,7 км.

В настоящее время нет обоснованного объяснения существования данного уплотнения, его природы и глубинного расположения. Оно может быть связано с предполагаемым в окраинных морях процессом преобразования континентальной коры, или с внедрением в литосферу мантийных диапиров, или с более глубинными аномалиями плотности, порождаемыми субдукцией.

Для решения данной проблемы автор провел расчеты площадного распределения аномалий СПМ в Охотоморском регионе, включающем глубоководные и мелководные окраинные бассейны, прилегающую часть Азиатского континента, континентальную и островную вулканическую дугу, глубоководный желоб.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ РАСЧЕТОВ

Глубина СПМ рассчитывается следующим образом:

$$D = H_m - \frac{1}{\rho_m} \sum_{i=1}^k \rho_i \cdot M_i, \quad (1)$$

где D – глубина СПМ, H_m – глубина границы Мохо; ρ_m – плотность мантии; ρ_i , M_i – соответственно плотность и мощность i -го слоя земной коры в расчетной точке; k – количество слоёв земной коры, которое в нашей модели равно 4 (водный, осадочный, “гранитный”, “базальтовый”).

Аномальная глубина СПМ находится как разность реальной глубины СПМ (1) и нормальной глубины СПМ D_q , определяемой по мантийному тепловому потоку Q_m :

$$D_a(Q_m) = D - D_q(Q_m). \quad (2)$$

Для расчета $D_q(Q_m)$ использовалось выражение, полученное на модели охлаждающегося полупространства [50]:

$$D_q(Q) = D_0 + \frac{2\alpha T_a^2 k}{\pi} \cdot \frac{1}{Q_m}, \quad (3)$$

где D_0 – уровень поверхности мантии в начальный момент образования литосферы; α – коэффициент термального расширения, T_a – температура астеносферы, k – теплопроводность, Q – мантийный тепловой поток. По оценке М.К. Кабана параметр D_0 можно принять равным 2,5 км [25]. Зададим остальные параметры аналогично принятым в работе [48]: $\alpha=3,28 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, $T_a=1350^\circ\text{C}$, $k=3,138 \text{ Вт/м}\cdot^\circ\text{C}$ и получим выражение:

$$D_q(Q) = 2,5 + \frac{119,42}{Q_m}, \quad (4)$$

которое использовалось в наших расчетах.

При определении мантийного теплового потока по наблюдаемым поверхностным значениям необходимо учесть радиоактивные источники тепла в коре и потерю тепла, уходящую на прогрев накапливающегося осадочного слоя.

Расчет теплогенерации коры проводился с использованием следующей формулы:

$$Q_{mc} = \sum_{i=1,3} A_i M_i, \quad (5)$$

где A_i , M_i – соответственно удельная теплогенерация и мощность i -го слоя коры. Параметры удельной теплогенерации, используемые в нашей модели, были выбраны на основе данных [14]: осадочный слой – $1,2 \times 10^{-3} \text{ мВт/м}^3$, “гранитный” слой – $0,4 \times 10^{-3} \text{ мВт/м}^3$, “базальтовый” слой – $0,2 \times 10^{-3} \text{ мВт/м}^3$.

Накопление осадочного слоя на поверхности твердой Земли приводит к поглощению тепла. Так, по оценке Н.А.В. Олковой [16], тепловой поток во впадинах Дерюгина и ТИНРО занижается на 17%, а в Южно-Охотской впадине – до 27%. Сходные оценки даются в работе О.В. Веселова с соавторами [15].

Как показал А.Я. Гольмшток [18], степень уменьшения теплового потока на поверхности при постоянной скорости осадконакопления зависит от безразмерных параметров $P = vt/2\sqrt{a_2 t}$, и $S = (\lambda_2/\lambda_1)\sqrt{a_1/a_2}$, где v – скорость осадконакопления, λ_1 , a_1 и λ_2 , a_2 – соответственно теплопроводность и температуропроводность фундамента и осадочного слоя. Получить точные значения этих пара-

метров по всей акватории Охотского моря не представляется возможным.

Для определения параметра P зададим теплопроводность осадков $a_2 = 6 \times 10^{-3}$ см²/с, скорость осадконакопления $v = 0,02$ см/год, что соответствует накоплению толщи мощностью 10 км за 50 млн лет, т.е. с эоцена, и согласуется с минимальными оценками этого параметра в Охотском море, приведенными в работах [15, 16]. При постоянной скорости осадконакопления возраст осадочной толщи можно определить по её мощности, считая, что осадконакопление продолжается в настоящее время. В результате таких допущений получим зависимость P от мощности осадков (H): $P = 0,0514\sqrt{H}$, где H задается в километрах.

Теплопроводность осадков λ_2 была принята равной 1,5 Вт/(м·К) на основании данных в работе [17]. Для нижележащего слоя можно использовать значение, приведенное в справочнике [43, с.202–203] для “гранитно-метаморфического слоя в геосинклинальном периоде” ($\lambda_1 = 1,5$ Вт/(м·К)). Теплопроводность осадочных и магматических пород изменяется в широких пределах [43]. Определить точные значения этих параметров в нашем регионе не представляется возможным. По-видимому, теплопроводность фундамента должна быть не меньше, чем в осадках. Вместе с тем, уменьшение параметра S приводит к значительному увеличению поправки. В наших расчетах было принято значение $S = 1$, которое даёт наилучшее совпадение с оценками искажения теплового потока Н.А. Волковой [16] в котловинах Охотского моря.

На основе выбранных значений параметров P , S и заданной мощности осадков в каждой точке расчетной сети можно определить степень уменьшения поверхностного теплового потока по приведенной в работе [18] диаграмме и пересчитать его в глубинный тепловой поток.

Процедура расчета аномальной глубины СПМ сводилась к следующему. Прежде всего, по формуле (1) рассчитывалась реальная глубина СПМ в каждой точке региона. Далее в наблюдаемый тепловой поток вводилась поправка за влияние осадочного слоя и вычитался вклад, создаваемый радиогенным теплом земной коры. После этого на основе полученной мантийной составляющей теплового потока Q_m вычислялась теоретическая глубина СПМ, соответствующая Q_m (4), а затем получали аномальную глубину СПМ как разность реальной и теоретической (2).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для расчета глубины СПМ Охотоморского региона была построена численная модель земной коры на участке от 135° в.д. до 163° в.д. и от 43° с.ш. до 63° с.ш. (рис. 1). На данном участке была произведена оцифровка карт батиметрии, мощности осадочного чехла, мощности “гранитного” слоя земной коры и положения границы Мохо с шагом 0,2° по долготе и широте. При оцифровке использовались карты, подготовленные коллективом сотрудников ИМГиГ ДВО РАН по проекту тектонического районирования Охотского моря [1, 40] – карты батиметрии, мощности осадочного чехла, теплового потока, аномалий гравитационного поля на акватории Охотского моря и прилегающей части Тихого океана. Положение границ Конрада и Мохо определялось по схемам, рассчитанным В.А. Бабозиной с соавторами [9] по данным ГСЗ.

При расчете глубины СПМ очень важен правильный выбор плотности в слоях земной коры. Определение плотности по известным зависимостям плотности от скорости сейсмических волн не даёт достаточной точности, в связи с чем М.К. Кабан [25] предлагает проводить осреднение плотности как по глубине, так и по площади. В нашей работе был принят другой подход.

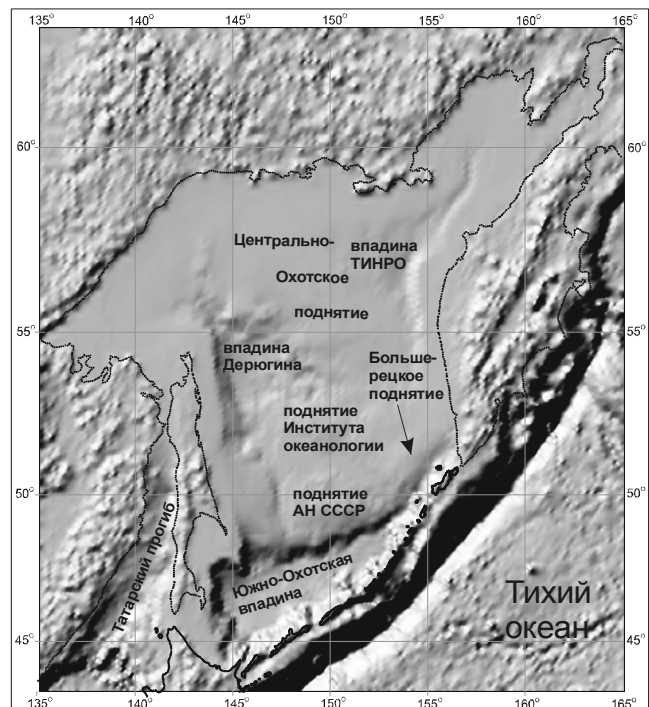


Рис. 1. Топографическая схема района исследований: Охотское море и прилегающие области Азиатского материка и Тихого океана.

Плотность в слоях земной коры (кроме осадочного) задаётся постоянной на всем протяжении исследуемого региона и соответствует плотности континентальной коры параметрической модели Земли РЕМ-С [47]. Это позволяет избежать ошибок при изменениях скорости, не связанных с плотностными аномалиями, но приводит к неучёту региональных вариаций плотности, которые, несомненно, имеют место. Вследствие этого, рассчитанные нами аномальные глубины СПМ указывают на наличие плотностных неоднородностей не только в мантии, но и в коре, что мы будем учитывать при интерпретации.

Таким образом, в построенной нами модели коры принято следующее плотностное распределение. Водный слой имеет плотность $1,03 \text{ г/см}^3$, “гранитный” – $2,72 \text{ г/см}^3$, “базальтовый” – $2,92 \text{ г/см}^3$, мантия – $3,3 \text{ г/см}^3$. Плотность осадочного слоя задавалась меняющейся в зависимости от мощности слоя, для чего была использована эмпирически установленная зависимость увеличения плотности осадков с глубиной в пробуренных скважинах на севере о. Сахалин [29]: $\rho_{oc}(h) = 2,67 - 0,58e^{-0,3h}$, где h – глубина от поверхности слоя (км), ρ_{oc} – плотность слоя.

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РАСЧЕТНЫХ ДАННЫХ

Наибольшую погрешность в расчет СПМ вносит ошибка определения параметров земной коры, которая находится в прямой зависимости от её мощности. При ошибке определения плотности в коре $0,05 \text{ г/см}^3$ погрешность определения СПМ составляет $0,015 t$, где t – мощность коры. Из всех границ земной коры наибольшую ошибку вносит граница Мохо. По оценке В.В. Гордиенко и О.В. Усенко [19], погрешность её определения в континентальной коре при интерполяции данных сейсмических разрезов составляет не менее 5 км. Используемая нами схема положения границы Мохо по оценке авторов [9] имеет погрешность около 5 км в северной части (в субконтинентальной коре) и около 3 км в центральной и южной частях, где мощность коры уменьшается до субокеанической.

Допустим, положение границы Мохо определяется с погрешностью 15% от её мощности, что в определении СПМ для нашей модели приводит к ошибке $0,076 t$. В результате получим, что ошибка определения СПМ, обусловленная неточным заданием плотности в коре и глубины её подошвы в коре мощностью 30 км, составит около 0,5 км, а в коре мощностью 5 км – меньше 0,1 км.

В оценке влияния осадков на тепловой поток использовалось минимальное значение скорости

осадконакопления, что даёт минимальное значение параметра P (см. предыдущий раздел), при котором мантийный тепловой поток получается заниженным. Это приводит к увеличению теоретической глубины СПМ и, следовательно, к завышению уровня аномальной СПМ. Больше всего это завышение сказывается в глубоководных котловинах, где мощность осадочного слоя достигает наибольших значений. Величину завышения оценить трудно. Однако при изучении положительных аномалий СПМ, обнаруженных в окраинных морях, такая оценка представляется допустимой. Она позволяет, по крайней мере, выявить сам факт существования положительных аномалий.

Проведённая оценка показывает, что погрешность расчета СПМ довольно велика. В континентальных и субконтинентальных областях она сравнима с амплитудой ожидаемых региональных аномалий. Поэтому мы не можем проводить их детальный анализ. Можно лишь попытаться определить общие закономерности распределения аномалий СПМ в целом по региону и выделить общие черты в строении поднятий и впадин Охотоморского региона.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение аномальной глубины СПМ в Охотоморском регионе показано на рис. 2. Отрицательные значения на этой схеме соответствуют подъёму уровня СПМ, положительные – углублению.

Наиболее интенсивные аномалии СПМ наблюдаются в сопряженной системе изостатически некомпенсированных структур дуга–желоб–окаинный вал. Курильская дуга характеризуется аномальным подъёмом уровня СПМ до -3 км, максимум которого приходится на внешнюю сторону дуги. В глубоководном Курило-Камчатском желобе глубина СПМ увеличена на 2 км с постепенным уменьшением до 1 км к северу. Окаинный вал характеризуется обширной слабоотрицательной аномалией до -0,5 км.

По всей акватории Охотского моря наблюдается общий фон аномального углубления примерно на 0,5 км. На этом фоне выделяются зоны увеличенных до +1,5 км и уменьшенных до -0,5 км глубин.

Крупные зоны аномального углубления СПМ (до 1 км и более) наблюдаются в глубоководных впадинах Дерюгина, ТИПРО, в Голыгинском прогибе (восточное продолжение Южно-Охотской впадины), в районе поднятия Полевого (восточнее п-ова Терпения, о. Сахалин). Увеличена глубина СПМ также в зоне, приуроченной к северо-восточному побережью о. Хоккайдо.

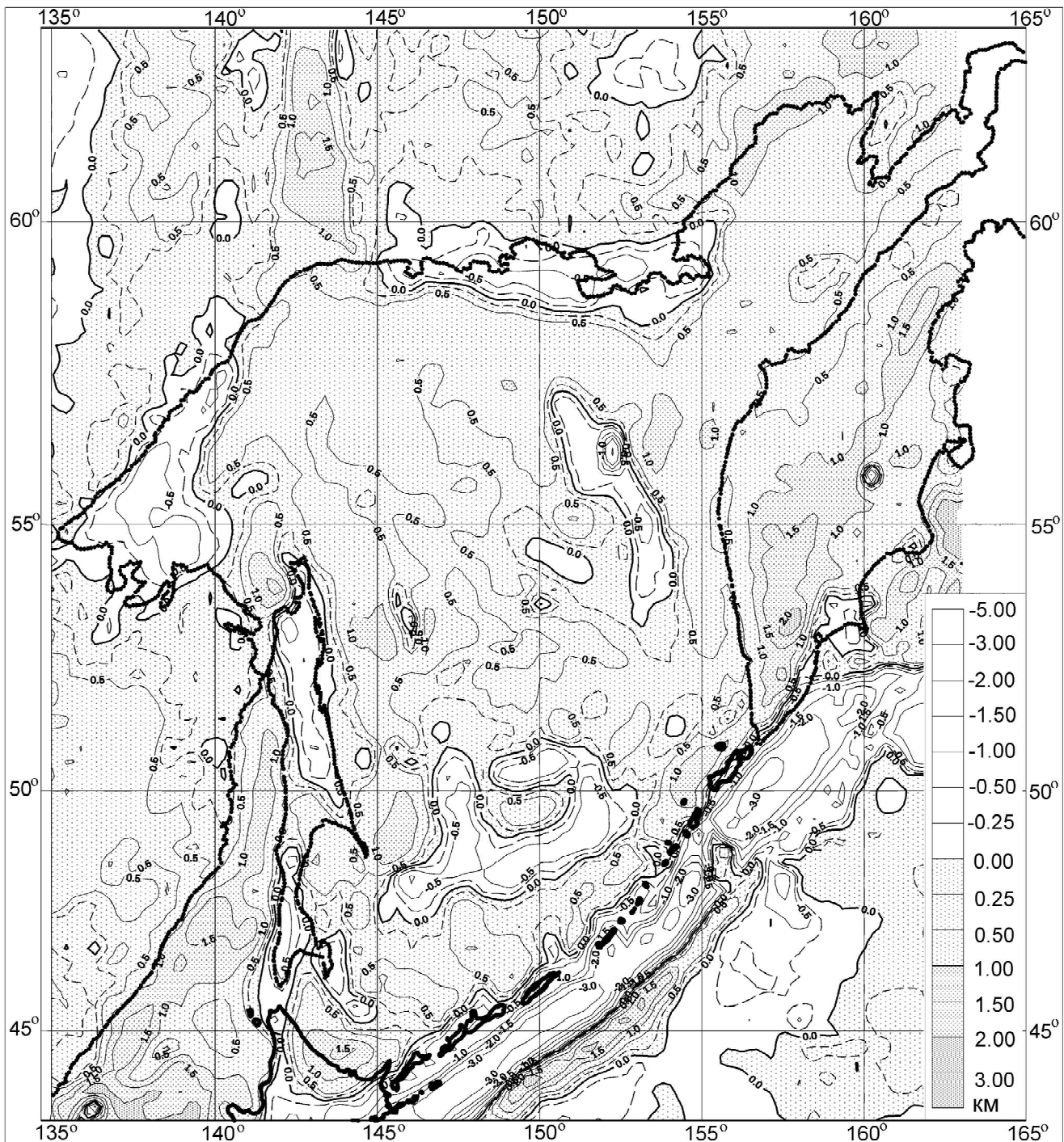


Рис. 2. Схема аномалий СПМ Охотоморского региона. Положительные аномалии показывают аномальное углубление, отрицательные – повышение уровня СПМ. Значения аномалий на изолиниях даны в км.

В Татарском проливе отмечается зона углубления СПМ с тенденцией увеличения к югу, где она становится более 1,5 км. Отмечается также продолжение этой аномалии на север – в Сахалинский залив.

Как видим, все зоны увеличенной глубины СПМ приурочены к депрессиям в рельефе дна, имеющим, как правило, повышенный тепловой поток. В изостатических аномалиях они выражаются по-разному. Так, впадина Дерюгина и её продолжение на

юг характеризуются пониженным полем изостатических аномалий до -10 мГал. Менее выраженное понижение до $+10$ мГал, иногда до 0 мГал отмечается в Татарском проливе. Зоны прогибов Голыгинского и ТИНРО, напротив, характеризуются повышенным фоном изостатических аномалий до $+40$ мГал и более.

Зоны подъёма глубин СПМ отмечаются вдоль северного и северо-восточного побережья Охотского моря, в северо-восточной части о. Сахалин, в пограничной зоне между впадиной ТИНРО и Центрально-Охотским поднятием, вдоль северной границы Южно-Охотской впадины, захватывая поднятия Академии Наук СССР и Института океанологии. Кроме того, на юге о. Сахалин выделяются 2 зоны уменьшенных глубин СПМ: западная оконтуривает п-ов Крильонский и уходит на юг вплоть до о. Хоккайдо; восточная захватывает Тонино-Анивский п-ов и простирается от него на юго-восток к Южно-Охотской впадине.

Все отрицательные аномалии СПМ расположены на континентальной или субконтинентальной коре и приурочены к зонам пониженного теплового потока. Большинство из них соседствует с глубоководными впадинами. В изостатических аномалиях они отражаются по-разному. Прибрежные зоны Азиатского материка и северо-востока о. Сахалин с отрицательными аномалиями глубины СПМ попадают в области повышенных изостатических аномалий. Зоны, расположенные близ впадин ТИНРО и Южно-Охотской, напротив, характеризуются пониженными значениями изостатических аномалий.

Аномалии СПМ и деструкция коры

По мнению большинства учёных, в окраинных морях происходит процесс преобразования континентальной коры в океаническую. Механизмы этого процесса предлагаются разные – базификация коры [11]; мантиизация коры [36]; эклогитизация коры [8, 22]; десерпентинизация нижнего слоя коры [33]; магматизм и магматическое замещение [31, 32, 44], диффузный (рассеянный) спрединг [12] и другие. При этом, как отмечает В.А. Ермаков [22], одни исследователи считают, что процесс преобразования коры происходит в условиях растяжения, другие допускают только вертикальные перемещения. Наличие условий растяжения земной коры в окраинных морях подтверждается геологическими данными [12]. Современные представления о мантийной конвекции также указывают на существование условий растяжения в задуговых окраинных морях Азиатско-Тихоокеанской зоны [42].

Чтобы оценить вклад процессов преобразования коры в аномалии СПМ Охотского моря, необходимо знать, как изменялась мощность коры в этом регионе. В отношении образования Охотского моря существуют разные точки зрения. Ранее считалось, что оно является частью Азиатского континента с полноценной континентальной корой. Позднее на его западной и северной окраинах были выделены структуры, соответствующие активным в прошлом зонам субдукции – палеодугам и палеожелобам [10, 20], что позволило выделить Охотоморскую плиту как отдельную континентальную микроплиту, причлененную к Евразии в результате перемещения и субдукции древней океанической плиты Кула [26], или как океаническое вулканическое поднятие, образованное на стыке тройного сочленения плит Кула, Фараллон и Тихоокеанской [13]. В связи с этим возникает вопрос, происходило ли вообще уменьшение мощности земной коры в Охотском море? Даже глубоководные котловины Охотского моря в этом случае могут рассматриваться как отчленённые блоки древнего океана (Южно-Охотская впадина – [13]), или как бывшие глубоководные желоба (впадина Дерюгина – [34]).

На рис. 3 показаны графики зависимости изостатических аномалий и аномалий СПМ от мощности земной коры в акватории Охотского моря и Татарского пролива. Исходя из предположения о существовании процесса сокращения мощности коры, значения мощности на координатной оси абсцисс задаются с уменьшением слева направо. Представленное распределение изостатических аномалий в зависимости от мощности коры вполне согласуется с предположением о процессе преобразования континентальной коры в океаническую, в условиях растяжения. Для Охотского моря, как и для других окраинных морей Дальневосточного региона, характерен повышенный на $20-25$ мГал уровень гравитационного поля [2, 3, 27, 38, 40]. М.Е. Артемьев объяснял это наличием уплотнения в мантии ниже уровня изостатической компенсации [4], которое может быть связано с процессом субдукции [5]. В среднем этот уровень выдерживается на концах графика – на участке с континентальной корой мощностью более 30 км и на участке с корой океанического типа мощностью $5-7$ км. Эти участки соответствуют устойчивым, изостатически скомпенсированным структурам. Участок с субконтинентальной корой мощностью до 19 км проявляет тенденцию к понижению среднего уровня гравитационного поля с уменьшением мощности коры. Это можно объяснить нарушением изостати-

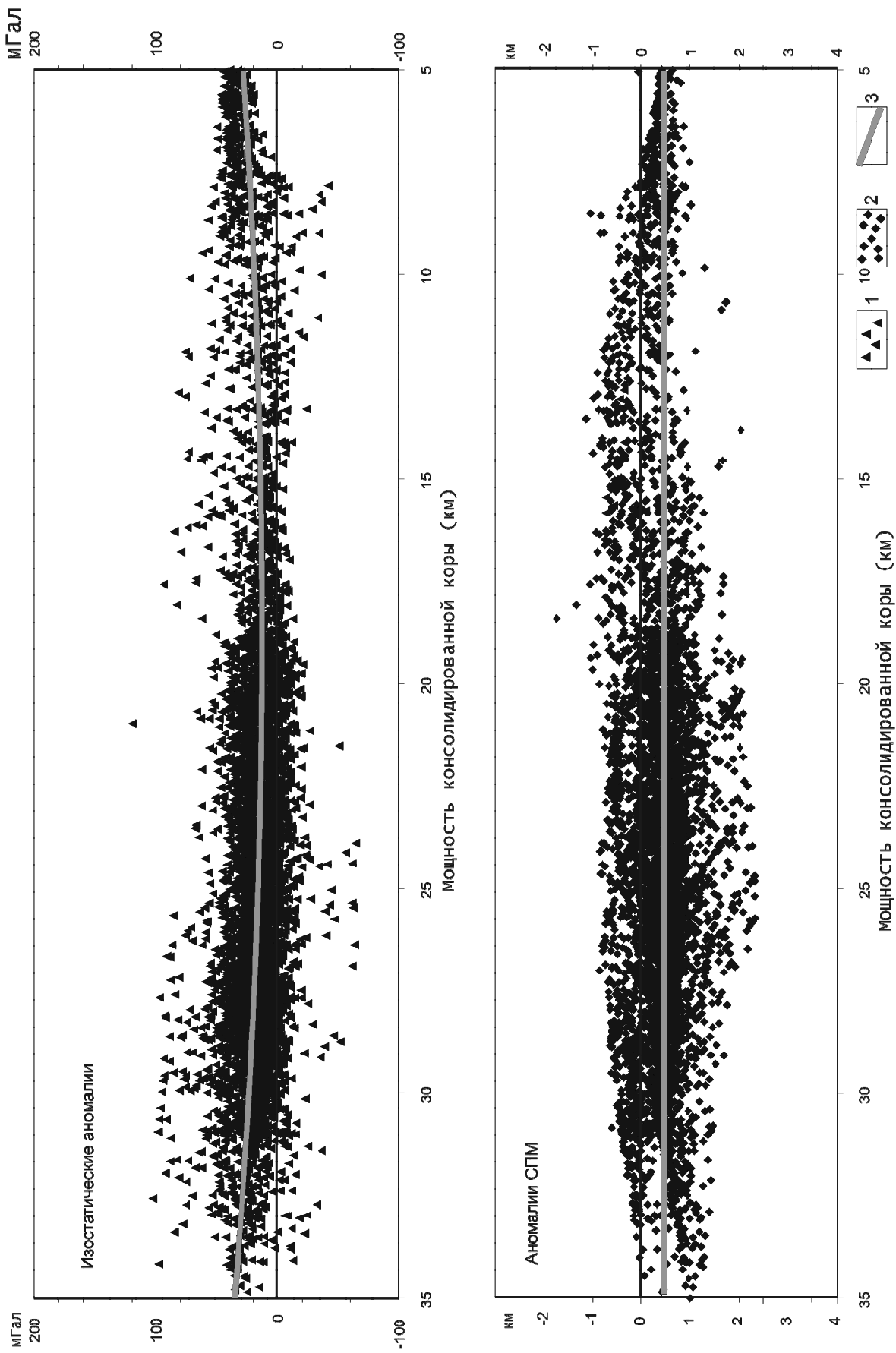


Рис. 3. Зависимость СПМ и изостатических аномалий от мощности консолидированной коры в Охотоморском регионе.

1 – расчетные точки изостатических аномалий (в мГал); 2 – расчетные точки аномалий СПМ (в км); 3 – линии тренда, рассчитанные по формулам полинома: для изостатических аномалий – полином 2-й степени, для аномалий СПМ – линейная зависимость (полином 1-ой степени).

ческого состояния, характерным для структур растяжения. Процесс деструкции континентальной коры продолжается до тех пор, пока мощность коры не достигнет критического значения, после которого происходит разрыв литосферы и формирование новой коры океанического типа. Как показывает график, таким критическим значением мощности для Охотского моря является мощность 19 км. Участок графика в диапазоне от 19 до 9 км характеризуется заметным разряжением точек, что говорит о том, что областей коры с такой мощностью в регионе немного. Они соответствуют граничным областям глубоководных котловин с океанической корой (в Охотском море – Южно-Охотская котловина).

Глубина СПМ (рис. 3) в диапазоне мощности от 33 до 19 км, предположительно являющейся областью, подверженной процессу деструкции коры, не проявляет тенденции к повышению или понижению, располагаясь в среднем на уровне +0,5 км. В зоне перехода от субконтинентальной к океанической коре в диапазоне мощности от 19 до 9 км наблюдается некоторое повышение уровня СПМ. И, наконец, участок графика с мощностью коры менее 9 км, соответствующий Южно-Охотской впадине, отражается в виде линейного сгущения точек, показывающих увеличение глубины СПМ с уменьшением мощности коры.

Понижение гравитационного поля на 20 мГал, отмечаемое в диапазоне мощности субконтинентальной коры (рис. 3), если оно связано с нарушением изостазии, должно отразиться в аномалиях СПМ углублением примерно на 0,15 км. Такое углубление, вероятно, происходит, но на нашем графике его трудно заметить из-за большого разброса значений. Если принять среднюю плотность коры равной $2,85 \text{ г/см}^3$, то отмечаемый нами эффект понижения гравитационного поля составляет 1,2% от общего веса 14-километровой толщи “потерянной” мощности коры.

Как видим, в диапазоне мощности субконтинентальной коры тенденции изменения глубины СПМ не наблюдается. Это даёт основание полагать, что уменьшение мощности коры, если оно имеет место, само по себе не приводит к уплотнению подкоревой мантии путем эклогитизации базальтов, внедрения тяжелых магматических расплавов в мантийную область литосферы или каким-либо иным способом. Вместе с тем, большой разброс значений аномалий СПМ в коре субконтинентальной мощности говорит о том, что какие-то процессы здесь всё-таки происходят.

Рассматривая графики зависимости изостатических аномалий и аномалий СПМ от мощности коры отдельно по структурам (рис. 4), можно видеть,

что взаимосвязь с мощностью коры проявляется, но различно во впадинах и поднятиях. В большинстве поднятий Охотоморского региона уровень аномальной СПМ поднимается с уменьшением мощности коры при уменьшении изостатических аномалий. Во впадинах – напротив, СПМ и изостатические аномалии увеличиваются с уменьшением мощности коры. В обоих типах структур (в поднятиях и впадинах) такую картину можно объяснить наличием некоторого частично уплотнённого и частично нескомпенсированного тела в литосфере, приходящегося на центр поднятия или впадины, благодаря чему гравитационное поле над центром структуры повышено, а глубина СПМ – понижена относительно периферийной части.

Попробуем объяснить такое распределение с точки зрения предполагаемого процесса деструкции континентальной земной коры, происходящей в условиях растяжения. Прежде всего отметим, что разные поднятия, так же, как и впадины, выделяются в разных диапазонах мощности коры. Отметим также, что уровень аномальной глубины СПМ в поднятиях несколько выше, чем во впадинах. При этом уровень аномальной СПМ в центральной части поднятий ближе всего располагается к нормальному уровню в регионе +0,5 км. Учитывая, что глобальной зависимости уровня аномалий СПМ от мощности коры не наблюдается, хотя в отдельно взятых структурах она всё же есть, можно предположить, что процесс деструкции происходит поэтапно, эпизодически повторяясь то в одном, то в другом месте. Тогда поднятия и впадины можно рассматривать как структуры, подверженные этому процессу, но находящиеся на разных стадиях его развития.

Как уже отмечалось, предполагаемый в Охотоморском регионе процесс деструкции континентальной коры не приводит к уплотнению верхней мантии. Следовательно, процессы, связанные с появлением в литосфере аномалий вещественного состава, сохраняющихся после преобразования коры (путем эклогитизации или ультраосновного магматизма в мантийную часть литосферы), не действуют, если только нет каких-либо механизмов, убирающих аномально плотное вещество из литосферы. Наиболее подходящим процессом преобразования континентальной коры для рассчитанного распределения аномалий СПМ является магматическое замещение корового вещества под влиянием флюидов, поднимающихся из астеносферы [31, 32].

Процесс деструкции начинается с аномального прогрева литосферы снизу, причиной которого может являться тепловой диапир (рис. 5). Прогрев нижней

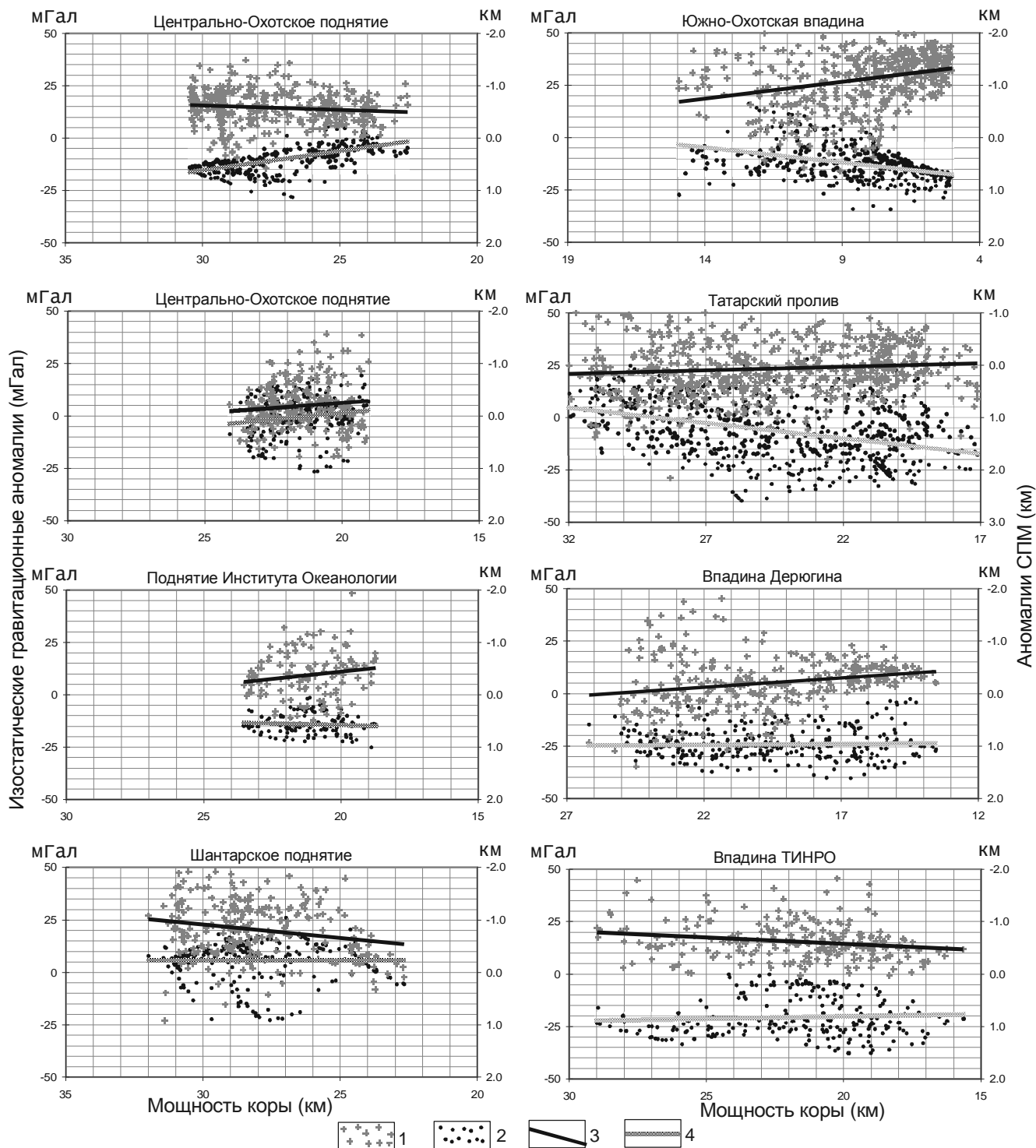


Рис. 4. Зависимость аномалий СПМ и изостатических аномалий от мощности консолидированной коры в областях поднятий и впадин Охотоморского региона.

1 – изостатические аномалии, 2 – аномалии СПМ, 3, 4 – линии тренда, рассчитанные для изостатических аномалий (3) и аномалий СПМ (4).

части литосферы на начальном этапе никак не сказывается на поверхностном тепловом потоке. Однако разуплотнение вещества нижней части литосферы немедленно приводит к подъёму уровня СПМ, создавая отрицательную аномалию или слабоположительную, учитывая повсеместное углубление на 0,5 км. Ширина зоны прогрева литосферы такова, что захватывает всю зону будущей впадины и выходит на краевые части соседних поднятий. В центральной части зоны диапира начинается внедрение магмы в кору и подкоровую часть и подъем флюидов, которые приводят к прогреву всей литосферы и её утяжелению, что создаёт углубление СПМ. В этой зоне происходит магматическое замещение пород коры, уменьшается её мощность и начинается формироваться впадина. Весь процесс магматического замещения происходит, видимо, поэтапно, как показано в [37] для Цусимской котловины Японского моря. Такая поэтапность объясняет различие в диапазонах мощности консолидированной коры различных впадин: от кон-

тинентальной в Татарском проливе до океанической в Южно-Охотской впадине.

Таким образом можно объяснить образование впадин с общим аномальным углублением СПМ, увеличивающимся в центральной части, и зоны поднятий с повышенным уровнем СПМ по краям и нормальным уровнем в центре.

Как отмечает П.М. Сычев [39], наиболее вероятным уровнем концентрации поднимающихся магматических расплавов является граница между корой и мантией, где наблюдается наибольший перепад плотности. Видимо, поэтому ультраосновной магматизм не оказывает существенного влияния на мантийную часть литосферы и не приводит к появлению аномалий СПМ, вызванных вещественными неоднородностями литосферы.

Глубинная изостазия активных окраин

Как уже отмечалось, в Охотском море наблюдается повсеместное увеличение глубины СПМ, амплитуды

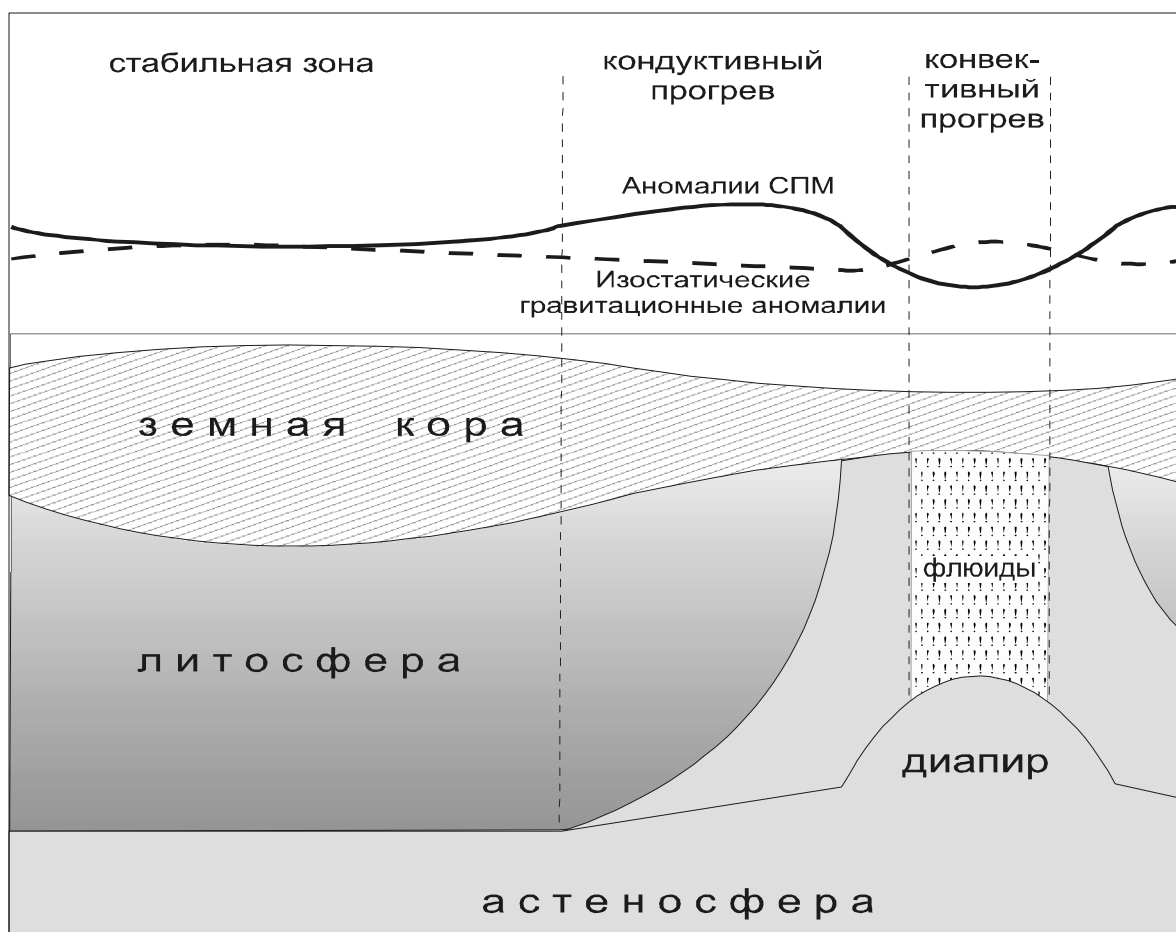


Рис. 5. Схема кондуктивного и конвективного прогрева литосферы в поднятиях и впадинах, объясняющая различное поведение СПМ и изостатических гравитационных аномалий в этих структурах. Описание процессов дано в тексте.

литуда которого, если не везде, то, по крайней мере, в центральной его части составляет около 0,5 км. Основываясь на результатах расчетов СПМ Т. Ватанабе с соавторами [50], можно заключить, что это увеличение характерно для всех морей Азиатско-Тихоокеанской окраины. Его происхождение может быть связано с глубинными плотностными неоднородностями, возникающими в процессе конвективных течений верхней мантии, одним из проявлений которого является субдукция Тихоокеанской плиты. Данный процесс приводит к плотностным неоднородностям, распространяющимся на всю глубину верхней мантии, а по ширине охвата может выходить далеко за пределы окраинного моря. Соответственно, в СПМ он должен отражаться в виде обширной аномалии, выходящей за рамки окраинного моря на сторону континента и, возможно, на прилегающую часть океана. Должна также наблюдаться зависимость амплитуды аномалии от расстояния до оси желоба, который маркирует пространственное положение зоны конвергенции. По этим признакам попробуем определить в распределении глубины СПМ аномалию “планетарного” масштаба, вызванную конвективными течениями в мантии.

На рис. 6 показано распределение аномалий СПМ и изостатических в зависимости от расстояния до оси желоба и соответствующие им линии тренда. Как видим, линия тренда показывает “прогибание” среднего уровня аномалий СПМ с максимумом около 0,5 км на расстоянии 600–700 км от оси желоба. Изостатические аномалии, напротив, характеризуются нарастанием среднего уровня с максимумом около +20 мГал на той же отметке расстояния до желоба. При этом хорошо видно, что обе аномалии продолжают на океанической стороне от желоба.

Полученные зависимости явно указывают на влияние глубинных верхнемантийных масс на положение уровня СПМ, что говорит об их участии в процессе изостатической компенсации. Другими словами, для зон конвергенции плит, к которым относится Охотоморский регион, характерна глубинная изостатическая компенсация, осуществляющаяся, вероятно, в нижней мантии.

Учитывая явную корреляцию в поведении СПМ и изостатических аномалий на рис. 6, можно предположить, что они образуются под влиянием одного уплотнённого, частично нескомпенсированного слоя в верхней мантии. Аномалии СПМ указывают на скомпенсированную часть его массы, а изостатические аномалии – на нескомпенсированную. Это предположение позволяет нам оценить размер аномального слоя.

Предположим, аномальное увеличение плотности в слое составляет $+0,02 \text{ г/см}^3$, что соответствует плотности в погружающемся блоке океанической плиты по расчетам гравитационной модели тектоносферы Охотоморского региона [28]. Тогда скомпенсированная мощность, вызвавшая углубление СПМ на 0,5 км, составляет 82,5 км, а нескомпенсированная, проявившаяся в изостатической аномалии +20 мГал, составляет около 24 км, что в сумме даёт чуть более 100 км. Такой слой при ширине аномалии в 1000 км может образоваться из остатков погружившейся в мантию океанической плиты при скорости субдукции 7,5 см/год [30] менее чем за 15 млн лет. Однако субдуцирующая под углом 45 градусов плита сама по себе вряд ли может образовать уплотнение в мантии на океанической стороне. По-видимому, в конвективный процесс погружения вовлечена не только океаническая плита, но и окружающее её вещество.

Наличие уплотнения в верхней мантии активных окраин само по себе не вызывает сомнений. Но его изостатическая скомпенсированность (пусть даже неполная) требует объяснения. Классическая теория изостаии предполагает, что изостатическое выравнивание достигается в астеносфере путем горизонтального перетекания частично расплавленного вещества. Это объяснение допустимо только для вышележащих литосферных неоднородностей. Неоднородности, располагающиеся ниже астеносферы, также могут выравниваться изостатически, но уже на больших глубинах, где вязкость мантии много выше, чем в астеносфере. Таким образом, в активных окраинах, где плотностные неоднородности распространяются на всю глубину верхней мантии, мы имеем двухуровневую систему изостатического выравнивания: первый уровень располагается в астеносфере, а второй, вероятно, в нижней мантии (рис. 7). Наличие такой двухуровневой системы изостаии само по себе может создавать конвективное погружение масс в глубь Земли [35]. Проникновение погружающейся океанической плиты в глубь верхней мантии создаёт добавочную нагрузку на верхнемантийный блок, что вызовет изостатическое опускание всего блока вместе с литосферой. Это, в свою очередь, приведёт к недостатку масс на верхнем уровне изостаии. Астеносфера, естественно, должна увеличить свою мощность, чтобы скомпенсировать созданный дефицит масс на поверхности, а это вновь приведёт к избытку масс на нижнем уровне изостаии. Весь этот процесс в целом приводит к перекачке масс с поверхности в глубь Земли. Учитывая, что вязкость в астеносфере значительно ниже, чем в нижней мантии, в этом процессе следовало бы ожидать почти полной изостати-

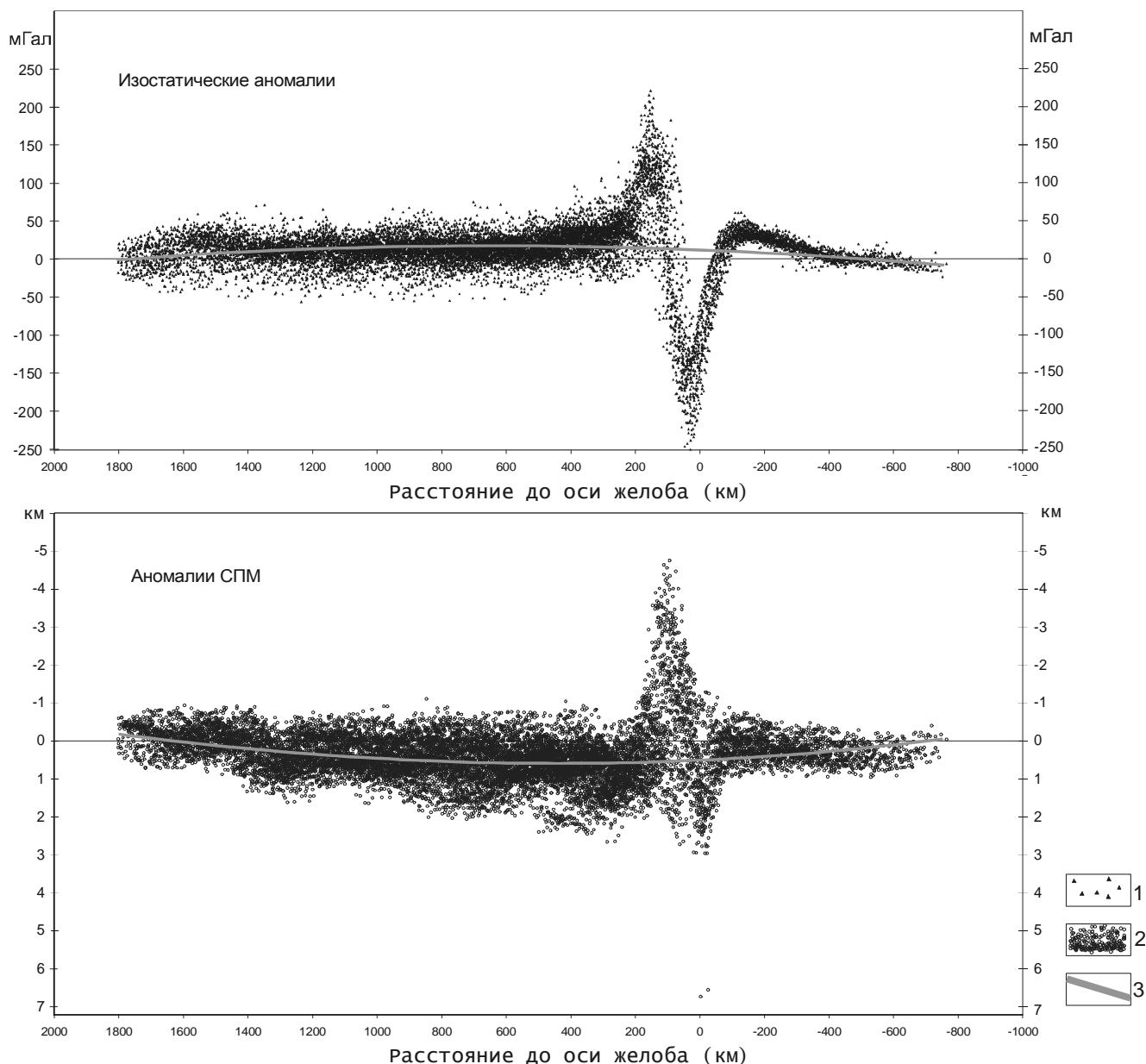


Рис. 6. Распределение СПМ и изостатических аномалий в зависимости от расстояния до оси желоба в Охотоморском регионе.

1 – расчетные точки изостатических аномалий (в мГал); 2 – расчетные точки аномалий СПМ (в км); 3 – линии тренда, рассчитанные по формулам полинома 2-й степени.

ческой скомпенсированности в астеносфере, т.е. изостатически нескомпенсированная часть уплотнения должна намного превышать её скомпенсированную часть. Но, как показывает глубина СПМ, этого не происходит. Возможно, здесь определяющую роль играет соотношение горизонтальных и вертикальных размеров компенсирующих слоёв: в астеносфере мощность компенсирующего слоя много меньше ширины зоны верхнемантийной неоднородности.

Как показал Е.А. Артюшков [8], характерное время затухания возмущения, вызванного появлением изостатически нескомпенсированной массы, сильно зависит от соотношения горизонтального размера неоднородности L и мощности компенсационного слоя H . При $L \leq H$ характерное время затухания определяется зависимостью:

$$\tau = \frac{\eta}{\rho g L}, \quad (6)$$

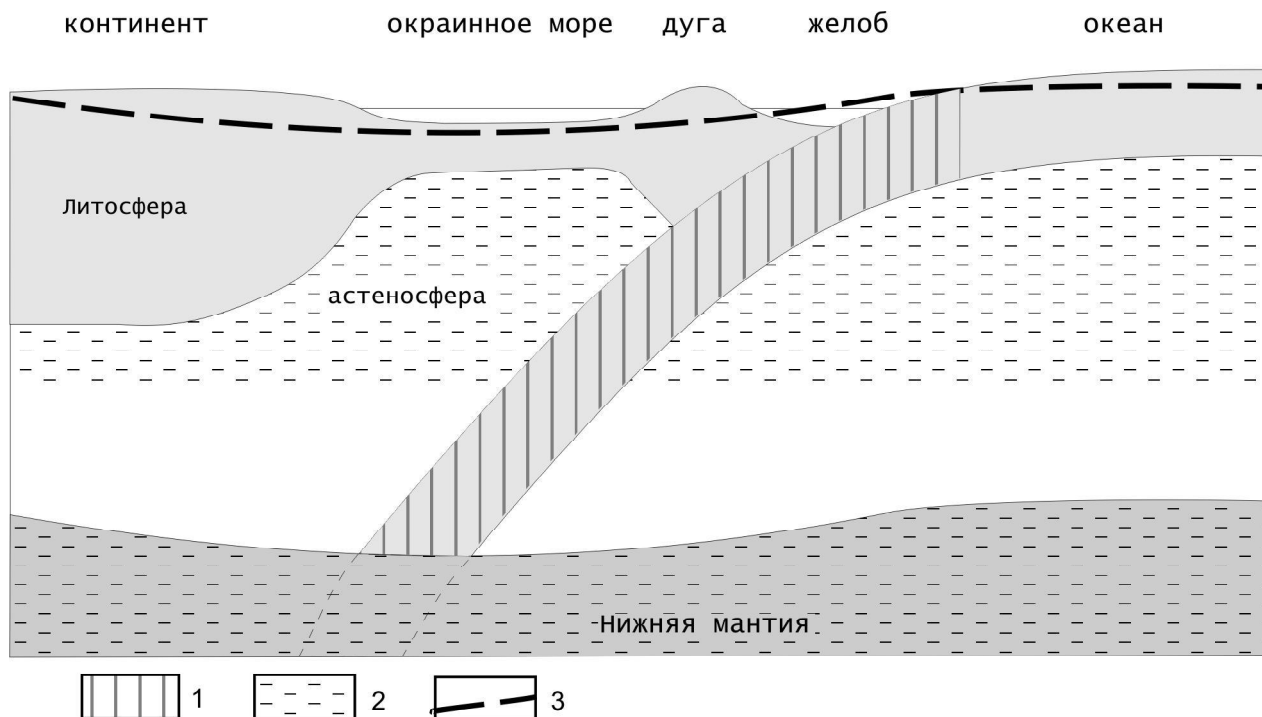


Рис. 7. Схема изостатического погружения блока верхней мантии активной окраины, определяемое по аномалиям СПМ.

1 – область нагрузки (погружающаяся океаническая плита); 2 – зоны компенсации в астеносфере и нижней мантии; 3 – аномалия глубины СПМ, показывающая степень погружения тектонического блока.

где τ – характерное время затухания, η , ρ – соответственно вязкость и плотность в компенсирующем слое мантии, g – ускорение свободного падения. При $L \gg H$ время затухания растет с увеличением L :

$$\tau \sim \frac{\eta}{\rho g H} \cdot \frac{L^2}{H^2} a. \quad (7)$$

При обширном изостатическом нарушении с горизонтальным размером 1000 км формула (6) показывает характерное время изостатического выравнивания в нижней мантии, а (7) – в астеносфере. По расчётам Н.Л. Добрецова с соавторами [21], вязкость нижней мантии на два порядка превышает вязкость астеносферы. Данная оценка показывает, что скорость восстановления давления для крупных изостатических нарушений в астеносфере может быть меньше, чем в нижней мантии, что подтверждается расчётами СПМ в Охотоморском регионе.

Проведенная нами оценка показывает, что в верхней мантии окраинных морей наблюдается избыток масс и процесс углубления СПМ должен про-

должаться. Таким образом, выявленная нами модель глубинной изостатической компенсации подтверждает наличие погружающихся конвективных течений в верхней мантии окраинных морей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Акватория Охотоморского региона характеризуется общим увеличением глубины СПМ с амплитудой около 0,5 км, на фоне которого наблюдаются региональные аномалии увеличенной и уменьшенной глубины. Региональные аномалии коррелируются со структурами, выраженными в рельефе дна (поднятия и впадины), что говорит о возможной связи образования этих аномалий с процессом уменьшения мощности коры в окраинных морях. Если в глубоководных впадинах Охотского моря данный процесс начался с континентальной мощности коры, то, судя по общей зависимости аномалий СПМ от мощности коры, он происходил без изменения вещественного состава литосферной мантии. Наиболее вероятным механизмом деструкции коры в таких условиях пред-

ставляется магматическое замещение корового вещества под влиянием ультраосновного магматизма и флюидов, проникающих в кору из глубинного диапира, образующегося под литосферой

Повсеместное углубление СПМ в Охотском море указывает на наличие изостатически скомпенсированного уплотнения, распространяющегося на всё окраинное море и, возможно, выходящего за его пределы. Выход данной аномалии на прилегающие части континента и океана указывает на глубинное расположение аномалии – вероятно, она распространяется по всей глубине верхней мантии. Наличие изостатически скомпенсированного уплотнения в верхней мантии может вызывать конвективное погружение вещества под окраинными морями.

Как видим, изучение глубины “свободной” поверхности мантии даёт нам информацию не только об аномалиях плотности в верхней мантии, но и о процессах, происходящих в ней. Вместе с тем, следует признать, что точность определения аномалий СПМ в континентальной и субконтинентальной коре очень низка. Она зависит от точности определения параметров земной коры, прежде всего – от точности определения положения границы Мохо. Поэтому на данный момент мы не можем проводить площадное изучение отдельных структур по аномалиям СПМ – возможно лишь выявление общих закономерностей в структурах одинакового происхождения, что было сделано в данной работе при изучении региональных поднятий и впадин. Представленная модель глубинной изостазии не противоречит расчетным данным, но, в силу неуверенного определения аномалии СПМ в континентальной коре и прилегающей части океана, её следует рассматривать как гипотетическую.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность О.В. Веселову за помощь в проведении расчетов, связанных с оценкой мантийного теплового потока. Особая благодарность доктору геол.-мин. наук П.М. Сычеву, прежнему руководителю лаборатории геодинамики ИМГиГ, который в годы своей работы в ИМГиГ указал автору на существование проблемы изостазии окраинных морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агеев В.Н., Веселов О.В., Волгин П.Ф., Грецкая Е.В., Злобина Л.М., Ильёв А.Я., Кононов В.Э., Корнев О.С., Кочергин А.В., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Сергеев К.Ф. Тектоническое районирование Охотского моря // *Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты: Материалы междунар. науч. симпоз., Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 г.* / Отв.ред. К.Ф. Сергеев и др. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2002. Т. 1. С. 146–147.
2. Аномальные гравитационные поля Дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана / Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А. Сычев П.М., Туезов И.К. Новосибирск.: Наука, 1974. 108 с.
3. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 216 с.
4. Артемьев М.Е. Современное состояние проблемы изостазии // *Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 216–252.*
5. Артемьев М.Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей // *Изв. АН СССР, сер. физика Земли. 1978. № 2. С. 3–17.*
6. Артемьев М.Е., Кабан М.К., Чесноков Е.М. Плотностные неоднородности мантии Земли. Океанические районы // *Изв. АН СССР, сер. физика Земли 1983. №2. С. 21–30.*
7. Артемьев М.Е., Кабан М.К., Чесноков Е.М. Плотностные неоднородности мантии Земли по данным о глубинах до её “свободной поверхности”. Континентальные районы // *Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. 1983. № 5. С. 3–11.*
8. Артюшков Е.В. Геодинамика М.: Наука, 1979. 328 с.
9. Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Глубинное строение Охотоморского региона по геофизическим данным. М.: ВНИИЭгазпром, 1984. 42 с.
10. Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М., Кодама К., Брагин М.Ю., Федоров П.И., Брагина Л.Г., Ляпунов С.М. Палеомагнетизм позднемиоценовых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на Северо-Западе Тихого океана // *Геотектоника. 2002. №1. С. 42–58.*
11. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
12. Богданов Н.А. О тектонической эволюции окраинных морей // *Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 159–169.*
13. Богданов Н.А., Добрецов Н.А. Охотское океаническое вулканическое плато // *Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.*
14. Веселов О.В., Волкова Н.А. Радиоактивность горных пород Охотоморского региона // *Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 51–70.*
15. Веселов О.В., Соинов В.В., Цвеляя З.Е. О тепловом потоке и возрасте тектоно-магматической активизации котловин средней и северной частей Охотского моря // *Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 81–90.*
16. Волкова Н.А. Влияние процесса осадконакопления на тепловой поток окраинных морей северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // *Геофизические поля островных дуг Востока Азии Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 70–74.*

17. Волкова Н.А., Веселов О.В., Кочергин А.А. Теплопроводность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 44–50
18. Гольмшток А.Я. О влиянии осадконакопления на глубинный тепловой поток // Океанология. 1979. Т.19, № 6. С. 1133–1138.
19. Гордиенко В.В., Усенко О.В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. Киев, 2003. 147 с.
20. Гранник В.М. Древние сейсмофокальные зоны Сахалина Владивосток: Дальнаука, 2003. 120 с.
21. Добрецов Н.А., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Наука, 2001. 409 с.
22. Ермаков В.А. Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 175–191.
23. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Динамика сейсмоструктурных процессов в зоне сочленения Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской плит (Северо-Восток Азии) // Отеч. геология. 2003. №6 С. 69–74.
24. Йосии Т. Строение коры и верхней мантии под Тихим океаном, Японскими островами и Японским морем // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану М.: Наука, 1977. С. 7–13.
25. Кабан М.К. Изучение изостазии литосферы. М.: Наука, 1988. 125 с.
26. Кононов М.В. Тектоника плит Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
27. Косыгин В.Ю. Геологическая природа гравитационных аномалий Южно-Охотского региона. М.: Наука, 1981. 112 с.
28. Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н. Плотностные неоднородности мантии активных окраин и тектоника // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 44–52.
29. Красиков В.Н., Кононов В.Э., Пятаков Ю.В. Методика объёмного моделирования по материалам сейсмогравиметрии с целью определения перспектив нефтегазоносности (на примере Северного Сахалина) // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ СахНЦ ДВО РАН, 2000. Т.1. С. 167–201.
30. Ле Пишон К., Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.
31. Маракушев А.А. Роль магматического замещения в процессах формирования и деструкции континентальной земной коры // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2001–2002 гг. М.: ОГГГН РАН, 2003. С. 214–227.
32. Перчук Л.Л., Фролова Т.И. К проблеме происхождения глубоководных впадин у активных окраин материков // Твердая кора океанов (проект “Литос”) / Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Т. 414. С. 163–167.
33. Резанов И.А. Три возможных механизма океанизации континентальной коры // Тихоокеан. геология. 1982. №4. С. 7–14.
34. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.А. Глубинные причины образования осадочных бассейнов // Природа. 2004. № 10. С. 23–32.
35. Сеначин В.Н. К вопросу об изостазии окраинных морей: модель глубинной компенсации и её геодинамическое приложение // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 252–255.
36. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
37. Соинов В.В., Веселов О.В., Кочергин А.В., Сок Б.-Ч. Модель тепловой эволюции земной коры для южной части Японского моря в кайнозойе // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 91–101.
38. Строев П.А., Ромашова О.Н. Изостатические аномалии Курило-Охотского региона // Гравиметрические и магнитные исследования на море. М., 1989. С. 102–110.
39. Сычев П.М. Основные этапы геологического развития Охотского моря и прилегающих районов // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 169–190.
40. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / Веселов О.В., Ильёв А.Я., Кононов В.Э., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Агеев В.Н., Васюк И.Б., Волгин П.Ф., Грецкая Е.В., Злобина Л.М., Жигулёв В.В., Корнев О.С., Кочергин А.В., Куделькин В.В. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
41. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологическое приложение физики сплошных сред. Ч.1. М.: Мир, 1985. 376 с.
42. Трубицын В.П., Рыков В.В. Численная модель образования краевых морей и Японских островов при движении Евразии к зоне субдукции // Вычисл. сейсмол. 2001. №32. С. 248–256.
43. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под. ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.
44. Фролова Т.И. Магматизм окраинных и внутренних морей и его роль в их образовании // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2001–2002 гг. М.: ОГГГН РАН, 2003. С. 247–275.
45. Хэйс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных внутренних морей // Докл. 27 Международ. геол. конгр. [Т.6, часть II]. Симпоз. S.06.2.3. М.: Наука, 1984. С. 30–43.
46. Artemjev M.E., Kaban M.K. The free mantle surface – new possibilities to reveal subcrustal inhomogeneities from the structure of the earth’s crust // Journ. Geodyn. 1986. V. 5, N 1. P. 25–44
47. Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R. Parametrically simple earth models consistent with geophysical data // Phys. Earth Planet. Inter. 1975. V.10, N 1. P. 12–48.
48. Parsons B., Sclater J.G. Analysis of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. V. 82, N 5. P. 803–827.
49. Senachin V.N. Isostasy of marginal seas as mechanism of their formation // Symposium on Humanity and the World Ocean: Interdependence at the Dawn of the New Millenium: PACON-99 Proceedings Moscow, 2000. P. 293–298.

50. Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N. Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific // Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins / Eds. M. Talwani and W.C. Pitman. Washington D.C., 1977. P. 137–161.
51. Yoshii T. Upper mantle structure beneath the North Pacific and the margin seas // Journ. Phys. Earth. 1973. V. 21, N3. P. 313–328.

Поступила в редакцию 11 июля 2005 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

V.N. Senachin

“Free mantle surface” anomalies of the Okhotsk Sea region, and their relation to deep processes

Great isostatically compensated density anomalies were found by a number of scientists (Watanabe et al., 1977; Yoshii, 1973 et al., a.o.) in the upper mantle of deep sea basins of marginal seas in East Asia. The estimation of “free mantle surface” anomalies in the Okhotsk Sea region was aimed at the definition of the origin of the given density anomalies. The results of this research have shown that the Okhotsk Sea region is characterized by general increase in the depth of the free mantle surface with an amplitude about 0.5 km, and against the background of this increase, regional anomalies of the greater and lesser depth are observed which are linked with the structures marked in the bottom relief. These anomalies are, probably, formed in the process of destruction of the earth's crust thus resulting in the reduction of its thickness. They can be caused by lateral temperature anomalies in the lithosphere which are formed under the basins as a result of conductive heating, fluid uplift and magmatism into the crust. The ubiquitous deepening of the free mantle surface points to the presence of a large upper mantle high density body probably distributed beyond the boundaries of the Okhotsk Sea into the adjacent parts of continent and ocean. This high density body is almost completely isostatically compensated. Therefore, the deep isostasy mechanism with a low mantle compensation level takes place in the active margins of East Asia.

Key words: isostasy, “free mantle surface”, lithosphere, upper mantle, Okhotsk Sea

РАННЕЮРСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЧАГОЯНСКОГО И ШИМАНОВСКОГО МАССИВОВ МАМЫНСКОГО БЛОКА АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

В.Е. Стриха

Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск

В статье приведены результаты исследований состава породообразующих минералов и геохимических особенностей раннеюрских гранитоидов Чагоянского и Шимановского массивов Мамынского блока Амурского супертеррейна.

Результаты исследований состава породообразующих минералов гранитоидов показали, что они кристаллизовались из расплавов нормальной и повышенной щелочности, в различных окислительно-восстановительных обстановках, при различном флюидном режиме галогенов, в условиях гип- и мезоабиссальной фации глубинности. Гранитоиды Шимановского массива по составу флюида близки к редкометалльным гранитоидам и формировались в условиях меньшей фугитивности кислорода, чем породы Чагоянского массива, при высоких значениях относительной фугитивности f_{HF}/f_{H_2O} и f_{HCl}/f_{H_2O} и более низких f_{H_2O} . Резкие различия в составе сосуществующего с биотитом флюида пород Чагоянского и Шимановского массивов в совокупности с их геохимическими и петрохимическими особенностями свидетельствуют об автономности формирования исходных для них расплавов.

Разнообразие раннеюрских интрузивных пород в значительной степени обусловлено составом исходного субстрата. Источником для пород первой фазы Чагоянского массива вероятнее всего являлись гранатсодержащие биотитовые амфиболиты, в отличие от гранитоидов второй фазы, для которых характерен более лейкократовый источник со смешанным амфиболит-метаграувакковым составом. Для гранитоидов Шимановского массива исходным субстратом служили, вероятно, кристаллические сланцы с примесью углеродистого вещества.

Формирование раннеюрских гранитоидов происходило в коллизионной обстановке, вероятно, при коллизии Амурского супертеррейна и Сибирского кратона.

Ключевые слова: мезозой, гранитоиды, условия кристаллизации, состав флюидов, геохимия, Верхнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Мамынского блока Амурского супертеррейна [7] широко развиты гранитоидные массивы условно палеозойского возраста, с которыми ассоциируют россыпи и рудопроявления золота Чагоянского и Октябрьского рудно-россыпных узлов. Геохронологическими исследованиями последних лет установлено, что среди палеозойских гранитоидов присутствуют мезозойские, для которых различными методами получены поздне триасово-среднеюрские датировки. Так, при исследовании пород крупного, площадью более 500 км², Чагоянского гранитоидного массива (рис.1) условно позднепалеозойского возраста, расположенного в среднем течении р. Зеи, Rb–Sr изохронным методом был установлен его мезозойский возраст. По данным [2], возраст гранодиоритов $191 \pm 4,9$ млн лет, при значениях первичного изотопного состава Sr – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7057$, гранитов $190,8 \pm 4,9$ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70606$. Возраст умеренно-щелочных гранитоидов Малочуканского выступа и выступа г. Дымо этого массива составляет $189 \pm 7,2$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7060 \pm 0,0009$ и СКВО = 1,94, а Малюткинского и Джурканского выступов – $205,7 \pm 2,9$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7059 \pm 0,0005$, СКВО = 0,23 [11]. Ранее из гранитоидов этого массива K–Ar методом во ВСЕГЕИ Н.И. Полевой был определен возраст биотита в 190 млн лет, а Т.К. Ковальчуком этим же методом по валовым пробам получен возраст субщелочных лейкогранитов 185 и 210 млн лет, что не было учтено при оценке возраста данных образований [12]. Поздне триасово-раннеюрские датировки получены U–Pb методом по цирконам также для гранитоидов Шиманов-

191±4,9 млн лет, при значениях первичного изотопного состава Sr – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7057$, гранитов $190,8 \pm 4,9$ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70606$. Возраст умеренно-щелочных гранитоидов Малочуканского выступа и выступа г. Дымо этого массива составляет $189 \pm 7,2$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7060 \pm 0,0009$ и СКВО = 1,94, а Малюткинского и Джурканского выступов – $205,7 \pm 2,9$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7059 \pm 0,0005$, СКВО = 0,23 [11]. Ранее из гранитоидов этого массива K–Ar методом во ВСЕГЕИ Н.И. Полевой был определен возраст биотита в 190 млн лет, а Т.К. Ковальчуком этим же методом по валовым пробам получен возраст субщелочных лейкогранитов 185 и 210 млн лет, что не было учтено при оценке возраста данных образований [12]. Поздне триасово-раннеюрские датировки получены U–Pb методом по цирконам также для гранитоидов Шиманов-

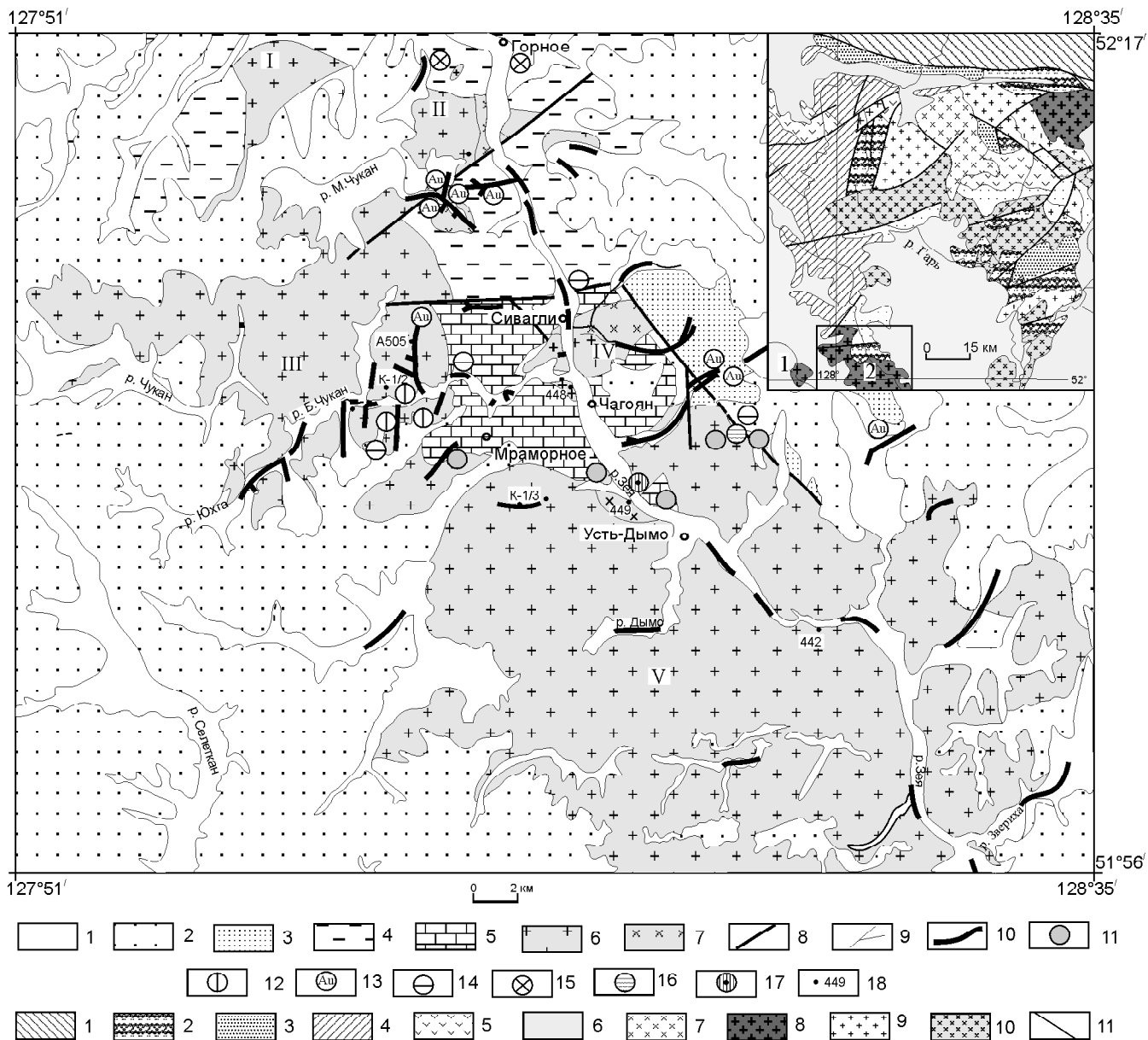


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чагоянского рудно-россыпного узла. Геологическая основа по [12] с изменениями автора.

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные отложения; 3 – девонские песчаники и конгломераты; 4 – силурийские песчаники, алевролиты; 5 – кембрийские известняки; 6, 7 – раннеюрская монцодиорит-гранитовая ассоциация: граниты (6), кварцевые монцодиориты (7); 8 – разломы; 9 – геологические границы; 10 – россыпи золота; 11–17 – рудопоявления: золото-скарновые (11), золото-кварц-полевошпатовые(12), золото-кварцевые(13), джаспероидные(14), золото-серебряные (15), свинцово-цинковые (16), титано-магнетитовые (17); 18 – точки отбора и номера образцов Чагоянского массива.

I–V – Выступы Чагоянского массива: Шахтоминский (I), Малюткинский (II), Мало-Чуканский (III), Джурканский (IV), г. Дымо (V).

На врезке показано размещение раннеюрских гранитоидных массивов в северной части Мамынского террейна: 1–палеозойские образования Монголо-Охотской орогенной области, 2 – позднearerхейско-кембрийские метаморфические и магматические образования, 3 – среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения, 4 – нижнемезозойские флишеидные отложения, 5 – меловые вулканогенные образования, 6 – кайнозойские осадочные отложения, 7–10 – интрузивные образования: раннемеловые (7), раннеюрские (8), позднепалеозойские (9), раннепалеозойские (10), 11 – разрывные нарушения. Цифрами обозначены массивы: 1 – Шимановский, 2 – Чагоянский.

ского ($189,5 \pm 1,2$ млн лет) и Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет) массивов [9].

Автором проведены исследования состава породообразующих минералов и геохимических особенностей пород Чагоянского и Шимановского массивов, что позволяет более детально охарактеризовать образования поздне триасово-раннеюрского этапа гранитоидного магматизма Мамынского террейна, уточнить геодинамические условия и флюидный режим их формирования. В связи с предположением о том, что Шимановский массив является фрагментом более крупного Чагоянского (Тротовского) массива [9], представляет также интерес сравнительный анализ гранитоидов этих массивов.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Чагоянский массив сложен породами двух фаз: I фаза – кварцевые монцодиориты с редкими прослоями диоритов, гранодиориты, II фаза – граносиениты, граниты умеренно-щелочные и нормальной щелочности с фациальными переходами между разновидностями. Массив характеризуется неровной апикальной поверхностью с многочисленными куполовидными выступами, к которым относятся, вероятно, и небольшой выход среди кембрийских отложений в районе устья р. Большой Чукаан, получивший название Джурканский (рис. 1). Кроме него, в составе массива выделяются Малюткинский, Малочуканский выступы и выступ г. Дымо, обладающий наибольшей площадью. Породы первой фазы развиты незначительно, слагая небольшие по площади (менее 5 км^2) интрузивные тела в эндоконтактной зоне Чагоянского массива. Выходы пород первой фазы фиксируются в пределах Малюткинского, Джурканского выступов и юго-восточной части выступа г. Дымо. Преобладают в строении интрузивных тел первой фазы кварцевые монцодиориты и гранодиориты. Диориты отмечаются в резко подчиненном количестве и слагают в кварцевых монцодиоритах прослой мощностью до $0,5 \text{ м}$, что указывает на их кумулятивную природу. В строении массива резко преобладают средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые, реже биотитовые или роговообманковые граниты второй фазы, в меньшей мере отмечаются лейкограниты. Граносиениты обладают более мелкозернистой, нередко гнейсовидной структурой и являются, вероятно, краевой фацией гранитов II фазы, развитой вдоль контакта с карбонатными породами кембрийского возраста. Плутон прорывает и метаморфизует кембрийские известняки и терригенные отложения силура и девона. Часть массива перекрыта неоген-четвертичными отложениями Зeya-Буреинской впадины. К массиву приурочены многочисленные россыпи золота. В зоне

экоконтакта расположено Чагоянский полиметаллическое месторождение, ряд проявлений золота скарнового и гидротермального типов Чагоянского рудно-россыпного узла [15].

Кварцевые монцодиориты I фазы – среднезернистые порфирированные биотит-роговообманковые породы. Порфирированные выделения размером до $6-7 \text{ мм}$ представлены таблитчатым плагиоклазом, длиннопризматической роговой обманкой и биотитом. Породы состоят из зонального андезина (№ 30–45) – $50-55\%$, калиевого полевого шпата – $10-15\%$, кварца – $8-12\%$, амфибола – $8-10\%$, биотита – $5-7\%$, рудных минералов – $2-3\%$. Диориты отличаются от кварцевых монцодиоритов большей основностью плагиоклаза (андезин-лабрадор № 48–55) – $52-55\%$, большими содержаниями темноцветных минералов (амфибола – $10-15\%$, биотита – $10-15\%$), рудных минералов – $3-5\%$, меньшими – калиевого полевого шпата – $5-6\%$, кварца – $3-5\%$.

Граниты, субщелочные граниты и лейкограниты II фазы – средне-крупнозернистые породы с порфирированными выделениями таблитчатого калиевого полевого шпата размером до 1 см . Мелкозернистые разновидности отмечаются только в зоне контакта с мраморизованными известняками и породами первой фазы. Породы состоят из зонального олигоклаз-андезина (№ 25–35) – $40-55\%$, калиевого полевого шпата – $20-30\%$, кварца – $25-30\%$, биотита – $5-6\%$, амфибола – до 3% и рудных минералов – $1-2\%$. Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит. Граносиениты отличаются от гранитов среднезернистыми структурами, меньшими содержаниями калиевого полевого шпата (до $15-20\%$) и кварца (20%).

Шимановский массив расположен в 15 км западнее Чагоянского, от которого отделен полосой кайнозойских отложений Зeya-Буреинской впадины. Массив представляет собой выступ фундамента в эрозионных окнах Зeya-Буреинской впадины. Общая площадь выходов пород массива не превышает 50 км^2 . По геофизическим данным размеры массива составляют первые сотни км^2 . Массив сложен крупнозернистыми лейкогранитами преимущественно умеренной щелочности. Породы состоят из альбит-олигоклаза № 5–15 – $10-35\%$, калиевого полевого шпата – $30-50\%$, кварца – $30-40\%$, биотита – $2-3\%$, рудных минералов – до 1% . Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ортит.

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Полевые шпаты. Исследование калиевого полевого шпата проводилось методом рентгеноструктурного анализа. Съемка производилась на дифрактометрах ДРОН – 3, ДРОН – 3М в АмурКНИИ ДВО

РАН (аналитики И.В. Александров, Е.В. Шумейко) на CuK_α – излучении методом Дебая–Шеррера с фокусировкой по Бреггу–Брентано. Напряжение на трубке – 30 кВ, ток – 25 мА, щели – 2; 4; 0,25, скорость гониометра – 1 град./мин, скорость движения диаграммной ленты – 720 мм/час, образец вращается. Для определения параметров структуры съемка произведена при скорости гониометра 0,25 град./мин.

Калиевый полевой шпат в гранитоидах второй фазы Чагоянского массива представлен микроклинами с высокой упорядоченностью – $t_1 = 0,81–0,96$, ортоклазовая составляющая в которых, определенная по диаграммам Т. Райта по значению $\Delta\text{Or}_{204-060}$, варьирует от 72 до 86 % (табл. 1). Максимальная температура кристаллизации полевых шпатов по геотермометру Л.Л. Перчука [8], основанному на распределении альбита между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, составляет 750°C.

Калиевый полевой шпат в лейкогранитах Шимановского массива представлен ортоклаз- и микроклин-пертитами с низкой и высокой упорядоченностью ($t_1 = 0,46–1,0$), состав которых, определенный по значению $\Delta\text{Or}_{204-060}$, характеризуется низкими содержаниями ортоклазовой фазы (антипертиты) – 27–50 % (табл. 1). По двуполевошпатовому геотермометру [8], температура кристаллизации пород превышает 800 °С.

Амфибол. Химический состав роговой обманки из пород Чагоянского массива приведен в таблице 2. Пересчеты химических анализов амфиболов на стандартные кристаллохимические формулы произ-

Таблица 1. Рентгенографические характеристики и состав калиевых полевых шпатов раннеюрских гранитоидов Верхнего Приамурья.

№ п/п	Номер	К-фаза			
		$2\theta_{060}$	$2\theta_{204}$	$\Delta\text{Or}_{204-060}$	Or, %
1	448	41,82	50,62	93	86
2	448	41,81	50,76	84	72
3	448	41,85	50,59	92	83
4	440	42,00	50,77	72	50
5	447	41,79	51,17	57	27
6	447	42,08	50,82	58	29

Примечание. 1–3 – субщелочные граниты Чагоянского массива, 4–6 – субщелочные лейкограниты Шимановского массива.

ведены в соответствии с рекомендациями на 23 атома кислорода [5]. В связи с тем, что в микронзондовых анализах определено только валовое железо, а пересчет одного и того же анализа может привести к разным наименованиям минерала в зависимости от метода оценки Fe^{3+} и Fe^{2+} , для правильного наимено-

Таблица 2. Химический состав (мас.%) и формульные коэффициенты роговой обманки пород Чагоянского массива.

Компоненты	1	2	3	4
	449-1	449-8	449-9	448
SiO_2	47.96	46.78	49.04	46.33
TiO_2	0.84	1.15	0.72	1.20
Cr_2O_3	0.23	0.00	0.01	0.02
Al_2O_3	5.03	6.99	5.99	7.37
FeO^*	16.71	15.56	14.82	16.93
MnO	0.41	0.38	0.35	0.65
MgO	12.17	11.73	12.55	10.81
CaO	11.52	11.67	11.93	11.37
Na_2O	0.80	1.08	0.90	1.52
K_2O	0.42	0.74	0.55	0.90
F	0.13	0.21	0.18	0.30
Cl	0.06	0.16	0.10	0.09
Сумма	96.09	96.10	96.85	97.11
Si	7.159	7.016	7.246	6.947
Ti	0.088	0.122	0.075	0.128
Cr	0.026	0.000	0.001	0.002
Al^{IV}	0.841	0.984	0.754	1.053
Al^{VI}	0.042	0.250	0.288	0.247
Fe^{3+}	0.695	0.315	0.192	0.314
Fe^{2+}	1.418	1.645	1.643	1.819
Mn	0.051	0.048	0.043	0.083
Mg	2.705	2.619	2.762	2.414
Ca	1.843	1.875	1.889	1.827
Na	0.232	0.314	0.258	0.440
K	0.075	0.134	0.096	0.163
Сумма	15.174	15.323	15.246	15.435
F	0.060	0.101	0.083	0.144
Cl	0.016	0.041	0.025	0.024
ОН	1.924	1.858	1.892	1.832
$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$	0.66	0.61	0.63	0.57

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-8100 в ОИГГМ СО РАН. Аналитики Л.В. Усова и В.Н. Королук. 1– кварцевые монцодиориты I фазы; 2, 3 – диориты I фазы; 4 – граносиениты II фазы. FeO^* – суммарное Fe в виде FeO.

вания амфибола оценка содержания окисного железа произведена по [14, 32] на 13 катионов.

Все исследованные амфиболы относятся к группе кальциевых – $(Ca+Na)_B > 1,5$ формульных единиц (ф.е.), $Na_B < 0,5$ ф.е. Они содержат $(Na+K)_A$ менее 0,5 ф.е., $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ всегда больше 0,5, $Si = 6,912-7,296$, что соответствует магнезиальным роговым обманкам [5].

Эксперименты указывают на линейную зависимость между содержанием алюминия в роговой обманке и общим давлением, что дало возможность ряду исследователей предложить геобарометр, который основан на содержании алюминия в магматической роговой обманке, равновесной с расплавом, флюидом, биотитом, кварцем, санидином или калишпатом, плагиоклазом, сфеном и магнетитом или ильменитом. Оценка общего давления произведена по геобарометру М. Шмидта, который калибровал барометр по результатам плавления амфиболсодержащих тоналитов и гранодиоритов. Уравнение имеет вид: $P (\pm 0,6 \text{ кбар}) = -3,01 + 4,76 Al_{\text{общ}}$ [34]. Для кварцевых монцодиоритов I фазы значения общего давления при кристаллизации составило 1,9–3,4 кбар, для граносиенитов выступа г. Дымо – 3,2 кбар, что указывает на гип-мезоабиссальные условия становления пород Чагоянского массива.

Биотит. Химический состав биотитов исследованных гранитоидов приведен в таблице 3. Fe анализировалось в виде суммарного FeO и рассчитывалось как Fe^{2+} . Кристаллохимические формулы биотитов, в соответствии с рекомендациями [6], пересчитаны на основе 22 атомов кислорода. Al^{VI} рассчитан как остаток от $Si + Al^{IV} = 8$. Железистость биотитов $f = 100Fe^*/(Fe^* + Mg)$, глиноземистость – $L = 100Al/(Al + Si + Mg + Fe^*)$, где $Fe^* = Fe^{2+} + Fe^{3+}$. Параметры флюидной фазы пород, такие как относительная летучесть $\log(f_{HF}/f_{HCl})$, $\log(f_{HF}/f_{H_2O})$, $\log(f_{HCl}/f_{H_2O})$ и фугитивность воды – $\log f_{H_2O}$ (табл. 3), рассчитывались на основе составов биотитов, для которого имелись определения содержания F и Cl, по методикам, предложенным для пород с парагенезисами биотит + калишпат + магнетит [27, 28, 38].

Биотиты раннеюрских гранитоидов различаются по содержаниям TiO_2 , железистости и глиноземистости, содержаниям галогенов, что свидетельствует о различиях кислотно-щелочных, окислительно-восстановительных, P-T-условий при их кристаллизации и состава сосуществующего с биотитом флюида.

По соотношению $Si/Al - (Mg + Fe)/Al$ (рис. 2а) биотиты Чагоянского массива располагаются в поле III – нормальной и IV – повышенной щелочности, а

биотиты Шимановского массива размещаются в поле II – низкой (обр.440) и поле III – нормальной щелочности. Низкая щелочность биотита обр.440 может быть обусловлена постмагматической грейзенизацией пород. Как известно, биотиты грейзенизированных гранитоидов характеризуются высокими содержаниями истонит-сидерофиллитового компонента [3].

По соотношению Al_2O_3 и TiO_2 (рис. 2б) биотиты пород Чагоянского массива располагаются в поле гип- и мезоабиссальной фации глубинности, в отличие от умеренно-щелочных лейкогранитов Шимановского массива, фигуративные точки биотитов которого попадают преимущественно в поле мезоабиссальной фации.

Приближенная оценка фугитивности кислорода производилась по железистости биотита, при учете температуры и давления при его кристаллизации [38]. Температура кристаллизации пород Чагоянского массива, учитывая наличие биотита и роговой обманки, оценивалась по геотермометру Л.Л. Перчука [8]. Результаты расчетов температуры равновесия между биотитом и роговой обманкой по соотношению $Mg / (Mg + Fe^* + Mn)$ в исследуемых породах приведены в таблице 3.

По диаграммам $\log f_{O_2} - T$ для условий общего давления в 1 и 2 кбар [32], по железистости биотитов и полученным данным по температурам кристаллизации пород произведена оценка значений фугитивности кислорода (табл. 3). Кристаллизация пород Чагоянского массива происходила преимущественно в окислительных условиях при температурах 610–725°C и $\log f_{O_2} = -12,1 - -13,3$. Фугитивность кислорода возрастает от пород первой фазы Чагоянского массива ко второй. Лейкограниты Шимановского массива кристаллизовались в более восстановительных условиях при более низких значениях f_{O_2} .

Гранитоиды Чагоянского и Шимановского массивов отчетливо различаются по содержанию F и Cl в биотитах и, соответственно, составом флюидной фазы, сосуществующей с биотитом (табл. 3). Биотиты пород первой фазы Чагоянского массива характеризуются наиболее низкими содержаниями F и высокими Cl, гранитоиды второй фазы отличаются более высокими содержаниями F и низкими Cl. Биотиты лейкогранитов Шимановского массива характеризуются наибольшими содержаниями F.

Анализ данных по отношению летучестей f_{HF}/f_{HCl} , f_{HF}/f_{H_2O} , f_{HCl}/f_{H_2O} и f_{H_2O} свидетельствует о различиях в составе флюидов, сосуществующих с биотитом, как для пород рассматриваемых массивов, так и для пород различных фаз Чагоянского массива. Шимановские лейкограниты отличаются

Таблица 3. Химический состав (мас.%) биотитов раннеюрских интрузивных образований Верхнего Приамурья и параметры флюида, сосуществующего с биотитом.

Компоненты	Чагоянский массив							Шимановский массив	
	449	449-1	449-10	449-8	449-9	442	448	440	447
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	37,16	37,13	37,58	37,40	37,73	37,67	36,30	37,94	37,61
TiO ₂	3,91	2,95	2,82	3,51	3,97	3,08	1,22	2,22	2,57
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,02	0,04	0,04	0,04	0,05	–	0,11
Al ₂ O ₃	13,60	15,28	14,30	13,96	13,44	14,31	15,16	16,85	14,04
FeO	20,57	18,47	18,91	19,07	18,95	16,69	19,04	21,84	22,71
MnO	0,24	0,22	0,23	0,23	0,22	0,51	0,45	2,65	1,79
MgO	10,69	10,59	12,01	11,32	10,96	11,94	12,85	4,94	7,13
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Na ₂ O	0,09	0,04	0,05	0,07	0,08	0,05	0,09	0,11	0,02
K ₂ O	10,57	10,35	10,19	10,63	9,53	9,04	8,08	10,14	9,39
F	0,39	0,41	0,47	0,40	0,38	1,01	0,74	2,23	1,74
Cl	0,23	0,21	0,18	0,20	0,21	0,01	0,03	0,07	0,09
Сумма	97,49	95,71	96,77	96,84	95,51	94,33	93,70	99,03	97,19
Si	5,666	5,686	5,701	5,694	5,780	5,789	5,631	5,821	5,871
Ti	0,422	0,319	0,300	0,377	0,429	0,333	0,133	0,252	0,291
Cr	0,006	0,007	0,002	0,005	0,005	0,004	0,005	0,000	0,013
Al ^{IV}	2,334	2,314	2,299	2,306	2,220	2,211	2,369	2,179	2,129
Al ^{VI}	0,105	0,439	0,252	0,194	0,202	0,376	0,397	0,863	0,450
Fe ⁺²	2,619	2,362	2,396	2,425	2,425	2,142	2,466	2,798	2,960
Mn	0,031	0,029	0,029	0,030	0,029	0,066	0,058	0,344	0,236
Mg	2,426	2,414	2,712	2,565	2,499	2,732	2,968	1,128	1,657
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
Na	0,025	0,011	0,016	0,021	0,025	0,014	0,027	0,033	0,005
K	1,934	1,904	1,842	1,936	1,749	1,657	1,487	1,956	1,809
Сумма	15,567	15,486	15,550	15,551	15,362	15,324	15,541	15,380	15,420
F	0,187	0,199	0,227	0,193	0,181	0,488	0,362	1,080	0,856
Cl	0,059	0,054	0,046	0,053	0,055	0,002	0,009	0,018	0,024
OH	1,754	1,747	1,727	1,754	1,763	1,510	1,629	0,901	1,120
f	51,91	49,46	46,90	48,59	49,25	43,95	45,39	71,26	64,11
L	18,55	20,83	19,10	18,96	18,45	19,52	20,00	23,78	19,73
T°C	725	620	620	720	700	680	610	700	700
log f _{O₂}	-13,3	-13,0	-12,8	-13,0	-13,0	-12,5	-13,3	-16,0	-15,5
X _{Phl}	0,43	0,43	0,48	0,46	0,45	0,48	0,49	0,21	0,30
F/(F+OH), %	9,65	10,22	11,60	9,92	9,33	24,42	18,18	54,52	43,31
log (f _{HF} /f _{HCl})	-3,14	-2,72	-2,73	-3,14	-3,09	-1,33	-1,82	-1,09	-1,58
log (f _{HF} /f _{H₂O})	-3,92	-4,13	-4,13	-3,95	-4,02	-3,60	-3,93	-2,62	-2,96
log (f _{HCl} /f _{H₂O})	-0,79	-1,43	-1,41	-0,82	-0,93	-2,27	-2,13	-1,57	-1,38
log f _{H₂O}	2,73	3,60	4,12	3,14	3,35	4,02	4,10	-0,11	1,36

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-8100 в ОИГГМ СО РАН, аналитики Л.В. Усова и В.Н. Колюк; – нет данных. 1–3 – кварцевые монцоидориты I фазы, 4,5 – монцоидориты I фазы, 6 – граносиениты II фазы, 7 – умеренно-щелочные граниты II фазы, 8–10 – умеренно-щелочные лейкограниты. X_{Phl} – мольная доля флогопитового минала. f = 100Fe*/(Fe* + Mg), L = 100Al / (Al + Si + Mg + Fe*), где Fe* = Fe²⁺ + Fe³⁺, T°C – температура кристаллизации.

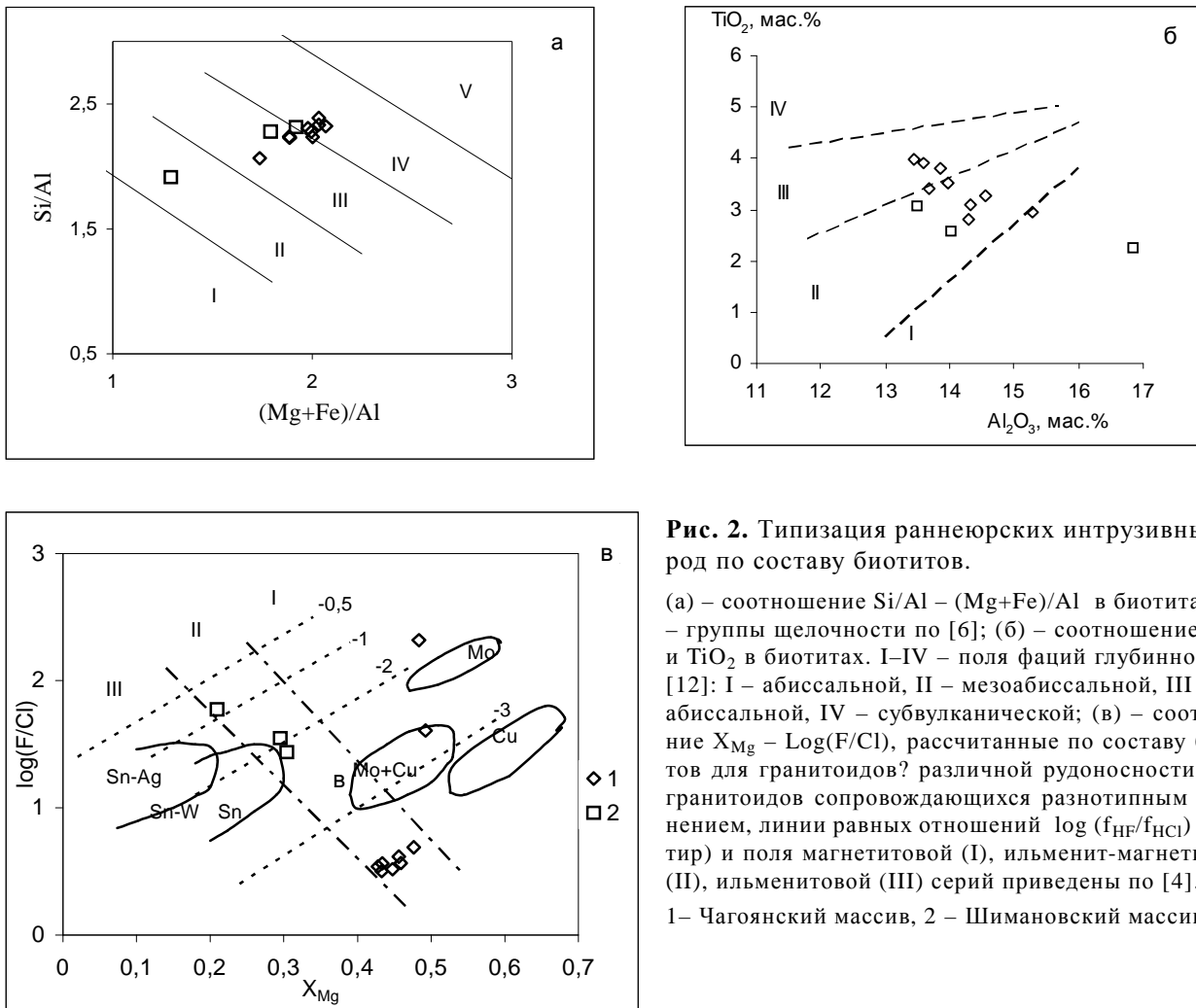


Рис. 2. Типизация раннеорских интрузивных пород по составу биотитов.

(а) – соотношение Si/Al – $(\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Al}$ в биотитах. I–V – группы щелочности по [6]; (б) – соотношение Al_2O_3 и TiO_2 в биотитах. I–IV – поля фаций глубинности по [12]: I – абиссальной, II – мезоабиссальной, III – гипабиссальной, IV – субвулканической; (в) – соотношение X_{Mg} – $\text{Log}(\text{F}/\text{Cl})$, рассчитанные по составу биотитов для гранитоидов? различной рудоносности. Поля гранитоидов сопровождающихся разнотипным оруденением, линии равных отношений $\text{log}(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$ (пунктир) и поля магнетитовой (I), ильменит-магнетитовой (II), ильменитовой (III) серий приведены по [4].
1 – Чагойанский массив, 2 – Шимановский массив.

от гранитоидов Чагойанского массива более высокими значениями $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ при близких значениях относительных летучестей $f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}}$ и более низких $f_{\text{H}_2\text{O}}$. Кварцевые монцодиориты и диориты I фазы Чагойанского массива характеризуются наиболее низкими значениями $f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}}$ и $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$. В гранитоидах II фазы отмечается увеличение этих параметров, при одновременном снижении $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ и сохранении значений фугитивности воды.

Для сравнения полученных результатов с данными по гранитоидам рудно-магматических систем с разнотипным оруденением – молибденовым, медно-молибденовым, оловянным, олово-вольфрамовым и олово-серебряным других регионов, была использована диаграмма X_{Mg} – $\text{Log}(\text{F}/\text{Cl})$ (рис. 2в), отражающая фугитивность кислорода (поля магнетитовой, ильменит-магнетитовой и ильменитовой серий) и отношение активностей плавиковой и соляной кислот (фтора и хлора) в расплаве. Состав флюидов пород I фазы Чагойанского массива, согласно данной диа-

граммы, близок к таковому гранитоидов с медно-молибденовой минерализацией, а второй фазы – гранитоидов, сопровождающихся молибденовой минерализацией. Гранитоиды Шимановского массива по составу флюидов наиболее близки к редкометалльным гранитоидам, с которыми связано оловянное, олово-вольфрамовое и олово-серебряное оруденение.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В процессе исследований было проанализировано около 40 образцов раннеорских гранитоидов. Определение содержаний главных элементов в породах (табл. 4) выполнено в химической лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН классическим силикатным методом (аналитики – С.М. Радомский, Л.П. Носкова, О.А. Зубова). Содержания большинства элементов-примесей, включая РЗЭ, определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском аналитическом центре Института тектоники и геофизики ДВО РАН (аналитики –

Таблица 4. Химический состав (мас.%) и содержания (г/т) элементов-примесей в представительных образцах раннеюрских интрузивных образований.

Компоненты	Чагоянский массив						
	449	449-1	449-5	449-8	449-9	449-10	442
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	60.00	60.10	61.20	54.20	54.70	55.10	67.90
TiO ₂	0.89	0.81	0.60	0.82	0.80	0.79	0.35
Al ₂ O ₃	17.16	17.60	18.61	18.06	17.00	17.81	16.19
Fe ₂ O ₃	2.63	1.44	2.29	2.71	2.79	3.07	1.74
FeO	3.68	3.33	2.70	5.05	4.64	4.88	1.32
MnO	0.11	0.09	0.08	0.15	0.13	0.15	0.19
MgO	3.01	2.60	2.06	5.12	4.66	5.10	0.74
CaO	5.85	5.46	4.76	8.47	7.80	8.39	1.48
Na ₂ O	3.67	3.92	3.86	3.30	3.28	3.08	5.04
K ₂ O	2.55	3.08	3.30	1.53	1.75	1.45	3.12
P ₂ O ₅	0.21	0.17	0.14	0.19	0.18	0.18	0.15
n.n.n.	0.91	0.48	0.54	0.31	0.59	0.61	1.28
Сумма	100.67	99.09	100.14	99.90	98.33	100.61	99.50
Sc	-	-	13.4	22.0	-	-	5.5
V	151**	122**	92	173	207**	162**	38
Cr	106**	56**	38	88	56**	52**	24
Co	27**	23**	11	23	27**	27**	5
Ni	37**	29**	9	9	21**	17**	10
Cu	-	-	13	21	-	-	18
Zn	-	-	36	59	-	-	58
Rb	86**	117**	104	74	75**	66**	111
Sr	488**	416**	421	533	523**	538**	433
Y	31**	28**	24	30	28**	33**	9
Zr	90**	240**	13	22	90**	96**	75
Nb	10**	13**	9.7	8.2	8**	9**	7.9
Cs	-	-	2.9	3.6	-	-	1.9
Ba	667**	750**	737	409	476**	299**	1030**
La	-	-	18.47	28.69	-	-	28.57
Ce	-	-	38.78	61.47	-	-	53.05
Pr	-	-	4.81	7.30	-	-	5.75
Nd	-	-	18.06	27.38	-	-	19.16
Sm	-	-	3.43	5.75	-	-	3.21
Eu	-	-	0.95	1.17	-	-	0.82
Gd	-	-	4.87	5.67	-	-	2.77
Tb	-	-	0.71	0.83	-	-	0.34
Dy	-	-	3.89	4.84	-	-	1.69
Ho	-	-	0.82	0.99	-	-	0.33
Er	-	-	2.33	2.78	-	-	0.90
Tm	-	-	0.35	0.45	-	-	0.14
Yb	-	-	2.17	2.77	-	-	0.88
Lu	-	-	0.33	0.42	-	-	0.13
Hf	-	-	0.62	0.87	-	-	2.33
Ta	-	-	0.81	0.81	-	-	0.99
Pb	24**	28**	44.1	20.8	22**	18**	23.7
Th	18**	21**	12.5	7.4	7**	12**	9.5
U	-	-	2.0	2.2	-	-	2.8
Eu/Eu*	-	-	0.71	0.62	-	-	0.82
(La/Yb)N	-	-	5.8	7.0	-	-	21.9

Примечание. ** – данные рентгенофлуоресцентного анализа. – нет данных. 1–3 – кварцевые монцодиориты, 4–6 – диориты, 7 – граносиениты, 8,9 – граниты, 10,11 – субщелочные граниты, 12,13 – субщелочные лейкограниты.

Таблица 4. (Продолжение).

Компоненты	Чагоянский массив				Шимановский массив	
	К-1/3	А-505	К 1/2	448	440	447-5
	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	71.90	70.10	72.20	69.50	73.40	73.50
TiO ₂	0.17	0.41	0.14	0.35	0.19	0.14
Al ₂ O ₃	12.46	15.01	12.81	15.29	13.41	14.12
Fe ₂ O ₃	0.90	2.42	0.59	1.12	1.27	0.45
FeO	3.18	1.90	2.68	1.62	2.24	1.00
MnO	0.06	0.14	0.07	0.05	0.05	0.09
MgO	0.34	0.57	0.36	1.18	0.23	0.19
CaO	2.23	1.53	0.92	3.02	0.78	1.27
Na ₂ O	3.81	4.54	4.31	3.70	3.77	4.29
K ₂ O	3.27	2.71	4.07	4.31	4.27	4.77
P ₂ O ₅	0.06	0.13	0.05	0.07	0.05	0.03
n.n.n.	1.19	1.00	0.31	0.42	0.00	0.12
Сумма	99.57	100.46	98.51	100.63	99.66	99.98
Sc	4.1	8.2	2.8	5.3	1.1	5.8
V	14	25	11	40	2	5
Cr	30	13	14	21	6	7
Co	3	4	3	6	0.4	1
Ni	13	4	7	12	0.1	2
Cu	42	25	20	6	1.5	-
Zn	74	67	117	32	6	39
Rb	103	98	113	159	150	136
Sr	169	135	100	348	38	97
Y	17	29	16	10	8	8
Zr	46	83	37	49	55	38
Nb	13.9	29.4	14.8	8.2	9.8	11.4
Cs	2.0	1.8	2.1	3.4	1.69	1.9
Ba	-	941	1007	1097	797**	1967**
La	24.20	54.27	23.42	22.46	13.41	20.34
Ce	46.64	114.54	47.40	44.75	27.26	37.69
Pr	5.25	11.21	5.31	3.95	2.88	3.80
Nd	17.31	42.43	18.12	14.58	9.18	11.76
Sm	3.39	7.98	3.51	2.41	1.78	1.89
Eu	0.56	0.33	0.00	0.11	0.24	0.42
Gd	3.31	7.48	3.27	2.33	1.69	1.84
Tb	0.51	1.05	0.47	0.30	0.25	0.24
Dy	2.87	5.37	2.56	1.55	1.35	1.31
Ho	0.59	0.96	0.50	0.32	0.28	0.28
Er	1.71	2.60	1.42	0.88	0.83	0.79
Tm	0.28	0.40	0.23	0.14	0.16	0.13
Yb	1.96	2.53	1.45	0.95	1.17	0.83
Lu	0.29	0.40	0.22	0.16	0.19	0.14
Hf	2.01	3.37	1.65	1.69	2.29	1.24
Ta	1.40	6.78	1.34	1.04	1.20	0.85
Pb	31.2	73.5	42.9	28.7	24.1	33.9
Th	11.5	21.3	9.5	12.9	8.0	6.2
U	2.4	2.4	2.1	3.2	3.4	5.3
Eu/Eu*	0.50	0.13	0.00	0.14	0.42	0.68
(La/Yb)N	8.4	14.5	10.9	15.9	7.7	16.7

Д.В. Авдеев, Л.С. Боковенко, В.Е. Зазулина). Относительная погрешность определения составляет 5–10%. Элементы-примеси в ряде проб определены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) методом рентгенофлуоресцентного анализа. Относительная погрешность определения не превышает 10%. Оценка точности и воспроизводства методик определения элементов осуществлялась с помощью внутренних и международных стандартов.

Содержания SiO_2 в породах Чагоянского массива варьируют от 54 % в диоритах до 73,5 % в лейкогранитах. По соотношению $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 3а) среди них выделяются породы нормального и субщелочного ряда. Диориты I фазы обладают низкой щелочностью и относятся к породам нормального ряда, в отличие от кварцевых монцодиоритов, принадлежащих субщелочному ряду. Среди гранитов отмечаются как субщелочные разновидности, так и

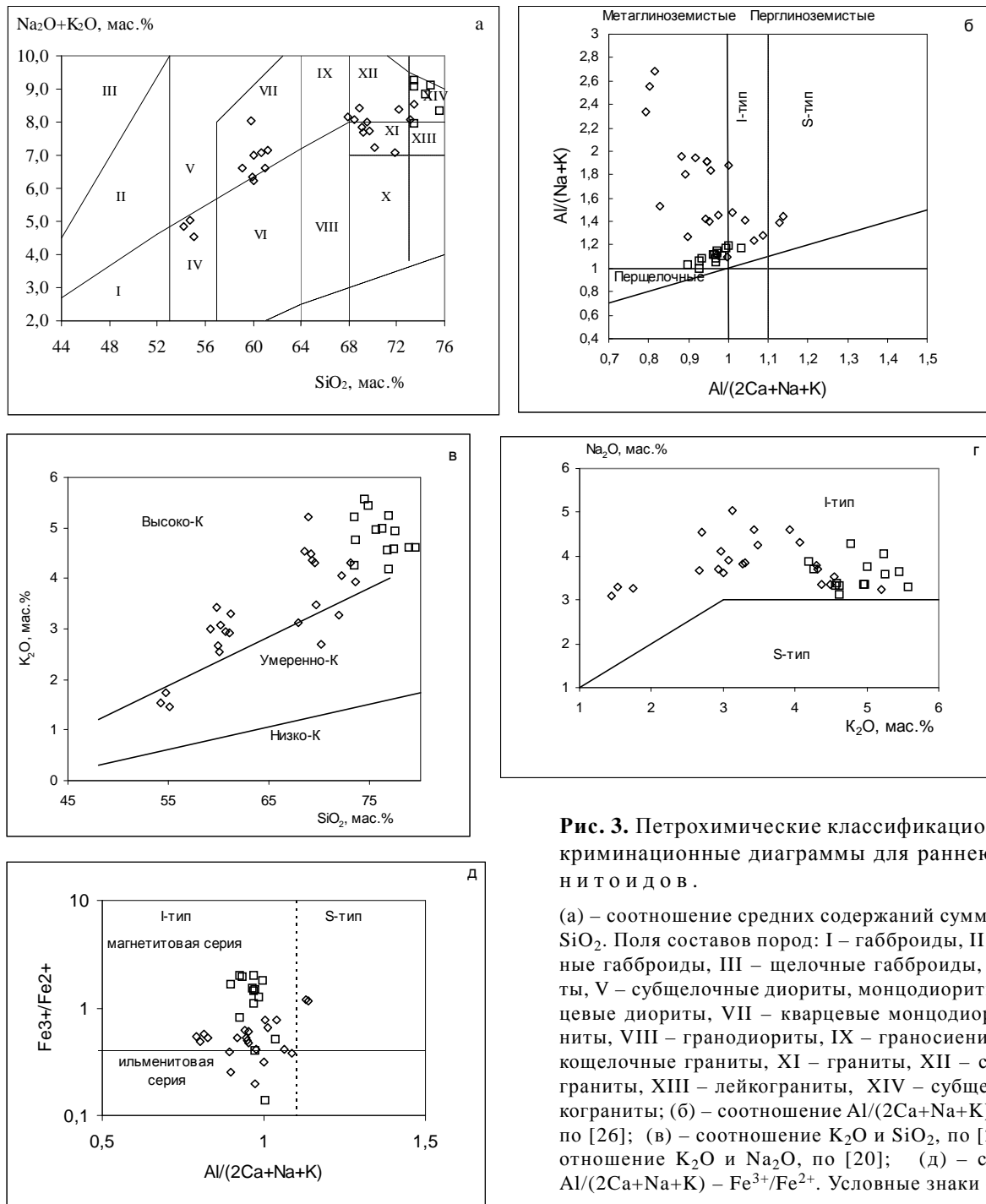


Рис. 3. Петрохимические классификационные и дискриминационные диаграммы для раннеюрских гранитоидов.

(а) – соотношение средних содержаний суммы щелочей и SiO_2 . Поля составов пород: I – габброиды, II – субщелочные габброиды, III – щелочные габброиды, IV – диориты, V – субщелочные диориты, монцодиориты, VI – кварцевые диориты, VII – кварцевые монцодиориты-монциты, VIII – гранодиориты, IX – граносиениты, X – низкощелочные граниты, XI – граниты, XII – субщелочные граниты, XIII – лейкограниты, XIV – субщелочные лейкограниты; (б) – соотношение $\text{Al}/(2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) - \text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$, по [26]; (в) – соотношение K_2O и SiO_2 , по [25]; (г) – соотношение K_2O и Na_2O , по [20]; (д) – соотношения $\text{Al}/(2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) - \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Условные знаки – см. рис 2.

породы нормального ряда. Для массива в целом характерен рост суммы щелочей при увеличении кремнеземистости пород, в основном за счет K_2O .

По степени насыщенности глиноземом среди пород комплекса резко преобладают метаглиноземистые образования (рис. 3б). Среди перглиноземистых отмечаются разности, по степени насыщенности глиноземом отвечающие гранитоидам S-типа. По соотношению SiO_2 и K_2O породы Чагоянского массива являются высококалийевыми, за исключением диоритов I фазы (рис. 3в). Окисленность железа в породах комплекса соответствует, в большинстве случаев, магнетитовой серии (рис. 3д).

Лейкограниты Шимановского массива характеризуются диапазоном содержания SiO_2 от 73,4 до 79,5 %, с преобладанием ультракислых разностей ($SiO_2 \geq 75$ %) и высокими содержаниями Na_2O и K_2O . Сумма щелочей в лейкогранитах, в большинстве случаев, превышает 8 %, и на диаграмме $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ (рис. 3а) они располагаются преимущественно в поле субщелочных образований. С увеличением содержания SiO_2 в целом отмечается снижение суммы щелочей как за счет снижения содержания K_2O , так и Na_2O . Согласно критериям [25] лейкограниты являются высококалийевыми породами (рис. 3в).

Породы Шимановского массива образуют локальное поле на границе метаглиноземистых и перглиноземистых пород с явным преобладанием метаглиноземистых разностей (рис. 3б). В отличие от по-

род Чагоянского массива в лейкогранитах Шимановского при этом отмечается рост $Al/(Na+K)$ по мере увеличения глиноземистости пород. По степени окисленности железа лейкограниты принадлежат к магнетитовой серии (рис. 3д).

На спайдер-диаграмме (рис. 4) приведены отношения средних содержаний элементов-примесей в раннеюрских гранитоидах к примитивной мантии. Гранитоиды обоих массивов в целом характеризуются близкими спектрами распределения элементов-примесей с отрицательными аномалиями Ta, Hf, Zr, Ti. Породы первой фазы Чагоянского массива обладают при этом наиболее низкими концентрациями Ba, Hf, Zr, наиболее высокими – Sr, Ti, Y, Yb. Для некоторых гранитоидов Чагоянского и для лейкогранитов Шимановского массивов проявлены также отрицательные аномалии Sr. При этом в лейкогранитах Шимановского массива отмечаются наиболее отчетливо проявленные отрицательные аномалии Sr, при наиболее высоких содержаниях Rb, U и K, низких Tb, Y, Yb. Содержания большинства крупноионных литофильных и высокозарядных элементов – Cs, Rb, Ba, Th, U, K, легких РЗЭ в гранитоидах близки к верхнекоровым, а концентрации Ta, Sr, Hf, Zr близки или ниже нижнекоровых.

Породы Чагоянского массива характеризуются более высокими содержаниями суммы РЗЭ (94,9–251,5 г/т), по сравнению с умеренно-щелочными лейкогранитами Шимановского массива (60,7–82,4 г/т).

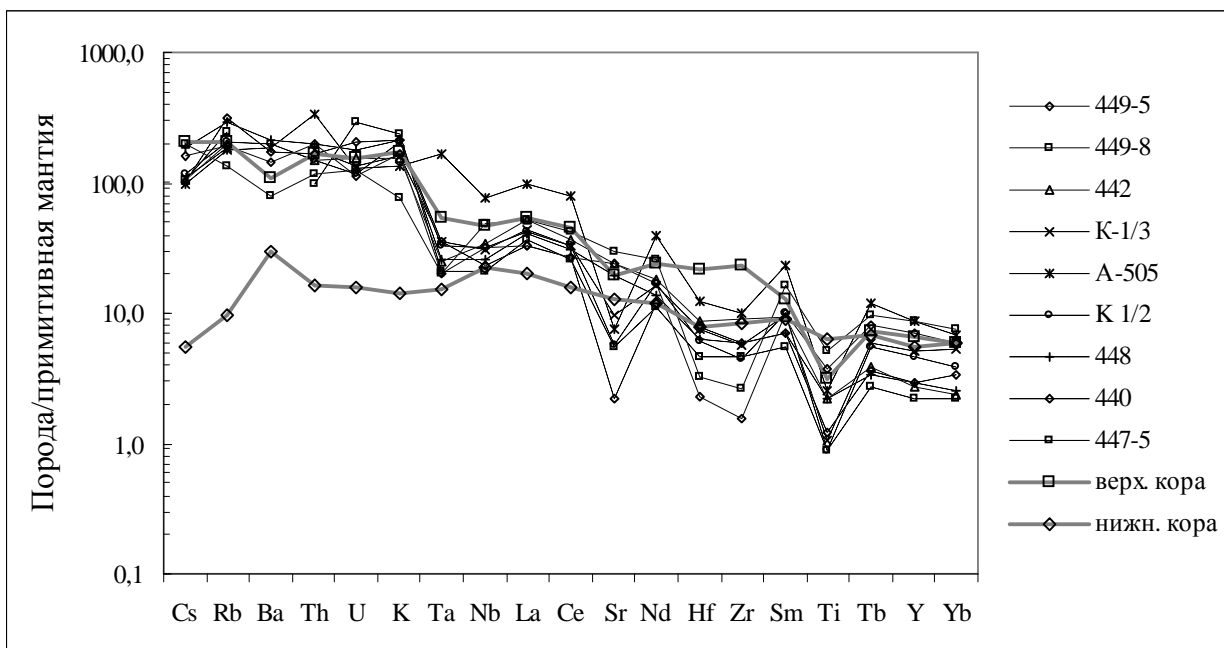


Рис. 4. Спайдер-диаграмма для раннеюрских гранитоидов (нормировано по примитивной мантии [36]).

Номера соответствуют номерам проб табл. 3.

Для всех гранитоидов характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, в связи с чем тренды распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ имеют отрицательный наклон – от легких РЗЭ к тяжелым (рис. 5). При этом умереннощелочные лейкограниты обр. 440 Шимановского массива характеризуются более низкими содержаниями промежуточных РЗЭ, в связи с чем их графики приобретают вогнутый рисунок этой области, по сравнению с относительно ровным распределением промежуточных РЗЭ для гранитоидов Чагоянского массива. $(La/Yb)_N$ отношение, отражающее степень дифференцированности РЗЭ, в породах Чагоянского массива составляет 5,8–21,9, Шимановского массива – 7,7–16,7. Кварцевые монцодиориты и диориты

I фазы Чагоянского массива характеризуются отчетливо и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,62–0,71$). В граносиенитах фиксируется слабо выраженная аномалия ($Eu/Eu^* = 0,82$), а в гранитах нормальной и умеренной щелочности – отчетливая европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0,13–0,50$). Лейкограниты Шимановского массива также обладают отчетливой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,42–0,68$).

По соотношению Rb–Hf–Ta (рис. 6) гранитоиды обоих рассматриваемых массивов соответствуют коллизионным образованиям, при этом гранитоиды Шимановского массива располагаются в поле синколлизионных гранитоидов, а Чагоянского – попадают преимущественно в поле поздне- и постколлизионных.

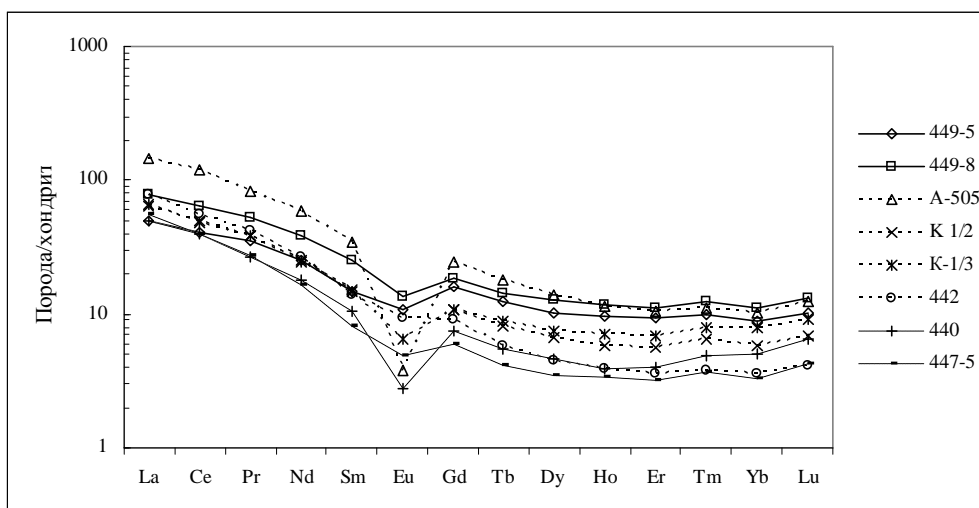


Рис. 5. Графики распределения редкоземельных элементов для раннеюрских гранитоидов (нормировано по хондриту [36]).

Номера соответствуют номерам проб табл. 3.

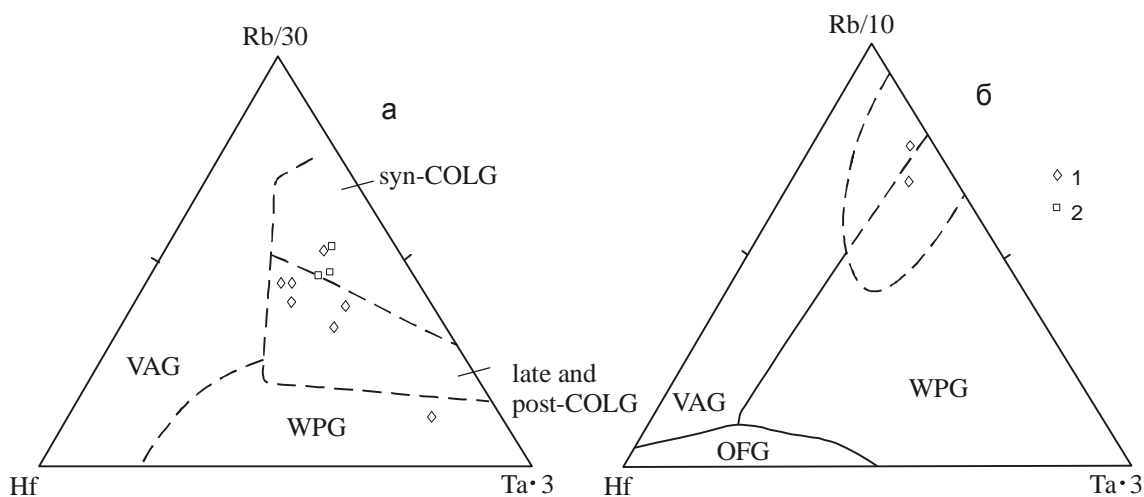


Рис. 6. Положение раннеюрских гранитоидов на тройных дискриминационных диаграммах Rb–Hf–Ta [23].

а – гранитоиды с $SiO_2 > 64\%$, б – средние и кислые породы с $54\% \leq SiO_2 \leq 64\%$. Поля: VAG – островодужные, syn-COLG – синколлизионные, late- and post-COLG – поздне- и постколлизионные, WPG – внутриплитные (анорогенные), OFG – океанические магматиты (на диаграмме бб поле составов коллизионных магматитов очерчено пунктиром). 1, 2 – см. рис 2.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ

Изотопы О. Результаты определений изотопного состава кислорода приведены в таблице 5. Изотопный состав кислорода определен в Институте геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины (г. Киев) по стандартной методике на масс-спектрометре МИ-1201В, аналитик В.Н. Загнитко. Точность определений $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0,2$ ‰.

Изотопный состав кислорода для пород Чагоянского массива варьирует в узких пределах от +6,30 до +7,50 ‰, что характерно для мантийных образований [35]. В отличие от пород Чагоянского массива субщелочные лейкограниты Шимановского массива обладают отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$, что обусловлено, вероятно, воздействием метеорных флюидов с низкими содержаниями ^{18}O .

Изотопия Sr-Nd. Изотопный состав Sr и Nd и содержания Rb, Sr, Sm, Nd в образцах гранитоидов были определены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. С.-Петербург), аналитик Р.Ш. Крымский. Анализ изотопного состава Sr и Nd выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON (Thermo) по стандартной методике. Средняя точность определения изотопных отношений (2σ) составила: $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb} - 0,005$ ‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,002$ ‰, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0,03\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0,005\%$. Изотопный состав стандарта NIST 987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710244 \pm 0,000011$. Изотопный состав стандарта Nd JNdi-1: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512106 \pm 0,000002$. При расчете величин ϵNd и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [24] ($^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$) и DM по [22] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} =$

0,2136). При расчете двухстадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ принята среднекоревая величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,12$ [36].

Субщелочные граниты Чагоянского массива характеризуются отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd} = -3,87$, древними значениями двухмодельного возраста пород $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1,3$ млрд лет и мантийными значениями первичного отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,7061$ (табл. 6), что в совокупности со значениями $\delta^{18}\text{O}$ указывает на мантийный характер исходного для них субстрата.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ И ВЫВОДЫ

Составы амфиболов и биотитов раннеюрских Чагоянского и Шимановского массивов свидетельствуют о кристаллизации слагающих их пород в условиях гип- и мезоабиссальной фации глубинности, из расплавов нормальной и повышенной щелочности, в различных окислительно-восстановительных обстановках, при различном флюидном режиме галогенов.

Наиболее общей закономерностью флюидного режима гранитоидов Чагоянского массива является рост активности кислорода, фтора и снижение роли хлора, при сохранении уровня фугитивности воды при переходе от пород среднего состава ранних фаз к гранитоидам II фазы. Различия между флюидным режимом первой и второй фаз Чагоянского массива могут быть обусловлены как процессами магматической дифференциации, с накоплением фтора в более поздних дифференциатах, так и различиями в составе источников.

Гранитоиды Шимановского массива, по составу флюидов близкие к редкометалльным гранитоидам,

Таблица 5. Изотопный состав кислорода раннеюрских гранитоидов Мамынского террейна.

№ п/п	№ пробы	Порода	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	СКП
1	449	кварцевый монцодиорит I фазы	+ 6,30	$\pm 0,011$
2	442	граносиенит II фазы	+ 7,50	$\pm 0,012$
3	448	субщелочной гранит II фазы	+ 7,13	$\pm 0,015$
4	447	субщелочной лейкогранит	-2,62	$\pm 0,012$

Примечание. СКП – средняя квадратичная погрешность изотопного анализа. 1–3 – Чагоянский массив, 4 – Шимановский массив.

Таблица 6. Содержания Rb, Sr, Sm, Nd и изотопные отношения Rb и Sr в субщелочных гранитах раннеюрской граносиенит-гранитовой ассоциации Мамынского блока.

№ пробы	возраст (млн лет)	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm, ppm	Nd, ppm
448	190	153,6	342,4	1,29813	0,709636	2,57	15,25

формировались в условиях меньшей фугитивности кислорода, чем породы Чагоянского массива, при высоких значениях относительной фугитивности f_{HF}/f_{H_2O} и f_{HCl}/f_{H_2O} и более низких f_{H_2O} . Резкие различия в составах сосуществующего с биотитом флюида пород Чагоянского и Шимановского массивов свидетельствуют о различном составе источника и автономности формирования исходных для них расплавов. Низкая фугитивность кислорода в лейкогранитах может быть связана с присутствием в источнике углеродистого вещества.

Данные экспериментов [31] показывают, что высококальциевые разности гранитоидов I-типа возникают при частичном плавлении в коре известково-щелочных, обогащенных калием водосодержащих метаморфических пород основного и среднего состава под воздействием глубинных мафических магм.

Резкое преобладание легких элементов спектра редких земель над тяжелыми, наряду с низкими концентрациями Sr и Y, для гранитоидов Чагоянского и Шимановского массивов указывает на присутствие в источнике вещества, подвергнувшегося плавлению, граната и амфибола [1, 33].

Ағыу ірдіа ×аіуіінеіаі іаіінеаа а оаеіі ідіа-а-аоңу іаіідіа іаііуаііеа ііааааіеа ДСҰ іі іада оаае-аіеу ео едаііааіеіінеііне е уаеі-ііне, іі-ааааіеа Rb, Ba, Zr. Едііа TiO, Fe₂O₃, CaO, MgO, Al₂O₃, а ірдіаао іаііуаааоңу оаеа P₂O₅, Y. Ніеа-іеа ііааааіеа TiO е Fe₂O₃ іі іада дііа едаііааіеіінеііне ірдіа оеақуааао іа о-аінеа а ідііаііа одаеіінеііаіеу Ti-Fe іеіеіа. Іадаеаеуііа ііеаіеа ііііу ДСҰ е P₂O₅ оеақуааао іа о-аінеа а ідііаііа одаеіінеііаіеу аіаоеда, іі еіідііу ес даііеаа оаеуаоңу сіа-едаеуіау -аііу ДСҰ. Наличие в породах массива отчетливо выраженной отрицательной аномалии европия может быть связано как с остаточным плагиоклазом в магматическом источнике при частичном плавлении исходного субстрата, так и с фракционированием плагиоклаза во время магматической дифференциации более мафических магм [21]. Для умереннощелочных гранитов и граносиенитов II фазы наблюдается субпараллельное расположение трендов нормированных содержаний, свидетельствующее об их родстве и близости состава протолита. Различия значений европиевой аномалии могут быть обусловлены внутрикамерной дифференциацией гранитоидного расплава с фракционированием плагиоклаза и формированием фаций гранитоидов умеренной или нормальной щелочности. Лейкограниты Шимановского массива в целом близки по распределению РЗЭ к гранитоидам Чагоянского массива, но различия в содержаниях РЗЭ, Sr, деп-

летированности в отношении промежуточных РЗЭ указывают на различия в составе их источников.

Петрохимические особенности пород, наряду с геохимией элементов-примесей в гранитоидах, также указывают на различный состав источников.

Кварцевые монцодиориты I фазы Чагоянского массива характеризуются низкими соотношениями $(Na_2O + K_2O)/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, $Al_2O_3/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, высокими содержаниями $Al_2O_3 + FeO_{общ} + MgO + TiO_2$, CaO + FeO_{общ} + MgO + TiO₂ (рис. 7) и располагаются в полях расплавов, полученных при экспериментально проведенном частичном плавлении амфиболитов [29]. Гранитоиды II фазы массива, в отличие от пород I фазы, характеризуются более высокими отношениями $(Na_2O + K_2O)/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, высокими содержаниями $Al_2O_3 + FeO_{общ} + MgO + TiO_2$ и попадают в поля расплавов, образующихся при частичном плавлении как метаграувакк, так и амфиболитов (рис. 7). Неоднозначность интерпретации составов исходных расплавов на рассматриваемых диаграммах связана, вероятно, со смешанным составом субстрата, с преобладанием того или иного компонента. Наиболее вероятным исходным субстратом для гранитоидов Чагоянского массива были гранатсодержащие метаморфические породы амфиболитовой фации нижней коры с высокими содержаниями калия. При этом источник для пород первой фазы, учитывая наиболее высокие концентрации Sr, Y, Yb, низкие Ba, характеризуется более высокими содержаниями плагиоклаза, меньшими – калиевого полевого шпата и граната. По параметрам изотопного состава Sr – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7059-0,7060$, значениям $(La/Yb)_n = 8,4-21,9$ и $Tb_n/Yb_n = 1,1-1,8$ протолиты гранитоидов II фазы Чагоянского массива близки к источникам позднемезозойской монцодиорит-гранитовой ассоциации Умлекано-Огоджинской зоны [10]. Относительно низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и мантийные значения $\delta^{18}O$ для гранитоидов Чагоянского массива позволяют предполагать метамагматический состав субстрата, а двухмодельные определения – рифейский возраст. Некоторые различия изотопного состава кислорода для средних и кислых пород Чагоянского массива вероятнее всего обусловлены процессами фракционной кристаллизации исходного магматического расплава среднего состава.

Гранитоиды Шимановского массива обладают более высокими соотношениями $(Na_2O + K_2O)/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, $Al_2O_3/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, низкими содержаниями $Al_2O_3 + FeO_{общ} + MgO + TiO_2$, CaO + FeO_{общ} + MgO + TiO₂ и располагаются в полях расплавов, полученных при экспериментально проведенном частичном плавлении метапелитов и мета-

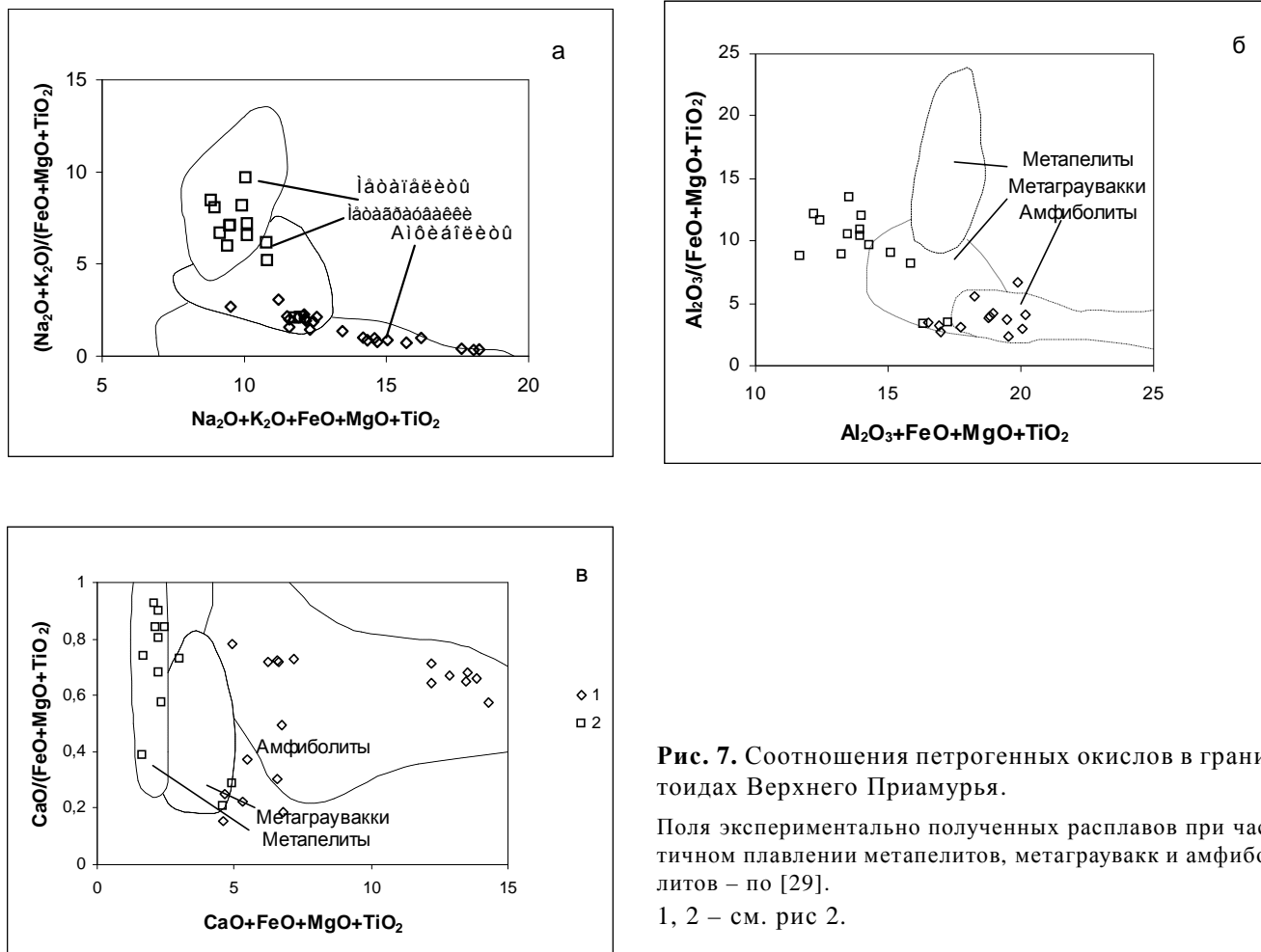


Рис. 7. Соотношения петрогенных окислов в гранитоидах Верхнего Приамурья.

Поля экспериментально полученных расплавов при частичном плавлении метапелитов, метаграувак и амфиболитов – по [29].

1, 2 – см. рис 2.

граувакк. Низкие концентрации Sr, высокие содержания Ba, Rb, U и K, низкие содержания P3Э, Y в лейкогранитах Шимановского массива по сравнению с гранитоидами Чагойнского массива свидетельствуют о более лейкократовом составе источника, представленного, вероятнее всего, обедненными плагиоклазом и обогащенными калиевым полевым шпатом или мусковитом кристаллическими сланцами. Восстановительные условия кристаллизации лейкогранитов позволяют предполагать присутствие в составе источника углеродистого вещества [17].

Обоснования метаграуваккового состава протолита для известково-щелочных гранитоидов I-типа с высокой концентрацией калия известны для севера Шварцвальда [18], юго-востока Вьетнама [37]. Учитывая относительно низкие значения начального изотопного состава Sr для раннеюрских гранитоидов Чагойнского массива, можно предположить, что исходными породами для метаграувакк служили изверженные породы, что определило принадлежность производных гранитоидов к I-типу.

По петрографическим (наличие в породах роговой обманки, магнетита) и петрохимическим (умеренной глиноземистости, высокой окисленности железа и др.) особенностям раннеюрские гранитоиды относятся к I-типу гранитоидов, по геохимическим особенностям соответствующих коллизионным образованиям. Попытки произвести более детальную оценку геодинамической обстановки образования гранитоидов на основе их геохимических особенностей наталкиваются на неоднозначность интерпретации данных при использовании различных дискриминационных диаграмм [19, 23, 30] или дискриминационных уравнений [16]. Для раннеюрского времени отмечается близсинхронное формирование гранитоидов, различающихся оценкой геодинамических условий образования. По соотношению Rb–Hf–Ta лейкограниты Шимановского массива имеют синколлизонные характеристики, а гранитоиды Чагойнского массива, для которых установлены близкие значения абсолютного возраста, – поздне- постколлизонные. Как показывают исследования, геохимические особенности гранитоидов обусловлены, в первую оче-

редь, особенностями исходного для них субстрата, а не геодинамическими условиями их формирования, что в конечном итоге приводит к неоднозначности оценки геодинамической обстановки, в которой возникли исходные гранитоидные расплавы [20, 31]. В связи с этим, геодинамические условия образования гранитоидов следует оценивать прежде всего на основе геотектонических реконструкций. Как показывают геотектонические построения, в момент формирования гранитоидов происходило закрытие Монголо-Охотского океана в результате столкновения Сибирского континента и Амурского супертеррейна и образование Монголо-Охотского складчатого пояса [7]. Эти факты позволяют предполагать их формирование в синколлизонной обстановке, вероятно, при коллизии Амурского супертеррейна и террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. и др. Петрология верхней мантии. М.: Мир. 1968. 336.
2. Иванов А.В., Рассказов С.В., Масловская и др. Раннеюрский возраст и средне-позднеюрское тектоническое экспонирование гранитоидов выступа фундамента в северной части Амурско-Зейской впадины: Rb-Sr и K-Ar изотопные данные // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 83–92.
3. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.
4. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минералогия Амурской мегаструктуры. Благовещенск: АмурКНИИ, 2000. 160 с.
5. Номенклатура амфиболов: Докл. подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки ВМО. 1997. № 6. С. 82–102.
6. Номенклатура слюд: Заключительный доклад подкомитета по слюдам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки ВМО. № 5. 1998. С. 55–65.
7. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
8. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
9. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 54–67.
10. Стриха В.Е., Моисеенко В.Г. Позднемезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья: новые геохимические данные // Докл. АН. 2004. Т. 399, № 3. С. 388–391.
11. Стриха В.Е., Сахно В.Г., Степанов В.А. и др. Раннеюрские коллизонные гранитоиды Амурского супертеррейна: геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2005. Т. 400, № 4. С. 515–518.
12. Сухин М.В. Геологическая карта СССР 1:200 000. Лист N-52-XXXIII. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 87 с.
13. Ферштатер Г.Б., Бородин И.С. Петрография магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
14. Шумахер Дж.К. Оценка соотношения двух- и трехвалентного железа в амфиболах по результатам микронзондовых анализов // Записки ВМО. 1998. № 1. С. 101–109.
15. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
16. Agrawal S. Discrimination between Late-Orogenic, Post-Orogenic and Anorogenic granites by major element composition // J. Geol. 1995. V. 103, N 5. P. 529–537.
17. Ague J.J., Brimhall G.H. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional scale contamination // Geol. 1987. V. 15. P. 63–66.
18. Altherr R., Holl A., Hegner E. et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. 50. P. 51–73.
19. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.
20. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8, N 2. P. 173–174.
21. Condie K.C. Rare earth evidence for the origin of the Nuk gneisses Buksefjorden region, southern West Greenland // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66. P. 283–293.
22. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
23. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics. Geol. Soc. London, Spes. Publ. 1986. N 19. P. 67–81.
24. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
25. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. e. a. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.
26. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
27. Munoz J.L., Swenson A. Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids // Econ.Geol. 1981. V. 76. P. 2212–2221.
28. Munoz J.L. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications hydrothermal ore deposits // Rev. Miner. 1984. V. 13. P. 469–493.
29. Patino Douce A.E., What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J. L. (Eds.) Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques, 168. Geol. Soc. London, Spes. Publ. 1999. N 168. P. 55–75.
30. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 24. P. 956–983.
31. Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // Geology. 1993. V. 21. N 9. P. 825–828.
32. Rock N.M.S., Leake B.E. The International Mineralogical

- Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences // *Miner. Mag.* 1984. V. 48. P. 211–217.
33. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
34. Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
35. Taylor H.P.Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // *Econ. Geol.*, 1974. V. 69. P. 843.
36. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.
37. Thuy N.T.B., Satir M., Siebel W. et al. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, Southern Vietnam // *J. of Asian Earth Sciences.* 2004. V. 23. P. 467–481.
38. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Miner.* 1965. V. 50. N 9. P. 1228–1272.

Поступила в редакцию 4 июля 2005 г.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

V.Ye. Strikha

Early Jurassic granitoids of the Chagoyan and Shimanovsk massifs of the Mamyn block, Amur superterrane (Upper Priamurye)

This paper offers the results of investigation of the composition of rock-forming minerals and geochemical features of Early Jurassic granitoids in the Chagoyan and Shimanovsk massifs (Mamyn block of the Amur superterrane).

The results of the investigation showed that the rock-forming minerals of granitoids had crystallized from melts of normal and increased alkalinity in different redox settings under different fluid regime of halogens, and in conditions of hyp- and mesoabyssal facies of depth. In terms of fluid composition, the Shimanovsk granitoids are close to rare metal granitoids, and they formed in conditions of lesser oxygen fugacity as compared with the Chagoyan rocks, and at high relative fugacity $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ and lower $f_{\text{H}_2\text{O}}$. The distinct differences in the composition of fluid of the Chagoyan and Shimanovsk rocks, which co-exists with biotite, together with their geochemical and petrochemical features give evidence of the autonomous character of formation of their initial melts.

The diversity of Early Jurassic intrusive rocks are to a great extent attributed to the composition of the initial substratum. The source for the first-phase rocks of the Chagoyan massif was most likely garnet-bearing biotite amphibolites as distinct from the second-phase granitoids, which are characterized by a more leucocratic source with mixed amphibolite-metagraywacke composition. For the Shimanovsk granitoids, the initial substratum was evidently crystalline schists with an admixture of carboniferous matter.

The formation of Early Jurassic granitoids occurred in a collision environment, probably, during collision between the Amur superterrane and the Siberian craton.

Key words: Mesozoic, granitoids, crystallization conditions, fluid composition, geochemistry, Upper Priamurye.

О ПРИНЦИПАХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Б.Ф. Палымский

Федеральное геологическое унитарное предприятие “Магадангеология”, г. Магадан

Предлагаемая общая классификация разнотипных геологических формаций построена на структурно-вещественной основе, с использованием материалов по Северо-Востоку России. Намечено шесть таксономических уровней: формационный тип (осадочные, магматические, метаморфические, рудные геологические формации) – семейство формаций – группа формаций – формационный вид (собственно геологическая формация) – разновидность – формационный индивид (формация, образовавшаяся в конкретном регионе, в определенное время и отображаемая на картах при геологическом картировании в виде стратиграфических подразделений, магматических и метаморфических комплексов).

Ключевые слова: геологические формации, классификация, структурно-вещественные признаки.

Формационный анализ прочно вошел в геологический обиход как один из главных методов и инструментов познания закономерностей геологического строения литосферы; поэтому необходимость изучения геологических формаций, как важнейшей категории природных системных объектов надпородного ранга, почти ни у кого не вызывает сомнения. Между тем, общепринятая методика выделения, описания и, самое главное, классифицирования формаций до сих пор отсутствует. Существующие классификации во многих случаях группируют формации по принадлежности к объектам более крупного ранга, как это делается в большинстве тектонических классификаций, к тому же касаются, как правило, какой-либо одной группы формаций (осадочных, магматических, реже – метаморфических). Для обсуждения предлагается вариант классификации геологических формаций, построенной на структурно-вещественных принципах. Первая попытка создания такой классификации, предпринятая автором ранее [10], была позитивно воспринята многими “корифеями” структурно-вещественного направления в отечественной геотомологии – В.И. Драгуновым, К.В. Симаковым, В.А. Соловьевым и другими. Это обстоятельство послужило толчком к продолжению работы по ее совершенствованию; в качестве фактического материала использована характеристика геологических формаций Северо-Востока России, изучению которых автор посвятил около 50 лет научной и производственной деятельности.

Поскольку геологические формации, как сложные системные объекты, обладают самыми различными свойствами, характеристиками, то, в зависимости от взглядов, которых придерживается тот или иной исследователь, признаки, положенные в основу классификации формаций, могут резко различаться. Как отмечает Ю.А. Косыгин, “для одного реального пространства (т.е. фиксированного объема участка Земли или Земли в целом) может быть построено весьма много специализированных пространств”; такими пространствами “могут быть биостратиграфическое, петрографическое, геохимическое, гравиметрическое, геотермическое и т.д.” [7. стр. 13]. Анализ формационных классификаций, проведенный В.И. Драгуновым [4], В.Н. Швановым [16], автором [10] и другими, показывает, что наиболее часто используемыми признаками являются эмпирически устанавливаемые парагенезисы горных пород (петрографический состав формаций), их структурные взаимоотношения, минеральный состав, химический состав, тектоническое положение, разнообразные условия образования (климатические, палеогеографические, физико-химические, геодинамические), метаморфические изменения, рудоносность и т.д. и т.п. Достаточно обычны высказывания о необходимости учета при классификации возможно большего числа признаков, что, в конечном счете, может привести к абсурду; например, признавая правомерность использования большинства признаков и их сочетаний в качестве основы классификации, при числе признаков,

равном 13, количество направлений в учении о формациях может вдвое превысить население земного шара [5]. Следовательно, необходимо найти наиболее существенные признаки формаций, не зависящие от субъективных представлений и воззрений. Как убедительно показал В.И. Драгунов [3, 4], во всех предлагаемых классификациях в явном или предполагаемом виде присутствуют в качестве обязательных признаков состав формаций (набор входящих в них пород) и взаимоотношения горных пород (структура формаций), т.е. элементы (или компоненты) формаций и их композиция, определяющие геологические формации как природные системы. Иначе говоря, главными системными признаками, как это отмечали еще основоположники учения о формациях Н.С. Шатский и Н.П. Херасков, служат парагенезисы горных пород, связанные единством вещественного состава и специфической упорядоченностью в пространстве. Только системный (структурно-вещественный) подход может обеспечить создание единой классификации геологических формаций, обладающей рядом несомненных преимуществ: во-первых, такая классификация сможет охватить все типы образований формационного ранга – осадочные, магматические, метаморфические, рудные (в широком смысле понятия); во-вторых, она может быть построена в единой иерархической системе, с одним основанием деления на каждом таксономическом уровне (по крайней мере, для каждого формационного типа); наконец, подобная классификация будет обладать наилучшей узнаваемостью, независимо от авторства.

Если выделение осадочных и магматических формаций в настоящее время не подвергается сомнению, то формационная принадлежность метаморфических толщ, исключая метасоматические образования, до сих пор является предметом дискуссий. Тем не менее, существование самостоятельной крупной группы метаморфических пород – бесспорно, а успехи в изучении метаморфических образований неизбежно приводят к необходимости выделять крупные и сложные тела, образованные структурно определенными сообществами метаморфических горных пород, т.е. – метаморфические геологические формации. Еще сложнее обстоит дело с выделением рудных и рудоносных формаций, хотя именно их описанию посвящено большинство публикаций по геологическим формациям и формационному анализу. Напомним, что четких геологических определений у понятий “полезное ископаемое”, “руда”, “месторождение”, “рудная формация” не существует, поскольку эти понятия скорее экономические и обусловлены хо-

зяйственными потребностями и технологическими возможностями производства. Однако важное практическое значение рудных сообществ предопределяет необходимость рассматривать и классифицировать рудные формации в качестве специфических геологических формаций или их частей, обладающих особой прикладной ценностью. По определению Д.В. Рундквиста, разделяемому автором, рудная формация – “это устойчивая ассоциация парагенезисов (пород, руд), объединенных общей структурой, в составе которых содержится компонент (элемент, минерал или парагенезис) в промышленных количествах” [8, стр. 31].

В качестве первого классификационного признака должен быть выбран, очевидно, вещественный, как наиболее выраженный, “бросающийся в глаза” даже при самом поверхностном знакомстве с телами формационного ранга. Основные трудности, из-за которых до сих пор никому не удалось создать приемлемую структурно-вещественную классификацию формаций, связаны с отсутствием общепринятой, построенной на общих основаниях, классификации горных пород, на что обращали внимание В.М. Цейслер [16], В.Н. Шванов [17] и другие. Как ни парадоксально, но наиболее изученные осадочные формации при описании состава чаще всего опираются на группировки горных пород по “гранулометрическому” признаку. Интересная классификация осадочных горных пород на структурно-вещественной основе [12] еще не получила общего признания в силу своей сложности и “нетрадиционности”. Несколько лучше обстоит дело с классификацией магматических горных пород; достаточно устоялась и классификация метаморфических горных пород, хотя названия последних составлены с применением многословной “минералогической” характеристики.

Структурный признак – дополнительный, но не последний по важности; в некоторых случаях он имеет решающее значение, например, при описании флишевых формаций, крупных таксонов метаморфических формаций. В качестве главного структурного признака нами использован характер отношений между формациями, их компонентами (парагенезисами) и элементами (горными породами), как наиболее общий для всех формационных типов [2, 11]. В стратифицированных формациях преобладают отношения “порядка” (последовательности), находящие выражение в различных типах “слоистости”; смену парагенезисов горных пород в латеральном направлении характеризуют отношения “эквивалентности”. Отношения “пересечения” свойственны, главным об-

разом, магматическим (плутоническим) формациям; отношения “включения” определяются присутствием в теле какой-либо формации чуждых элементов; наконец, отношения “контактирования” указывают на характер границ между геологическими формациями или их частями.

На указанных принципах построен предлагаемый автором вариант структурно-вещественной классификации геологических формаций. Главной единицей классификации является “формационный вид”, или собственно геологическая формация; выразителем вида служит элементарный парагенезис горных пород, характеризующих формацию (“парагенерация”, по В.И. Драгунову [3]). Более высокие таксономические категории являются собирательными, обобщающими формации по все более абстрагированным признакам. Всего предлагается шесть таксономических уровней объектов формационного ряда (по аналогии с [9]), главные из которых: формационный вид – группа (род) формаций – семейство формаций – формационный тип (табл. 1).

Для магматических формаций в качестве промежуточного звена выделен подтип (вулканические и плутонические формации). По некоторым дополнительным (уточняющим) признакам виды могут разделяться на разновидности, например, в составе группы молассовых формаций может быть выделена *красноцветная* (молассовая) формация. Геологический комплекс имеют дело с формационными телами, об-

разовавшимися во вполне определенное время, имеющими определенную географическую привязку и отображаемыми на картах в виде стратиграфических подразделений, интрузивных и метаморфических комплексов; такие тела являются “формационными индивидами” (их нередко называют *конкретными* геологическими формациями).

Итак, наиболее крупные таксономические категории по аналогии со многими естественными классификациями названы типами и соответствуют осадочному, магматическому, метаморфическому и рудному формационным типам. Эти названия общеприняты и примерно совпадают с наиболее крупными группировками входящих в состав формаций горных пород. По устойчивым структурно-вещественным ассоциациям формационные типы разделены на семейства (табл. 2). В осадочном типе семейства выделены в основном по признакам петрографического состава – терригенные (с преобладанием обломочных пород), органогенно-хемогенные и глинистые; вероятно, правильней бы было называть их “кластолитовыми”, “органолито-хемолитовыми”, “пелитолитовыми”, но нами принята к использованию уже устоявшаяся база терминов и понятий, несмотря на некоторую их противоречивость. В группах внутри семейств формации объединены по общим структурным закономерностям – обязательному присутствию “флишевых циклитов” во флишевых формациях, сложной цикличности в молассо-

Таблица 1. Таксономические единицы классификации геологических объектов формационного ранга.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС					
Формационный ряд					
Формационный индивид	Разновидность	ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ	Группа	Семейство	Тип
Парагенерация					
ГОРНАЯ ПОРОДА					

Таблица 2. Семейства геологических формаций.

Таксоны	ОБЪЕКТЫ ФОРМАЦИОННОГО РАНГА			
Тип	Осадочный	Магматический	Метаморфический	Рудный
Семейства	Терригенные	Ультрамафические	Нестратифицированные	Черных металлов
	Органогенно-хемогенные	Мафические	Монофациально стратифицированные.	Цветных металлов
	Глинистые	Мафически-салические	Зонально стратифицированные	Редких и благородных металлов
		Салические	Метасоматические	Неметаллических ПИ

вых, обычному отсутствию цикличности в микститовых. Видовые таксоны внутри групп выделяются по особенностям петрографического состава. Тип магматических формаций разделен на два подтипа в основном по структурному признаку: вулканических (наличие стратификации – отношений “порядка”) и плутонических (с отношениями “пересечения” между породами различных фаз внедрения) формаций. Семейства определены по характерным минерально-петрографическим парагенезисам – ультрамафических, мафических, мафически-салических и салических формаций [9]. В зависимости от преобладания пород нормального или щелочного ряда намечены группы; формационные виды учитывают характерные сочетания вулканических или плутонических пород. Структурные признаки положены в основу выделения семейств метаморфических формаций – наличие или отсутствие стратификации, зональность. Группы и виды формаций отвечают наиболее типичным совокупностям метаморфических горных пород (мigmatитовые, амфиболитовые, зеленосланцевые). Несколько отличается группировка семейства зонально-метаморфических формаций, в которой в косвенной форме учтен признак происхождения – стресс-метаморфические (подразумеваются динамометаморфические образования), термально-метаморфические (роговиковые), импактитовые (ударно-метеоритные).

При построении классификаций рудных формаций в геологической литературе преобладает целевой, “генетический” подход – формации объединяются либо по признаку происхождения (магматические, пегматитовые, гидротермальные и т.д.), либо по принадлежности к определенным тектоно-магматическим этапам или геодинамическим обстановкам. Существует ряд публикаций [8, 13], в которых использованы принципы специальной (отраслевой) металлогении, а группировки рудных формаций осуществляются по металлам или другим полезным компонентам. По существу, эти классификации подразумевают выделение крупных формационных таксонов по элементному (химическому) составу, с дальнейшим подразделением на сообщества по сходным минеральным и породным (рудным) парагенезисам. Поскольку это направление в общих чертах соответствует структурно-вещественным принципам, оно положено в основу предлагаемой классификации рудных формаций. В составе формационного типа выделено (без учета общераспространенных) три крупных рудных семейства – черных металлов, цветных металлов, редких и благородных металлов, и надсемейство неметаллических полезных ископае-

мых, включающее формации индустриального, химического сырья, горючих полезных ископаемых. Внутри семейств обособляются группы по сходным минеральным и рудным парагенезисам. Безусловно, некоторые формации в группах, объединенные в основном по полезному компоненту, имеют мало общего по происхождению, однако это, в известной мере, неизбежно в связи с “прагматическим” подходом к выделению рудных и рудоносных формаций вообще.

Рассмотренные схемы классификации охватывают, в основном, объекты “моноформационные”. В природе многочисленны примеры “полиформационных” геологических тел, причем “смешение” формаций происходит практически на всех таксономических уровнях. В литературе давно фигурируют “вулканогенно-осадочные” (смешение на уровне типов), “карбонатно-терригенные” (на уровне семейств), базальт-андезитовые, мигматит-гранитовые (на уровне групп и видов) формации и т.п. В последнее время многие исследователи настойчиво предлагают вводить в общую классификацию геологических формаций переходные формации, по крайней мере, на уровне высших таксономических категорий, например, осадочно-вулканогенные, вулканоплутоногенные, плутоно-метаморфические [6], или магма-метаморфические, метамагматические [1]. Очевидно, необходимы какие-то общие правила для наименования таких полиформационных объектов. Например, для двух- и более компонентных систем название следует давать по двум преобладающим формационным объектам, перечисляя их через дефис (вулканогенно-плутонические, известняково-доломитовые и т.п.); при преобладании в составе (более 50 % от общего объема) одной из формаций, ее название ставится последним перед словом “формация”. При незначительном участии одной из формаций, но имеющей важное практическое значение (это относится, прежде всего, к рудным формациям), ее название ставится впереди в виде прилагательного (угленосная молассовая, марганценоносная кремнистая формация).

Подчеркнем три основных момента. Во-первых, наиболее тесные связи со всеми другими формациями имеют рудные формации. Учитывая, что объем рудных формаций по сравнению с другими геологическими формациями, как правило, незначителен, в полиформационных названиях следует отражать их в форме прилагательных. Отсюда следует также, что в зависимости от цели формационного анализа рудоносные формации могут описываться либо как самостоятельные классификационные объекты, либо в одной из моноформационных категорий. Во-вторых,

снимаются разногласия о возможности выделения некоторых сложных полиформационных объектов, например, вулканоплутонических ассоциаций, представление о которых развивалось Е.К. Устиевым [15] и активно поддерживалось Р.Б. Умитбаевым [14]. На более низком таксономическом уровне представляется оправданным выделение габбро-гранитовых, габбро-плагиогранитовых формаций, отдельные компоненты которых образуют устойчивые сочетания друг с другом. Наконец, с позиций предлагаемой классификации нежелательно “смешение” объектов разного таксономического уровня, описания которых нередко встречаются в научной литературе.

Отметим в заключение, что главная цель предлагаемой классификации – систематизировать разнотипные геологические формации и их группы по возможности в едином ключе; по мнению автора, наиболее общая формационная классификация должна строиться по определяющим признакам – составу и структуре, как и для других природных объектов. “Целевые” классификации могут строиться по разным признакам, на разных основаниях, и число этих признаков, как и самих классификаций, может быть бесконечно большим. По-видимому, целевой подход вполне оправдан в тех разделах геологии, которые ориентированы на практику – при изучении распределения полезных ископаемых, решении стратиграфических, палеогеографических, гидрогеологических и т.п. задач.

ЛИТЕРАТУРА

- Буданов В.И. Неиспользованные возможности формационного анализа эндогенных образований // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тез. докл. Всерос. совещания, Новосибирск, 16–19 апреля 2003 г. Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 40–41
- Геологические тела (терминологический справочник) / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М.: Недра, 1986. 334 с.
- Драгунов В.И. К терминологии формационных подразделений // Осадочные и вулканогенные формации. Л.: Недра, 1966. С. 36–47
- Драгунов В.И. Основные понятия учения о геологических формациях // Материалы к совещ. 20–23 мая 1968 г. Вып. 1. Л.: Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1968. С. 21–27
- Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974. 160 с.
- Кирилюк В.П. Ведущие типы плутоно-метаморфических формаций щитов древних платформ // Современные проблемы формационного анализа: петрология и рудоносность магматических образований / Тез. докл. Всерос. совещания, Новосибирск, 16–19 апреля 2003 г. Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 158–160
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1986. 752 с.
- Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т.1. 319 с.; Т. 2. 279 с.
- Палымский Б.Ф. Основы формационного анализа. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. 131 с.
- Симаков К.В. На пути к теоретической стратиграфии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. 180 с.
- Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов // В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.
- Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
- Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций // Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 161–182.
- Цейслер В.М. Формационный анализ: некоторые проблемы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988, № 9. С. 3–10.
- Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. СПб.: Недра, 1992. 230 с.

Поступила в редакцию 4 июля 2005 г.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

B.F. Palymsky

The principles of the structure-and-matter classification of geological formations

The offered general classification of different-type geological formations is based on the structure-and-matter principles using the evidence of northeastern Russia. Six taxonomic levels are outlined: formation type (sedimentary, magmatic, metamorphic, and ore geological formations) – formation family – formation group – formation kind (geological formation proper) – variety – formation individual (formation formed in a specific region, at a certain time, and geologically mapped as stratigraphic divisions, magmatic and metamorphic complexes).

Key words: geological formations, classification, structure-and-matter features.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 55.001

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ГЕОЛОГИИ В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ XXI ВЕКА*

Э.Л. Школьник

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В работе В.Т. Фролова “Наука геология: философский анализ” детально рассматривается ситуация, сложившаяся в настоящее время в геологической науке, с позиций гносеологического анализа, определения научных задач, целей и реальных возможностей геологии в наступившем столетии. Вполне соглашаясь и поддерживая большую часть разработанных оценок и суждений, рецензент не соглашается с автором в одном принципиально важном вопросе – вопросе значения геологии в новом времени, соответственно и с путями выхода из явного кризиса, в котором находится геология страны в настоящее время. Важнейшей задачей представляется не столько реконструкция истории Земли, сколько разработка генетических моделей для обнаружения месторождений полезных ископаемых, не выходящих на дневную поверхность.

Ключевые слова: задачи геологии, XXI век, генетические модели, скрытые месторождения.

Издательство МГУ в 2004 г. выпустило книгу известного отечественного литолога, профессора Университета В.Т. Фролова “Наука геология: философский анализ” [5]. В ней детально рассмотрена ситуация с комплексом геологических наук в гносеологическом отношении на рубеже XXI века. Отечественная геология подошла к этому рубежу с комплексом проблем, обусловленных значительными изменениями в экономике и политическом устройстве страны и, одновременно, по сути, распадом системы подготовки кадров и организации геологических исследований в стране. Вместе с тем, отчетливо обострились проблемы определения геологии как научной дисциплины, ее целей и задач в изменившихся условиях. Работа В.Т. Фролова дает ответ на многие из возникших вопросов, в том числе о положении геологии среди других наук, ее отличии от т.н. точных наук, с детальным анализом роли и статуса составных элементов геологической науки – от кристаллографии до тектоники. Основной вывод: геология – существенно историческая наука, для которой трудно ожидать формулирования точных за-

конов, жестких теорий и т.п. Совершенно ясно, что все активно работающие в области геологических наук должны ознакомиться с этой работой, тем более, что в ней рассматриваются многие животрепещущие вопросы, например роль и значение тектоники литосферных свит.

Лишь в одном аспекте мы можем предъявить некоторые претензии автору рассматриваемой монографии, и они касаются наиболее важной, с нашей точки зрения, проблемы создания непротиворечивой картины рудогенеза, как важнейшей задачи геологии в XXI веке. В какой-то степени это обусловлено различиями в понимании главной задачи геологии. Нам трудно согласиться с тем, что реконструкция истории Земли является главной целью, задачей геологии. Так можно полагать, если отвлечься от реалий жизни человечества на рубеже веков. Но если исходить из этих реалий, то, конечно же, главной задачей геологии становится обеспечение мировой экономики минеральными ресурсами, запасы которых становятся все более и более дефицитными. И никакая реконструированная история развития Земли не сможет

*О монографии В.Т. Фролова “Наука геология: философский анализ” . М.: Изд-во МГУ, 2004. 127 с.

дать ответа на эти запросы, если не будут, в основном, решены локальные проблемы выявления новых месторождений в условиях резкого возрастания степени изученности поверхностных зон Земли и для избежания резкого снижения качества используемого горного сырья за счет освоения месторождений с низким качеством руд, которые не вовлекались в разработку до настоящего времени по этой причине.

Не очень понятно, почему В.Т. Фролов столь занижает значение разработки теории рудогенеза как важнейшей задачи геологии в наступившем веке, но можно предположить, что задача реконструкции истории развития Земли, в его понимании, предполагает решение и этой проблемы. Тем не менее, мы считаем необходимым подвести некоторые итоги, рассмотреть основные задачи для оптимальных решений именно в этом направлении, в какой-то степени дополнить хороший всесторонний анализ, сделанный В.Т. Фроловым.

Всегда затраты на поиски, разведку и освоение с нуля месторождений минерального сырья составляли суммы, абсолютно не соизмеримые с затратами на научные исследования в любых областях геологии. И весьма часто эти затраты не окупались открытием месторождений. Очень симптоматичный и далеко не последний пример можно привести из недавнего времени. В октябре 2004 г. газета "The Financial Times" сообщила, что западные крупнейшие мировые нефтяные компании, с 2001 г. не открыв ни одного крупного нефтяного месторождения, затратили на поиски сверх рыночной стоимости обнаруженных небольших месторождений 10 млрд. долларов, т.е. практически понесли гигантские убытки. Реакцию мирового рынка нефти можно было предполагать уже из этих данных, и она не замедлила, как известно, проявиться. Совершенно ясно, что в ближайшие десятилетия нас ждут подобные картины по большинству видов минерального сырья. При этом в приведенном примере речь идет о наиболее мощных западных технических компаниях, что же говорить о геологоразведке остального мира? Конечно, это приводит нас к печальному выводу – даже технологически самые передовые компании мира не обладают научным потенциалом, который бы гарантировал их геологоразведку от самых серьезных провалов. Это обусловлено только одним – до сих пор, даже в самых технических передовых странах, не созданы, не разработаны вполне адекватные природным модели образования и размещения месторождений минерального сырья. Таким образом, не будет преувеличением констатация

того факта, что состояние теоретической базы учения об образовании месторождений полезных ископаемых находится еще на весьма низком уровне. Конечно, многие десятилетия мир выходил из этого положения, широко используя методы прямых, обычно не очень ориентированных поисков и геологической съемки, т.е., как говорится, искали методом "тыка" или "исхаживания", либо даже иногда используя местных рудознатцев. Подавляющее большинство месторождений в мире и было открыто этими способами, и до поры до времени это вполне удовлетворяло потребности экономики. Лишь ограниченное применение метода общей аналогии в геологическом строении обычно приводилось как пример управления процессами поиска. Однако к настоящему времени ситуация резко меняется: очень мало осталось мест на поверхности Земли, где еще можно найти сколь-нибудь значительные месторождения. К ним отчасти еще относятся плохо обустроенные таежные территории Сибири и Дальнего Востока России, в остальном мире трудно просто назвать такие регионы, разве что может быть – Амазонская сельва. Поэтому уже в ближайшем будущем человечество будет зависеть от возможностей выявления месторождений, не выходящих на дневную поверхность, для обнаружения которых будут требоваться колоссальные объемы бурения, с соответствующими затратами. Соответственно, должны резко возрасти требования к обоснованию постановки бурения. И оптимизация этих процессов целиком будет зависеть от разработки генетических моделей формирования месторождений. Но, к сожалению, здесь еще очень много проблем.

Это прекрасно видно на некоторых примерах разбора генетических концепций рудообразования в монографии В.Т. Фролова. Рассмотрим, в качестве примера, близкую нам проблему фосфоритонакопления, которая, как полагает В.Т. Фролов, разработана еще не самым худшим образом. Он начинает ее рассмотрение с 30-х годов и идей А.В. Казакова [2] по чисто химическому отложению фосфоритов в прибрежных водах с участием апвеллингов. Однако история началась примерно на 20–30 лет ранее, когда работами Я.В. Самойлова [4] и его коллег была выдвинута концепция, что фосфориты являются биогенными породами и фосфат отложен биохемогенным путем. Такая точка зрения базировалась на установленных фактах присутствия биологических остатков в фосфатных желваках из мезозоя Восточно-Европейской платформы. В 30-ые годы были открыты Каратауские и другие фосфориты, в которых органичес-

кие остатки были видны в оптическом микроскопе редко, а основная масса состояла из весьма тонкозернистого фосфата, образование которого казалось в этом случае возможным только химическим путем. И идея химического отложения фосфата фосфоритов стала завоевывать мир. Почти до начала 90-х годов она была доминирующей, хотя и не верной. Широкое и методически точное применение электронного сканирующего микроскопа (СЭМ) показало [8], что все морские фосфориты мира, естественно, если они не изменены, метаморфизованы, сложены фосфатизированными биологическими остатками, но чаще всего присутствующими в виде фрагментов – обломочных зерен. Это сразу установило, что оптическая микроскопия не дает полной и, главное, верной, адекватной картины строения фосфоритов и не может служить оптимальным методом изучения. Соответственно, представления о чисто химическом отложении фосфата фосфоритов пришлось отставить, и возникла проблема формирования фосфатных биоморфоз, фрагменты которых и образуют зерна в зернистых, микрозернистых фосфоритах мира. Но процессы формирования вообще биоморфоз, тем более фосфатных, совершенно не изучены в генетическом отношении в минералогии. И это понятно, поскольку биоморфозы практически не используются в промышленности, не применяются в каких-либо промышленных процессах. Однако различные по составу биоморфозы широко распространены и во многих иных экзогенных рудах, что делает крайне необходимым организовать изучение процесса формирования различных биоморфоз, в том числе и экспериментально.

Другой, вполне определившийся аспект образования фосфоритовых руд – это необходимость многократных переминов, концентрирования фосфатизированных биологических остатков, о чем весьма справедливо и точно пишет В.Т. Фролов. Перемины более всего соответствуют процессам гравитационного обогащения с удалением менее тяжелой, не фосфатизированной фракции.

Абсолютное доминирование морских биологических остатков в строении фосфатных зерен означает, что только участки морского дна, характеризующиеся крайне высокими уровнями биологической продуктивности, могут, в конечном счете, продуцировать фосфатогенез. Именно поэтому в зонах прибрежного апвеллинга и на подводных возвышенностях постоянно проявлены фосфогенические процессы [3]. Однако некоторые фосфориты содержат органические остатки, указывающие

на крайне мелководные, специфические прибрежно-морские обстановки, которые не находятся под влиянием апвеллинга.

Еще одной спецификой фосфогенических областей являются низкоширотные условия, на которые справедливо указывает В.Т. Фролов, а также сопряженность иногда с некоторыми областями соленакопления. В большинстве случаев фосфогенические области приурочены к областям неглубоко залегающего и весьма динамичного гранитно-метаморфического фундамента.

Недавно завершенная работа по фосфатным желвакам мезозоя Восточно-Европейской платформы [9] подтвердила многие из отмеченных выше признаков фосфатогенических областей, но и обратила внимание на ряд отличительных особенностей для желваков. Главным является то, что все фосфатные желваки являются скоплением самых разных органических остатков, которые подвержены неравномерной фосфатизации. Они формируются в песках, и поэтому примесь алеврито-песчаного материала в них колеблется от первых до 80–90 %. Важно, что такие определяющие признаки, как развитие фосфатизации по органическим остаткам, серьезная роль переминов и т.п., сохраняются и в этой своеобразной разновидности фосфатных руд. Характерно, что изредка встречаются разновидности желваков, состоящие из обломков фосфатизированных органических остатков, а комплекс последних вполне адекватен сообществу организмов, обычно присутствующему в микро- и зернистых фосфоритах.

Любопытно рассмотреть ситуацию вокруг самых последних по времени оценок фосфатогенической модели. В печати не было по сути критических замечаний, но она редко упоминалась как реально существующая модель. Вместе с тем, по самое последнее время публикуются статьи (например, [1]), в которых однозначно постулируется чисто химическое отложение фосфоритов, правда не приводится никаких аргументов в поддержку такой позиции, как будто за последние десятилетия не были высказаны прямо противоположные точки зрения. Более того, легко игнорируются даже прямые опубликованные данные по этому району, резко противоположные по идейному посылу. Понятно, что при такой ситуации невозможно реально совершенствоваться, развивать основы рудогенетических моделей.

В последние годы В.Н. Холодов опубликовал много работ (последние – [6, 7]) по проблеме фосфатогенеза, применительно, главным образом, к Каратаускому бассейну. Принципиальным в них является

обусловленность фосфатогенеза связью с сероводородными бассейнами, типа Черноморского. В мелководных частях их происходит накопление планктонных илов, обогащенных ОВ с накоплением металлов группы U-V, и возникает сероводородное заражение наддонных вод с накоплением в них железа, марганца, кремнезема и фосфора. В мелководной области в кислородных условиях, на отмелях были развиты строматолиты, бактериальные маты, пеллетные осадки. Ключевым является утверждение, что сероводородные воды из глубин поступают на указанное мелководье и вследствие окисления происходит массовое выпадение рудных компонентов и массовое замещение отмеченных биогенных осадков фосфатом. Мы же неоднократно указывали, что в условиях современного Черного моря сероводородные воды с высокой периодичностью достигают мелководных кислородных зон, но никаких признаков отложения рудных компонентов при этом не фиксируется.

Иначе решается В.Н. Холодовым проблема формирования фосфатных желваков юрско-меловых отложений Восточно-Европейской платформы, которая, напротив, связывается с появлением кор выветривания, накоплением в них апатита (процесс далеко не обычный), затем транспортировкой в морской бассейн, где формировались апатитовые и комплексные россыпи. В процессе диagenеза апатит таких россыпей должен преобразовываться за счет микробиологического разложения органического вещества, переходить в иловый раствор, перераспределяться по пеллетам, образовывать желваки, фосфатные плиты.

В.Т. Фролов справедливо выступает против господства монотезисных взглядов, гипотез, но с этим можно согласиться только для стадии обсуждения, разработок. Затем должен наступать момент истины на основе широкого обсуждения и заверки каждой заявленной модели. Соответственно, любая критика признанной модели возможна и полезна всегда, но не признание путем игнорирования. Таким образом, та часть научного сообщества и специалистов, которая имеет прямое отношение к той или иной модели, просто обязана принять участие в рассмотрении, апробации выдвинутой модели, сделав соответствующие заключения.

В условиях резкого уменьшения потенциала открытия новых месторождений с земной поверхности все более важную роль будет играть выявление скрытых, не выходящих на дневную поверхность, месторождений и соответственно, цена

поисково-разведочных работ возрастет еще более, как и степень и масштабы риска. Соответственно возрастает и роль, значение и цена верного прогноза. Все это и создает необходимость нового подхода к разработке прогнозных моделей, делает их составление весьма насущной задачей. Организовать поиски в таких условиях без жестко апробированных моделей не может позволить себе ни одно государство или компания: затраты на необходимое бурение могут многократно превысить стоимость искомой руды. Таким образом, изменяющаяся ситуация требует серьезных изменений в подготовке моделей рудообразования по всему фронту дефицитного в перспективе горнорудного сырья.

Каким представляется необходимый цикл разработок? Хотя Министерство природных ресурсов, скорее, превращается в продавца лицензий, а большая часть его исследовательских и производственных организаций практически утратила свой научный потенциал, тем не менее, все же важным инициатором должно быть Министерство, которое должно нести ответственность перед страной за обеспечение минеральными ресурсами ее экономики. Основные же усилия должны взять на себя специалисты РАН, геологических факультетов ведущих вузов страны, причем из-за прогрессирующего естественного ухода их нельзя задерживать начало этих разработок: скоро может наступить ситуация, когда просто некому будет их осуществить.

Крайне важно правильно и динамично провести сами разработки, возможно, на основе создания временных научных коллективов или конкурсов идей с последующей доработкой в таких коллективах. Но при любых обстоятельствах нельзя допустить рассмотрения предложенных вариантов иначе, чем на круглых столах и на возможно широкой основе. Крайне важно обеспечение авторских прав и защита результатов от разглашения, ибо их стоимость может быть весьма значительной. Должны быть обеспечены условия для проведения хотя бы минимума заверок выполненных разработок.

Очень важно, чтобы научная общественность отнеслась к высказанным соображениям с разумным пониманием и поддержала их активным участием.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (новые данные и представления) // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 5. С. 523–538.

2. Казаков А.В. Фосфоритоносные фации и генезис фосфоритов // Геологические исследования агрономических руд СССР / Тр. НИУИФ, Вып. 142. 1937. С. 36–48.
3. Обстановки осадконакопления и фации / Ред. Х. Рединг. М.: Мир, 1990. 351 с.
4. Самойлов Я.В. Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса. М., 1912. 55 с.
5. Фролов В.Т. Наука геология: философский анализ. М.: Изд-во МГУ, 2004. 127 с.
6. Холодов В.Н., Пауль Р.К. Современные проблемы фосфоритообразования // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: Материалы к 1-му Всерос. литолог. совещанию. М., ГЕОС. Т. 2, 2000. 371 с.
7. Холодов В.Н. Сероводородные бассейны, их фации и роль в осадочном рудообразовании // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: Материалы 3-го Всерос. литолог. совещания. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 400–401.
8. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Еганов Э.А. и др. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999. 207 с.
9. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Маленкина С.А. и др. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов мезозоя Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми одновозрастными аналогами (по результатам электронно-микроскопического изучения). Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. 79 с.

Поступила в редакцию 20 сентября 2005 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

E.L. Shkolnik

The principal tasks of geology in the first half of the XXI century

V.T. Frolov's work "The science of geology: philosophical analysis" considers in detail the situation taking place at present in the geological science in the context of gnoseological analysis and determination of scientific tasks, aims, and real potential of geology in this century. Having the same opinion and supporting most of V.T. Frolov's evaluations and viewpoints, the reviewer does not agree with him in one crucial issue in principle – geology implications in new time, and, correspondingly, the ways of getting out of the crisis experienced at present by geology in our country. The most important problem is not drawing the history of the Earth; rather it is the development of genetic models for discovery of mineral deposits that do not crop out at the day surface.

Key words: tasks of geology, XXI century, genetic models, concealed deposits.

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

Недавно вышло в свет переработанное издание книги Н.А. Шилов “Учение о россыпях: теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей”. Изд. 2-е, перераб. и доп. (изд-во “Дальнаука”. Владивосток, 2002. 576 стр.). Эта книга является исключительным вкладом в геологические науки в общем и в экономическую геологию в частности. Необходимо привлечь внимание к этой работе, может быть, через ваш журнал. Уникальные достижения академика Н.А. Шилов они должны быть по достоинству оценены геологической общественностью.

Так как научные интересы академика Шилов очень обширны, он посвятил много времени, работая в течение всей жизни, открытию и анализу россыпных месторождений. Большая часть этих открытий сделана в северо-восточной части России, но его книга демонстрирует впечатляющее знание россыпных и ассоциирующихся рудных месторождений во всем мире. Однако, академик Шилов идет дальше простого описания, проводя замечательное концептуальное обсуждение проблем россыпных и связанных с ними месторождений. Насколько мне известно, такое всеобъемлющее исследование предпринято впервые. Широкая осведомленность в практических и теоретических вопросах делает академика Шилов чрезвычайно компетентным при объединении разнообразных аспектов изучения россыпных месторождений таким образом, что это полезно как для студентов, так и для профессиональных геологов.

А теперь более подробно о книге. Она открывается описанием россыпеобразующих минералов и ассоциаций. Во второй, третьей и четвертой главах обсуждаются вопросы образования руд и их типов, исследуется зависимость образования россыпей от различных факторов, начиная с процессов, происходящих в земной коре (например, континентальный и морской литогенез), до атмосферного влияния. Глава 5 посвящена типологии, возрасту и составу россыпных месторождений. Книга завершается описанием взглядов академика Шилов на особые проблемы, включая геохимическую эволюцию россыпей, минералогическую симметрию в месторождениях и количественную трактовку различных фаз образования россыпей. Многочисленны ссылки на литературные источники, а в приложении резюмируется терминология, приводимая в тексте.

С помощью этих глав академик Шилов убедительно показывает, что проблема поиска россыпей и других драгоценных минералов заслуживает особого отношения при прохождении университетского курса обучения и что академической и практической значимости изучения россыпей и связанных с ними источников руды достаточно для того, чтобы рассматривать данное изучение в качестве независимой геологической дисциплины. Введение академиком Шилов новых аналитических категорий, кроме тех, которые уже используются, также является важным вкладом в эту область.

Вызывает большое сожаление то, что книга академика Шилов недоступна на английском языке. В этом заключается причина написания моего письма. Я думаю, что ваш журнал, главным редактором которого на протяжении многих лет был академик Н.А. Шилов, мог бы привлечь внимание наших англоговорящих читателей к этой новаторской работе.

Благодарю Вас за то, что уделите мне время и рассмотрели мое письмо.

10 августа 2005 г.

*Искренне Ваша,
Патрисия М. Андерсон, профессор.
Исследовательский центр по изучению
четвертичного периода отделения наук
о Земле и космосе.
Вашигтонский университет,
г. Сиэтл, США*

ХРОНИКА

ПРОБЛЕМЫ МЕЛОВОЙ ГЕОЛОГИИ НА НОВОМ ЭТАПЕ

Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск

В г. Невшатель (Швейцария) 5–9 сентября 2005 г. состоялся 7-ой Международный меловой симпозиум. Это был весьма представительный форум ученых всех континентов планеты. В нем приняли участие около 300 ученых из 43 стран, в том числе 10 российских участников из Москвы, Новосибирска и Хабаровска.

Симпозиум был посвящен памяти Jürgen Remane (1934–2004), который скончался в октябре прошлого года. Это был выдающийся ученый-стратиграф мировой известности, непревзойденный знаток стратиграфии меловой системы, генеральный секретарь Международной стратиграфической комиссии.

Открылось пленарное заседание симпозиума вступительным словом одного из главных организаторов симпозиума проф. Karl Föllmi, приветствием вице-ректора университета Невшатель Daniel Schulthess. Затем Thierry Adatte рассказал о главных вехах жизненного пути Jürgen Remane, с 1969 г. жившего в Невшателе.

Симпозиум проходил в Невшательском университете (фото 1) в рамках 26 сессий, которые очерчивают весь комплекс рассмотренных проблем.

Сессия 1. Новые достижения в исследовании меловой системы. Конвинеры: S. Voigt, T. Steuber (4 доклада устных).



Фото 1. Участники заседания на территории Геологического факультета университета Невшатель (Швейцария).

Сессия 2. Корреляция нижнемеловых отложений. Конвинеры: J. Ploch, G. Price (4 доклада устных, 5 стендовых).

Сессия 3. Среда обитания макрофауны беспозвоночных. Конвинеры: T. Palechek, F. Wiese (3 устных доклада).

Сессия 4. Стратиграфия валанжина–баррема и глобальные изменения. Конвинеры: S. Gardin, A. Strasser (6 докладов устных, 7 стендовых).

Сессия 5. Континентальный мел. Конвинеры: V. Krassilov, A. Götz (3 доклада устных, 2 стендовых).

Сессия 6. Меловая континентальная флора. Конвинеры: V. Krassilov, A. Götz (2 устных доклада).

Сессия 7. Меловой известковый нанопланктон. Конвинеры: M. Melinte, E. de Koenel (5 докладов устных, 5 стендовых).

Сессия 8. Эволюция карбонатных платформ в течение баррема–апта. Конвинеры: E. Erba, F. Vaudin (8 докладов устных, 10 стендовых).

Сессия 9. Меловые океанические красные глины, IGCP 483 и 494. Конвинеры: L. Jansa, X. Hu (12 докладов устных).

Сессия 10. Меловые радиолярии. Конвинеры: E. Mattioli, R. Coccioni (4 доклада устных, 4 стендовых).

Сессия 11. Меловые фораминиферы. Конвинеры: M. Caron, M. Hart (8 докладов устных, 19 стендовых).

Сессия 12. Аптские океанические бескислородные события и изменение окружающей среды. Конвинеры: V. Matera, F. van Buchem (3 устных доклада).

Сессия 13. Новые направления в меловой стратиграфии. Конвинеры: A. Arnaud-Vanneau, A. Immenhauser (4 доклада устных, 7 стендовых).

Сессия 14. Стратиграфия сеномана и изменение окружающей среды. Конвинеры: D. Peryt, M. Wagreich (2 доклада устных, 10 стендовых).

Сессия 15. Стратиграфия апта–альба и изменение окружающей среды. Конвинеры: I. Premoli-Silva, T. Danelian (6 докладов устных).

Сессия 16. Меловые позвоночные и среда их обитания. Конвинеры: P. Bengtson, D. Neraudeau (5 докладов устных).

Сессия 17. Позднемеловая стратиграфия и изотопная геохимия. Конвинеры: G. Keller, J. Mutterlose (6 докладов устных, 4 стендовых).

Сессия 18. Сеноман–туронское океанское аноксическое событие. Конвинеры: F. Maurasse, M. Wilmsen, H. Jenkyns (7 докладов устных, 8 стендовых).

Сессия 19. Мел: модель исследования. Конвинеры: K. Vice, W. Nau (6 докладов устных).

Сессия 20. Экосистемы рудистов: геохимия и обстановки мела. Конвинеры: L. Simone, W. Stinesbeck (4 устных доклада, 3 стендовых).

Сессия 21. Стратиграфия и изменение уровня моря в течение позднего мела. Конвинеры: B. van de Schootbrugge (1 устный доклад).

Сессия 22. Позднемеловой фосфатогенез. Конвинеры: I. Jarvis, K. Föllmi (2 устных доклада, 2 стендовых).

Сессия 23. Меловые вулканические и тектонические процессы. Конвинеры: A. Tripathi, T. Voigt (6 докладов устных, 3 стендовых).

Сессия 24. Меловой писчий мел. Конвинеры: A. Forster, D. Lagrou (5 устных докладов).

Сессия 25. Седиментологические особенности на К/Р границе. Конвинеры: D. Schmidt, T. Adatte (2 устных доклада, 3 стендовых).

Сессия 26. Биостратиграфия меловых аммонитов и их эволюция. Конвинеры: P. Hoedemaeker, S. Reboulet (6 устных докладов, 16 стендовых).

Кроме того были только стендовые презентации по темам: “Кальпионеллы, кальцисферы, водоросли и остракоды мела” (6 докладов); “Баррем–альбская стратиграфия и изменение окружающей среды” (10 докладов); “Направления в меловой палинологии” (8 докладов).

Ежедневно один час посвящался ключевым докладам ведущих ученых по наиболее важным проблемам меловой геологии. С докладами выступили: E. Erba “Эволюция известкового фитопланктона, аноксия, содержание CO₂, изменение климата и вулканические события в мелу: причины или причинные связи?”; A. Arnaud Vanneau et al. “Рождение и гибель меловых карбонатных платформ”; S. Gardin “Надежность и точность меловой биостратиграфии по известковым нанофоссилиям и возможности корреляции”; K. Vice “Реконструкция меловых обстановок с использованием числовых климатических моделей: проблемы, прогресс, особенности данных, моделирование”; G. Keller “Биотический эффект импактных событий, вулканизма и климатических изменений”.

Закончился симпозиум пленарным заседанием, в течение которого состоялись дискуссии по двум группам проблем: 1. Меловая стратиграфия, палеоэкология, палеонтология. 2. Меловая геохимия, климат и изменение окружающей среды. Дискуссии вели 6–7 ведущих по этим проблемам ученых, которым участники симпозиума задали множество вопросов, требующих обсуждения.

До, после и в середине симпозиума состоялись пять полевых геологических экскурсий на наиболее

представительные меловые разрезы. Весьма интересной была экскурсия в окрестностях г. Невшатель. Он расположен в живописной местности между оз. Невшательским и Юрскими горами (фото 2). Это стратотипическая местность, где впервые был выделен неоком (Thurmann, 1836), валанжинский (Desor,

Gressly, 1853) и готеривский (Renevier, 1874) ярусы. За последние столетия интерпретация мелового разреза изменилась. В результате литолого-стратиграфических, палеонтологических исследований в окрестностях г. Невшатель описан полный разрез мела от берриаса до сеномана с небольшими несогласиями



Фото 2. Юрско-меловая последовательность (Юрские горы близ селения Норик, Швейцария).

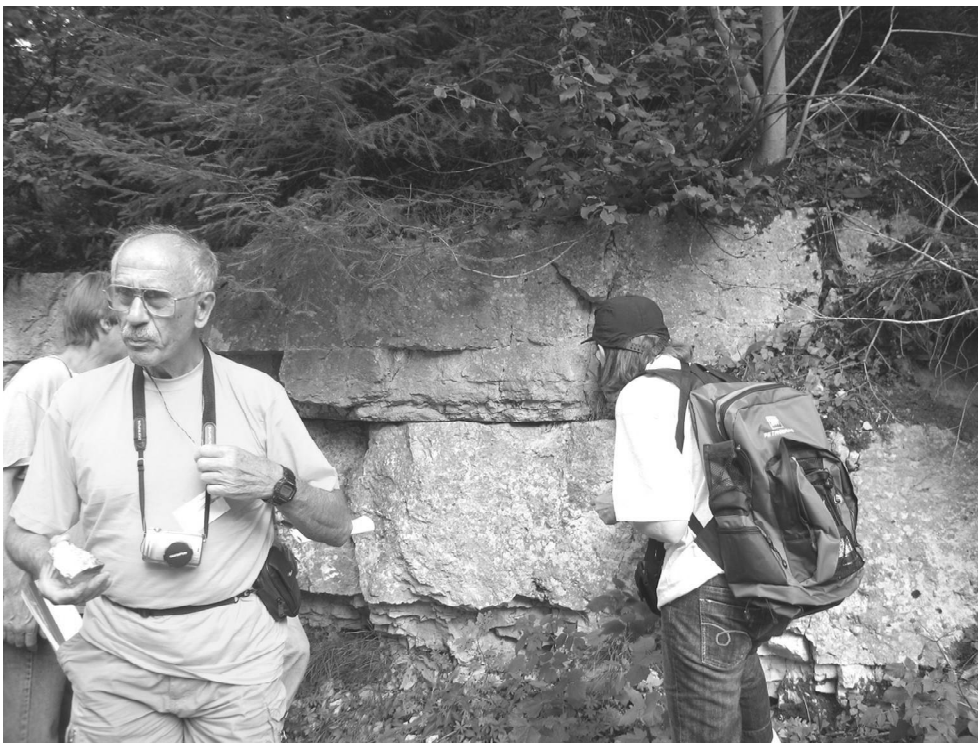


Фото 3. Стратотип валанжина около селения Валанжин (Швейцария). Слева – проф. Люба Янса.

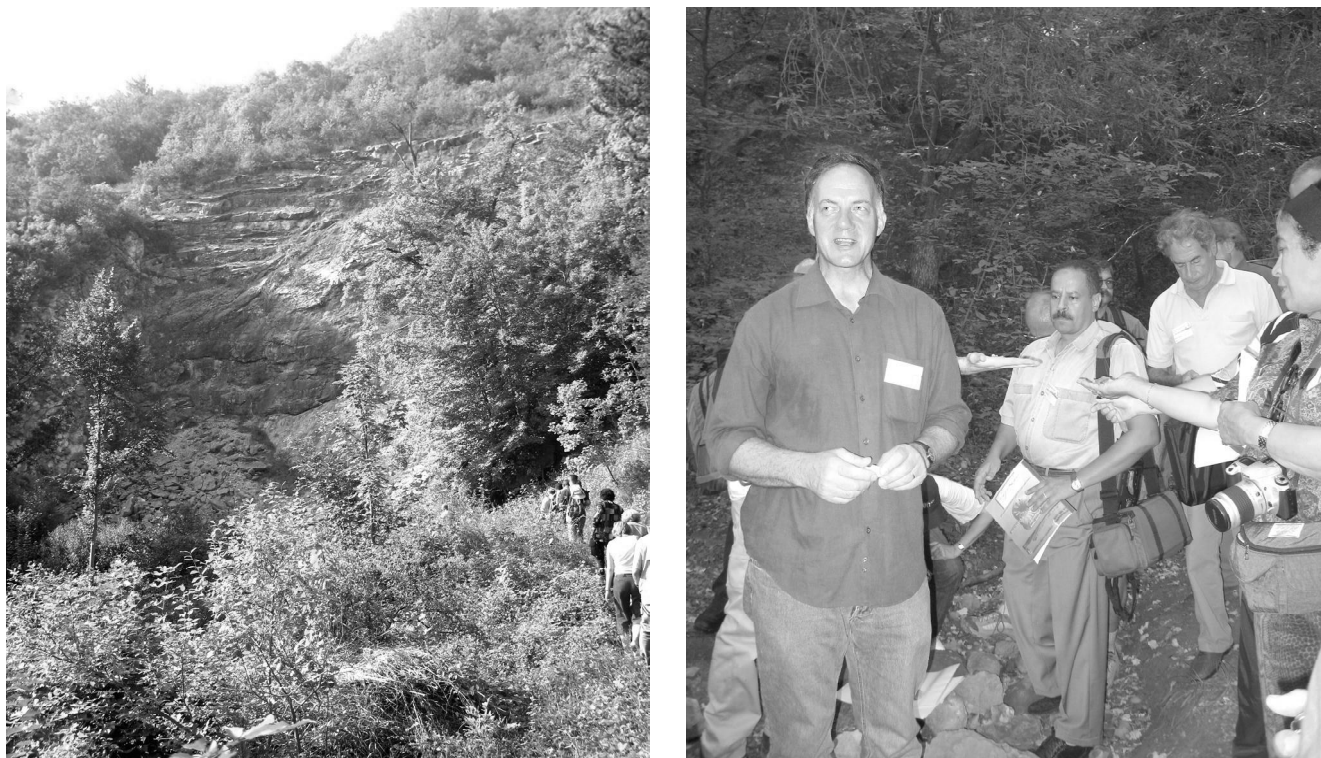


Фото 4. Участники экскурсии на обнажении готерива (а), где руководитель экскурсии проф. Карл Фельми читает вводную лекцию (б).



Фото 5. Маркирующий горизонт с нериньями на границе кимериджа и титона.

(судя по фауне) в основании баррема, апта и сеномана (Remane, 1989).

Участники симпозиума осмотрели этот разрез, в том числе стратотип валанжина (мощностью 5–6 м) около селения Валанжин (фото 3), готерива около селений Готерив и Гресьер (фото 4), а также маркирующий горизонт с нериньями (фото 5), характеризующий переходные кимеридж-титонские (“портландий”) слои. К экскурсии был подготовлен информативный, хорошо иллюстрированный путеводитель с описанием разрезов, фотографии фауны и ценными историческими справками.

Подводя итог, следует отметить, что симпозиум был проведен на высочайшем уровне. Он собрал высокопрофессиональных ученых различных областей знаний, что позволило всесторонне обсудить проблемы меловой геологии. Известно, что меловой период жизни Земли чрезвычайно богат геологическими событиями: гигантские вулканические извержения, периодически возникающая глобальная океаническая

аноксия, изменения климата при общем глобальном потеплении, глобальные трансгрессии, рост карбонатных платформ, интенсивная генерация углеводородов и катастрофические события не всегда ясного происхождения, приводящие к вымиранию целых групп фауны, особенно на К/Р границе, когда вымерли динозавры, аммониты, белемниты, рудисты и другие группы. Изучение этих событий и их влияния на окружающую среду дает ученым прекрасную возможность изучать земные системы и биосферу Земли в целом. Это помогает лучше понять следствия надвигающегося глобального потепления, увеличения в атмосфере количества окиси углерода, быстрого таяния горных ледников и арктических ледяных щитов, тенденции уменьшения кислорода в водах Тихого океана.

Том тезисов состоит из 243 стр., труды симпозиума предполагается опубликовать в журнале “Cretaceous research”. Следующий, 8-ой меловой симпозиум состоится в Великобритании.

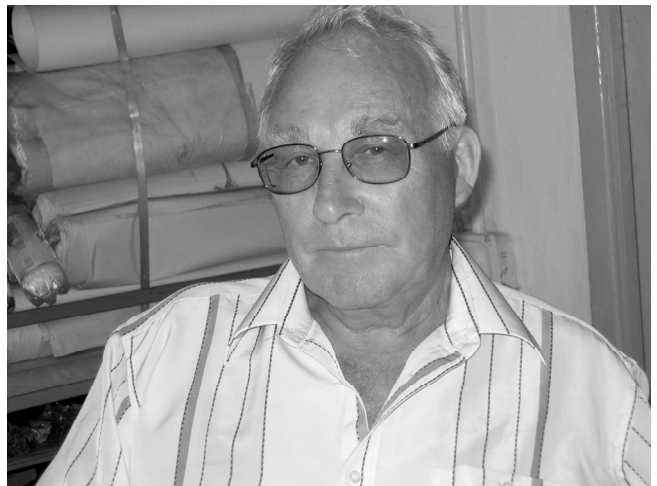
ЮБИЛЕИ

ЕВГЕНИЙ ПЕТРОВИЧ ЛЕЛИКОВ

(к 70-летию со дня рождения)

18 сентября 2005 г. исполнилось 70 лет со дня рождения и более чем 45 лет производственной и научной деятельности доктора геолого-минералогических наук, профессора и заслуженного деятеля науки Российской Федерации Евгения Петровича Леликова.

После окончания Дальневосточного политехнического института им. М.М. Куйбышева в 1958 году по специальности “горный инженер-геолог” Евгений Петрович 15 лет проработал в геологических партиях Южно-Приморской экспедиции Приморского производственного геологического управления Министерства геологии РСФСР, занимаясь проведением геологической съемки различных масштабов на территории Приморья. За эти годы он прошел путь от инженера-геолога до начальника партии. При его непосредственном участии было подготовлено и издано несколько листов Государственной геологической карты Приморского края, которые не потеряли своего значения до настоящего времени. В это же время Евгений Петрович начал заниматься научными исследованиями, возглавив тематические работы. С 1965 по 1969 гг. он обучался в аспирантуре при Дальневосточном геологическом институте СО АН СССР без отрыва от производства. В 1971 г. он защитил диссертацию на тему “Петрология и вопросы геохимии гранитов восточной части Ханкайского массива”. В этом же году ему была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук.



С 1973 года Евгений Петрович круто меняет свою судьбу и переходит на работу в Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР, сменив сферу научных интересов и приступив к исследованиям геологического строения дна окраинных морей и океанов. В 1978 г. он возглавляет лабораторию “Геологические формации морского дна”. За время работы в ТОИ Евгений Петрович был участником и руководителем многочисленных морских геологических экспедиций в Тихом и Индийском океанах, в Японском, Охотском и Филиппинском морях. В ходе исследований им были подняты на поверхность тысячи образцов горных пород, каждый из которых по-своему уникален.

С 1973 года Евгений Петрович круто меняет свою судьбу и переходит на работу в Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР, сменив сферу научных интересов и приступив к исследованиям геологического строения дна окраинных морей и океанов. В 1978 г. он возглавляет лабораторию “Геологические формации морского дна”. За время работы в ТОИ Евгений Петрович был участником и руководителем многочисленных морских геологических экспедиций в Тихом и Индийском океанах, в Японском, Охотском и Филиппинском морях. В ходе исследований им были подняты на поверхность тысячи образцов горных пород, каждый из которых по-своему уникален.

Е.П. Леликов является известным специалистом в области морской геологии, магматизма и метаморфизма. Он является автором 168 печатных работ, в том числе 7 индивидуальных и коллективных монографий. Несомненной заслугой Е.П. Леликова является составление геологических карт дна Японского и Охотского морей. Среди его работ заслуженной популярностью и признанием среди отечественных и зарубежных геологов пользуются монографии: “Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана”, “Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана”, “Geology and Geophysics of the Philippine Sea”, “Geology and Geophysics of the Japan Sea”.

В процессе научной деятельности Евгением Петровичем впервые была проведена систематизация разновозрастных метаморфических и гранитоидных образований окраинных морей, разработана классификация гранитоидов морского дна, доказана роль метаморфических и магматических процессов в наращивании и преобразовании земной коры в зоне перехода континент–океан и разработаны геодинамические модели образования этой зоны. Большой вклад юбиляра был внесен в исследования геологических структур Индийского океана, в частности Амирантской островной дуги, где им впервые был выделен новый тип морских линейных структур – невулканических (амагматических) островных дуг.

Е.П. Леликов принимал активное участие в открытии и изучении фосфоритов дна Японского моря, что имело принципиальное значение для теоретических представлений о фосфатогенезе в окраинных морях и приобрело важное практическое значение, поскольку эти фосфориты обладают высокими агрохимическими качествами.

Е.П. Леликов характеризуется прекрасными научно-организационными способностями. Более 20 лет он возглавляет лабораторию, которая является ведущим региональным подразделением по изучению фундамента дна Тихого океана и окраинных морей. Он организатор и участник 21 морской геолого-геофизической экспедиции, руководитель научных исследований в рамках ряда договоров о сотрудничестве с зарубежными научными организациями, руководитель тем в проекте “Дальневосточные моря ВЕСПАК” и ФЦП “Мировой океан”. Евгений Петрович много внимания уделяет подготовке высококвалифицированных специалистов. Под его руководством 6 сотрудников лаборатории защитили кандидатские диссертации. Он является организатором и заведующим филиала кафедры геологии и полезных ископаемых Дальневосточного государственного технического университета при ТОИ ДВО РАН.

Е.П. Леликов относится к плеяде крупнейших на Дальнем Востоке России ученых в области морской геологии. Его работы позволили во многом иначе взглянуть на строение и эволюцию земной коры зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту, на происхождение окраинных морей Тихоокеанского сегмента Земли и Тихого океана. Евгений Петрович много и плодотворно сотрудничает с китайскими, корейскими и немецкими учеными. Имя юбиляра и его труды заслуженно пользуются мировой известностью.

Сегодня Е.П. Леликов по-прежнему полон жизненных сил и энергии. Он участвует в морских экспедициях по дальнейшему исследованию дна окраинных морей и полон творческих замыслов, заряжая окружающих его людей неиссякаемым оптимизмом и любовью к делу.

Друзья и коллеги поздравляют Евгения Петровича Леликова с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, бодрости и новых творческих успехов в изучении геологии Мирового океана.

Сотрудники ТОИ ДВО РАН, редколлегия

ЮРИЙ ДМИТРИЕВИЧ ЗАХАРОВ

(к 70-летию со дня рождения)

24 октября 2005 года исполняется 70 лет Юрию Дмитриевичу Захарову, профессору, доктору геолого-минералогических наук, академику Петровской академии наук и искусств, члену-корреспонденту Российской академии естественных наук, главному научному сотруднику Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

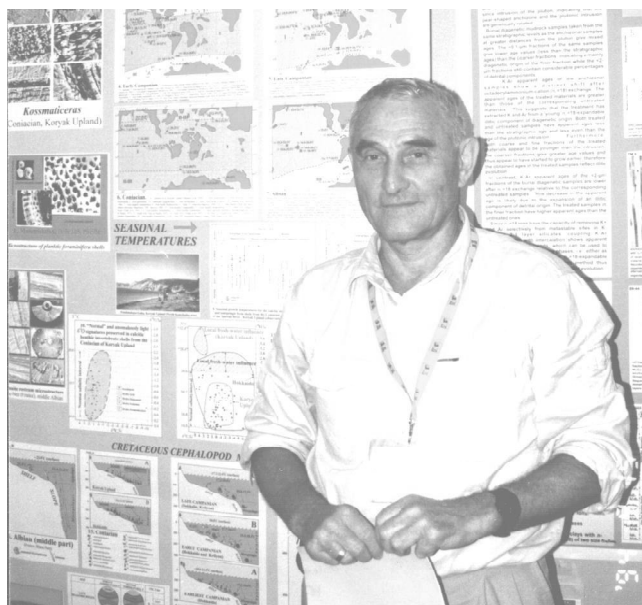
В 1953 году он поступил на Горный факультет Дальневосточного политехнического института, полный курс которого окончил в 1958 году по специальности “геология и разведка месторождений полезных ископаемых”. После этого работал в Южно-Приморской геолого-съёмочной экспедиции Приморского геологического управления сначала старшим коллектором, затем геологом, начальником геолого-съёмочной партии.

В 1962 году Юрий Дмитриевич поступил в заочную аспирантуру при Дальневосточном геологическом институте ДВ филиала СО АН СССР, которую успешно закончил, защитив в 1967 году в Новосибирске кандидатскую диссертацию на тему “Биостратиграфия и аммоноидеи нижнего триаса Южного Приморья”. По окончании аспирантуры Юрий Дмитриевич продолжил работу младшим научным сотрудником, затем старшим научным сотрудником Лаборатории палеонтологии и стратиграфии ДВГИ ДВНЦ АН СССР, с 1972 года старшим научным сотрудником, а затем заведующим Лаборатории палеозоологии Биолого-почвенного института ДВНЦ АН СССР, занимаясь проблемами эволюции, палеозоогеографии, палеоэкологии, биостратиграфии по материалам изучения раннетриасовых головоногих моллюсков Приморского и Хабаровского краев, Якутии и Магаданской области. В 1971 году он был избран заместителем председателя триасовой подкомиссии Межведомственной стратиграфической комиссии СССР, а в 1973 году – членом триасовой подкомиссии Международной стратиграфической комиссии. Закономерным результатом его многолетней работы по изучению аммоноидей явилась диссертация на тему “Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР” на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, успешно защищенная Юрием Дмитриевичем в 1977 году в Новосибирске.

Ю.Д. Захаров – известный специалист в области палеонтологии и стратиграфии, один из организаторов стратиграфических исследований на Дальнем Востоке. Он является автором 11 монографий, почти 200 статей в ведущих отечественных и международных научных журналах. Основные его работы посвящены разработке геохронологической шкалы позднего палеозоя и мезозоя, изотопной палеотермометрии и систематике ископаемых головоногих моллюсков.

Важнейшим его вкладом в мировую стратиграфию является схема зонального расчленения верхней перми и нижнего триаса Тетической области, разработанная им на основе результатов изучения аммоноидей из опорных разрезов Приморья, Закавказья, Северного Кавказа и сопредельных территорий. Новые данные по био- и магнитостратиграфии перми и триаса, а также оригинальные геодинамические реконструкции приведены в его монографии “Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии”, вышедшей в издательстве “Наука”.

Ю.Д. Захаров – один из инициаторов развития нового научного направления корреляции аномальных биологических и геологических событий, выявляемых палеонтологическим, изотопно-кислородным, изотопно-углеродным и палеомагнитным методами. Этой проблеме посвящены его монография “Реконструкция ус-



ловий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным (на примере севера Евразии)” (Владивосток, “Дальнаука”, 2001), многочисленные статьи и научные доклады на международных конференциях. Выявленная в органогенных карбонатах верхнего палеозоя и мезозоя изотопно-углеродная макроцикличность связывается им с макроритмами солнечной активности.

Более двух десятков лет Ю.Д. Захаров успешно координировал деятельность национальных групп России, работающих по проектам 203, 272, 359, 467 Международной программы геологической корреляции; он занимает высокие посты в международных научных геологических организациях. На 30-й сессии Международного геологического конгресса (Пекин, 1996) он был утвержден в должности заместителя председателя триасовой подкомиссии Международной стратиграфической комиссии, избран руководителем международных рабочих групп по стратиграфическим границам (палеозой/мезозой, инд/оленок).

Юрий Дмитриевич полон новых научных планов. В день юбилея коллеги и друзья поздравляют Юрия Дмитриевича и желают ему новых творческих успехов, неиссякаемого оптимизма, бодрости духа и тела!

Коллеги, редколлегия

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

УДК 561.26

ПАМЯТИ АНАСТАСИИ ПАНТЕЛЕЙМОНОВНЫ ЖУЗЕ

Г.Х. Казарина, В.В. Мухина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова, г. Москва

31 июля 2005 года исполнилось 100 лет со дня рождения Анастасии Пантелеймоновны Жузе, выдающегося микропалеонтолога, лауреата Государственной премии, доктора географических наук, ученого с мировым именем.

Своей плодотворной научной деятельностью Анастасия Пантелеймоновна заложила основы и международную славу отечественной океанской диатомологии. Среди микропалеонтологов, занимающихся осадками Мирового океана, А.П. Жузе была безусловным научным лидером, авторитет которого признавался не только в нашей стране, но и за рубежом.

Анастасия Пантелеймоновна была талантливым, высокоодаренным, творческим человеком. Ее глубочайшая эрудированность и широта естественнонаучных знаний определялась не только образованием и воспитанием – тем, что она родилась и выросла в высокоинтеллигентной семье востоковеда-полиглота П.К. Жузе. Все окружение Анастасии Пантелеймоновны способствовало блестящему развитию ее личности: супруг – К.К. Марков, с которым она прожила почти полвека – выдающийся палеогеограф современности, все сестры и братья оставили значительный след в таких областях естественной науки, как биология, геология, физика.

Вся жизнь А.П. Жузе была преданным служением любимой науке. Свою научную деятельность Анастасия Пантелеймоновна начала в 1931 году, сразу после окончания Бакинского университета, сначала в Ленинграде (ЛГУ), а с 1937 года в Москве, где она работала в различных организациях. Однако, несомненно, основной и, наверное, самый плодотворный период научной жизни А.П. Жузе связан с Институтом океанологии им. П.П. Ширшова, где она работала с 1951 года до последних дней своей жизни. К этому времени у Анастасии Пантелеймоновны уже был богатейший палеонтологический опыт изучения разнообразной по возрасту и экологии флоры диатомей России, который она успешно применила при исследованиях в океанах. В Институте океанологии А.П. Жузе создала и возглавила группу микропалеонтологов – специалистов по диатомеям, радиоляриям и кокколитами, с которыми приступила к изучению современной и ископаемой флоры диатомей океанов и морей в целях дробной стратиграфии и палеоксанонологии. Основы практически всех стратиграфических зональных шкал по диатомеям (для бореальных, тропических и антарктических широт) в той или иной степени были заложены в работах Анастасии Пантелеймоновны. Блестяще владевшая несколькими иностранными языками, А.П. Жузе установила тесные творческие научные контакты с многочисленными коллегами из зарубежных стран, ведь тогда океанская микропалеонтология, как и океанология в целом, была еще очень молодой и бурно развивающейся наукой. Ею в 1968 году был организован Международный симпозиум по живым и ископаемым диатомеям, объединивший специалистов-диатомологов всех континентов. Этот симпозиум успешно продолжает функционировать до настоящих дней, собирая сотни специалистов из разных стран мира.

А.П. Жузе была уникальным альгологом, описавшим сотни новых таксонов разного ранга – от видов до порядка, в названиях некоторых из них отражена история океанологии и увековечена память выдающихся

геологов и палеонтологов. Для океанологов всего мира за названиями таких родов диатомей как *Poretzkia*, *Bogorovia*, *Kozloviella*, *Riedelia*, *Lisitzinia* и др. встают образы выдающихся ученых нашего времени.

Работы Анастасии Пантелеймоновны всегда отличала такая степень тщательности и законченности, что они не потеряли своего значения и в настоящее время. Часто, используя новейшие методы исследования, стратиграфы сталкиваются с тем, что их заключения удивительно гармонично сочетаются с давними работами А.П. Жузе: палеонтологические кривые по диатомеям оказываются удивительным образом похожими на кислородно-изотопные кривые и т.д. В частности, значительным событием в истории изучения как современных, так и ископаемых диатомей Тихого океана явилось издание монографии А.П. Жузе (1962), на долгие годы ставшей руководством для многих диатомологов. В этой книге, опередившей свое время, обобщен опыт всех предыдущих исследований и приведен личный богатый материал по стратиграфической и палеогеографической значимости диатомей для познания истории развития Тихого океана. Главная научная заслуга А.П. Жузе заключается в обоснованном выделении климатостратиграфических комплексов диатомей, позволивших впервые в диатомовой стратиграфии океанических толщ провести расчленение плиоценовых и плейстоценовых осадков и сопоставить биоклиматостратиграфические подразделения с глобальными палеоклиматическими и трансгрессивно-регрессивными событиями. В этой работе содержатся не только предпосылки для разработки диатомовой зональной шкалы позднекайнозойских морских толщ, но и очерчен ряд методологических вопросов экостратиграфического направления. В отчетливой форме они отражены в зональной стратиграфической диатомовой шкале, в которой для плейстоцена выделены три плейстоценовых комплекса диатомей (нижний, средний, верхний) с видами-индексами. По статусу границ – это типичные диатомовые биозоны, по статусу содержания – экозоны Северной Пацифики, в понимании Г. Хедберга. Годом позже Дж. Донау по этим комплексам выделила три диатомовые зоны плейстоцена, оставив за ними названия видов-индексов, предложенные А.П. Жузе. Все три зоны затем вошли во все варианты мировой классической зональной диатомовой шкалы, разработанной и обоснованной японским диатомологом И. Коизуми.

Анастасия Пантелеймоновна обладала редкой способностью легко и просто передавать свои знания и опыт другим, делала это щедро и деликатно. Многие диатомисты, ныне блестящие доктора наук, широко известные не только в нашей стране, но и за рубежом (З.И. Глезер, И.В. Макарова, Н.И. Стрельникова, Г.К. Хурсевич, Э.И. Лосева, В.С. Пушкарь, Е.И. Полякова, Н.А. Караева и многие другие), всегда находили у нее совет, понимание и научную поддержку.

Огромным уважением пользовались ее работы и у зарубежных микропалеонтологов, со многими из них Анастасия Пантелеймоновна поддерживала дружеские отношения долгие-долгие годы, переписываясь, обсуждая еще неопубликованные рабочие материалы, обмениваясь образцами, препаратами, литературой. Часто коллеги делились с ней своими житейскими заботами, печалью и радостями.

Последние годы жизни Анастасии Пантелеймоновны счастливо совпали с бурным развитием микропалеонтологических исследований в океанах, связанных с началом работ по проекту глубоководного бурения. А.П. Жузе как уникальный специалист, знавший и современную, и древнюю морскую диатомовую флору, активно включилась в изучение богатых материалов из различных частей Мирового океана. В этот период Анастасия Пантелеймоновна с группой своих сотрудников публикует многочисленные работы (монографии, статьи, атлас, разделы в отчетах б/с «Гломар Челленджер»), в которых развиваются современные представления о зональной стратиграфии океанских осадков для различных климатических поясов, об эволюции флоры диатомей Мирового океана, детализируются таксономия и систематика диатомовых водорослей.

Анастасия Пантелеймоновна опубликовала 6 монографий и более 100 научных работ. Ею было описано огромное количество новых таксонов: более 10 родов, и более 100 видов диатомей. Глубокое уважение и искренняя любовь, которыми пользовалась А.П. Жузе у отечественных и зарубежных коллег-микропалеонтологов, нашли отражение в названных в ее честь новых таксонах микроорганизмов.

Обаяние личности Анастасии Пантелеймоновны Жузе было столь огромно, простота и доброжелательность столь искренни, что большинство тех, кто учился и работал с ней, благодарят судьбу за то, что она свела их с этим светлым, большой души человеком.