

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 6, 2022

---

---

Палеогеография ордовика: возможности и ограничения биогеографических построений по конодонтам <i>Т. Ю. Толмачева, К. Е. Дегтярев</i>	3
Докембрийская эволюция и структура Рукерской гранит-зеленокаменной области Восточно-Антарктического кратона: возраст и источники архейского гранитоидного магматизма <i>В. А. Маслов</i>	25
Углеродородные системы автоклавного типа Прикаспийской нефтегазоносной провинции (Россия): условия формирования на больших глубинах <i>Ю. А. Волож, Л. А. Абукова, М. П. Антипов, И. С. Патина, И. А. Гарагаш, О. К. Навроцкий, Д. А. Соин, А. А. Сулов, Р. Р. Гумерова</i>	59
Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей <i>К. С. Иванов, В. Н. Пучков</i>	78
Условия формирования поднятия плюмом, не вышедшим на поверхность <i>А. А. Кирдяшкин, А. Г. Кирдяшкин</i>	114

---

---

# Contents

---

---

**Vol. 56, no. 6, 2022**

---

---

Ordovician Paleogeography: Possibilities of Biogeographical Constructions from Conodonts <i>T. Yu. Tolmacheva, K. E. Degtyarev</i>	3
Precambrian Evolution and Structure of the Granite-Greenstone Ruker Province of the East Antarctic Craton: Age and Sources of Archean Granitoid Magmatism <i>V. A. Maslov</i>	25
Autoclave Type of the Hydrocarbon Systems in the Caspian Oil and Gas Bearing Province (Russia): Conditions of Formation at Great Depth <i>Yu. A. Volozh, L. A. Abukova, M. P. Antipov, I. S. Patina, I. A. Garagash, O. K. Navrotsky, D. A. Soin, A. A. Suslov, R. R. Gumerova</i>	59
Structural and Formation Zones of the Urals Fold Belt (East of Russia): An Overview <i>K. S. Ivanov, V. N. Puchkov</i>	78
Conditions for the Formation of Uplift by Plume That Has Not Reached the Surface <i>A. A. Kirdyashkin, A. G. Kirdyashkin</i>	114

---

---

УДК 551.8.07:57.07.63

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОРДОВИКА: ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ БИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ ПО КОНОДОНТАМ

© 2022 г. Т. Ю. Толмачева<sup>1, 2, \*</sup>, К. Е. Дегтярев<sup>2</sup><sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского, (ВСЕГЕИ), Средний пр., д. 74, 199106 Санкт-Петербург, Россия<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия\*e-mail: [tatiana\\_tolmacheva@vsegei.ru](mailto:tatiana_tolmacheva@vsegei.ru)

Поступила в редакцию 29.08.2021 г.

После доработки 18.05.2022 г.

После повторной доработки 5.10.2022 г.

Принята к публикации 07.11.2022 г.

В статье приводится обзор современных глобальных реконструкций расположения континентов для ордовикского периода и региональных палеогеографических моделей Восточно-Европейский платформы и западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса. Изложена история развития представлений о биогеографии конодонтов и результаты их биогеографических исследований. Показано, что биогеография ордовикских конодонтов основана на принципах биогеографического районирования современного океана с выделением в качестве основных биогеографических подразделений областей/царств открытого моря и мелководных морей. Выявлено, что биогеография пелагических конодонтовых фаун в ордовике определяется климатической зональностью, а биогеографические характеристики фаун мелководно-морских бассейнов – уровнем их эндемичности, позволяющим оценивать взаимное географическое расположение палеобассейнов. Показан вклад биогеографического районирования конодонтов в развитие представлений о палеогеографии Восточно-Европейский платформы и западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса.

*Ключевые слова:* палеогеографические реконструкции, региональная палеогеография, биогеография, ордовик, конодонты, палеоконтиненты, Восточно-Европейская платформа, западная часть Центрально-Азиатского орогенного пояса

DOI: 10.31857/S0016853X22060066

### ВВЕДЕНИЕ

Характерной особенностью ордовикского периода является высокое стояние уровня моря, широкое развитие эпиконтинентальных морей и сильно меняющийся климат – от экстремально теплого с широко распространенными аноксидными обстановками осадконакопления в раннем ордовике [78, 107], до крупнейшего оледенения в истории Земли в конце периода [47]. В ордовике произошло два важнейших биотических события:

– ранне-среднеордовикская вспышка биоразнообразия морских организмов, известная как великое событие ордовикской биодиверсификации [92];

– позднеордовикское катастрофическое вымирание почти 85% всех морских видов организмов [93].

Согласно глобальным палеогеографическим реконструкциям основные континенты в ордовике располагались в южном полушарии Земли на значительном удалении друг от друга [29, 46]. Это представление основано на результатах палео-

магнитных исследований и изучении бентосной фауны, преимущественно трилобитов и брахиопод, биогеографическая дифференциация которых в ордовике была исключительно высокой [110]. Палеомагнитные исследования позволяют определить широтное положение изученного разреза по отношению к палеополюсу, а биогеографические характеристики фаунистических групп, сильно зависящие от литофациальных особенностей разрезов и уровня изученности, выявить относительную удаленность или близость палеобассейнов.

В настоящее время для уточнения ордовикских палеогеографических реконструкций используются результаты датирования зерен обломочного циркона, данные о седиментационных и геодинамических обстановках формирования осадочных и магматических образований [40].

Предпринимались попытки использования для палеореконовструкций не только бентосных, но и пелагических групп фауны. При этом было установлено, что биогеографическое районирование планктона в большей степени отражает

особенности климата и океанической циркуляцией (температуру поверхностных вод, соленость, освещенность, приток питательных веществ), чем относительное расположение палеоконтинентов [90, 109, 110]. Анализ распределения граптолитов и хитиной позднего ордовика выявил их отчетливую биогеографическую широтную зональность, сопоставимую с распределением современных планктонных фораминифер [109, 110]. Изучение позднеордовикских радиолярий показало существование когерентных тропических провинций [37]. Однако большинство пелагических групп фауны, в том числе наутилоидеи и фитопланктон, характеризуются слабой изученностью, тафономической неустойчивостью, отсутствием подходящих фаций и/или низким биостратиграфическим потенциалом, что ограничивает их использование в глобальных биогеографических построениях.

Одной из наиболее распространенных и стратиграфически значимых пелагических фаун палеозоя являются конодонты, которые начали свое развитие в среднем кембрии, а к концу раннего ордовика достигли максимального таксономического разнообразия [98]. В настоящее время конодонты ордовика относительно хорошо изучены на многих палеоконтинентах, разработаны их зональные последовательности, определены их биофациальные и биогеографические особенности [82, 101]. Мнения о биогеографической приуроченности тех или иных конодонтовых комплексов приводятся во многих публикациях, однако, современные крупные обобщения по биогеографии ордовикских конодонтов отсутствуют. Данные по распространению этой группы фауны не учитываются в современных палеогеографических построениях, поскольку считается, что природа и образ жизни конодонтов окончательно не установлены [112].

Целью статьи является анализ имеющихся глобальных и региональных палеогеографических реконструкций для ордовикского периода, обзор биогеографического районирования конодонтов и степени влияния данных о них на региональные палеогеографические реконструкции ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и Восточно-Европейской платформы. С использованием данных авторов, полученных более чем за тридцать лет изучения конодонтов, уточнены палеогеографические реконструкции ордовика для этих регионов.

## ГЛОБАЛЬНЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Глобальные палеогеографические реконструкции представляют собой картографические изображения положения палеоконтинентов и палеоокеанов в различные отрезки геологического вре-

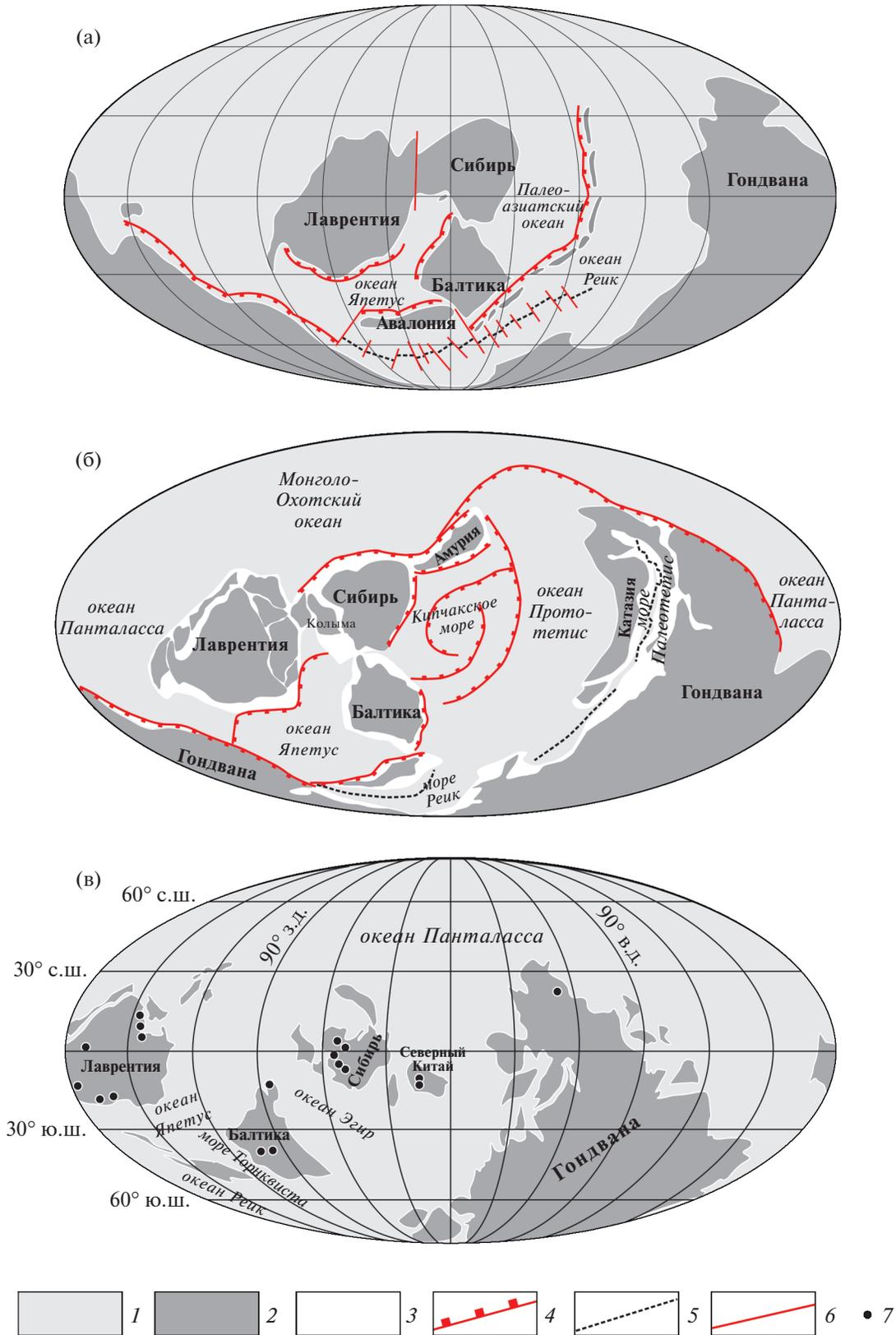
мени в рамках теории тектоники литосферных плит. Первые подобные карты для мезозоя были созданы в 1930-х гг. [115]. К 1970-м годам карты были составлены на все интервалы фанерозойской истории Земли, включая ордовикский период [6, 52, 66, 85, 95, 125]. Широтное расположение ордовикских палеоконтинентов на первых палеогеографических картах основывалось на имеющихся палеомагнитных данных, а меридиональное – на представлениях о тектоническом развитии Земли и, реже, на биогеографии бентосной фауны [86, 95, 125].

Наиболее известны палеогеографические реконструкции А.М. Циглера и Х. Скотиза, которые разрабатываются и уточняются уже более 50 лет [83–85] (рис. 1). Эти реконструкции были положены в основу палеогеографических построений российских ученых [2], а также палеогеографических и литофациальных карт Я. Голонки [49, 50] (см. рис. 1) и Рональда Баркли [126].

Палеогеографические реконструкции для раннего палеозоя уже более 30 лет разрабатывают Т. Торсвик и Р. Кокс [32, 104, 106]. Для уточнения палеогеографических карт они активно использовали данные по биогеографическому распространению брахиопод, а в последние годы – материалы по крупным изверженным провинциям, кимберлитам и кинематике литосферных плит [например, 39]. Ими разработана программа GMAP [127], которая позволяет интерактивно изменить положение континентов при внесении новых палеомагнитных данных. Программа широко используется исследователями для палеогеографических построений [57, 63, 105] (см. рис. 1).

В последние годы широкое распространение приобрели интерактивные палеогеографические модели проекта EarthByte [128], которые создаются в программе GPlates [129] с учетом палеомагнитных, биогеографических, палеоклиматических и тектонических данных. С помощью программы GPlates [129] представлены палеогеографические реконструкции Х. Скотиза и других исследователей [35, 49, 84] (см. рис. 1). Существуют и менее известные глобальные палеогеографические модели, включающие реконструкции для ордовикского периода, например, разработки Г. Стамфли и Х. Верарда [96, 111, 112] (см. рис. 1).

Все современные палеогеографические реконструкции разных авторов сходны в основных чертах. На них выделяются четыре крупных континента – Гондвана, Балтика, Сибирь, Лаврентия и множество континентальных блоков меньшего размера. Все континенты располагаются в южном полушарии, а северное полушарие занимает океан Панталасса. Гондвана, включающая территории современной Африки, Австралии, Антарктиды, Южной Америки, Аравийского полуострова, Индии и Мадагаскара, является самым крупным



**Рис. 1.** Наиболее распространенные глобальные палеогеографические реконструкции ордовика (по данным [50, 84, 106], с изменениями дополнениями)  
 (а) – поздний ордовик (б) – 460 млн лет (в) – 460 млн лет  
 1 – океаны и моря с океанической корой; 2 – континенты и континентальные блоки; 3 – области континентальной коры, которые были подвергнуты тектонической переработке в последующие эпохи; 4 – зоны субдукции; 5 – зоны спрединга; 6 – трансформные разломы; 7 – области развития эвапоритов

палеоконтинентом и занимает пространство от Южного полюса до экватора. Балтика в начале ордовика располагается в относительно высоких широтах, а концу среднего ордовика перемещается в экваториальную зону. Лаврентия, включающая территории Северной Америки, Гренландии и части Шотландии, а также Сибирь на протяжении всего ордовика располагались в экваториальных широтах.

Континентальные блоки Авалония (Ньюфаундленд, Англия, Уэльс, южная часть Ирландии и часть Западной Европы), Сибумасу (Мьянма, западная часть Таиланда, западная часть Малайзии, Суматра), Аннамия (Индокитай), Северный Китай и Южный Китай, Тарим, Перуника (Богемия) окружают Гондвану на западе и востоке.

В окружении Гондваны находятся континентальные блоки меньших размеров, входящие в настоящее время состав мезозойско-кайнозойских и палеозойских складчатых сооружений Таврид и Понтид (Турция), Казахстана, Гималаев, Аргентинских Прикордильер и др. (см. рис. 1).

При общем сходстве всех глобальных палеогеографических реконструкций они отличаются меридиональным расположением палеоконтинентов, расстояниями между ними, присутствием, положением и направлениями перемещения отдельных континентальных блоков, а также положением древних зон спрединга и субдукции. На реконструкциях данные зоны помещаются в значительной степени на основе интерпретаций и часто не подкреплены данными о существовании комплексов океанической литосферы и островных дуг конкретного возрастного интервала.

Различия в палеогеографических картах во многом связаны с тем, насколько исследователи учитывают палеогеографические и биогеографические построения по конкретным регионам. Так, на реконструкциях Х. Скотиза [84] и Я. Голонки [50] показана крупная Кипчак–Тувино–Монгольская островная дуга, объединяющая все надсубдукционные комплексы Центрально-Азиатского пояса [88]. Однако существование такой структуры подвергается сомнению, т.к. противоречит имеющимся геологическими и палеонтологическими данными [35, 118]. В реконструкциях Т. Торсвика и Р. Кокса не были учтены опубликованные данные российских исследователей по Восточно-Европейской платформе [35, 106].

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Региональные палеогеографические реконструкции на ордовикский период в настоящее время созданы почти для всех континентов, палеобассейнов или блоков земной коры. Наиболее

детально в палеогеографическом отношении изучено восточное побережье палеоокеана Япетус и окружающие его континентальные блоки Лаврентии, Балтики, Иберо-Арморики, Перуники и Авалонии, где изучение ордовика имеет длительную историю. В многих, предложенных разными авторами региональных реконструкциях этого региона, положение и перемещение палеоконтинентов определяется биогеографическими характеристиками брахиопод, трилобитов, остракод и моллюсков [64, 117].

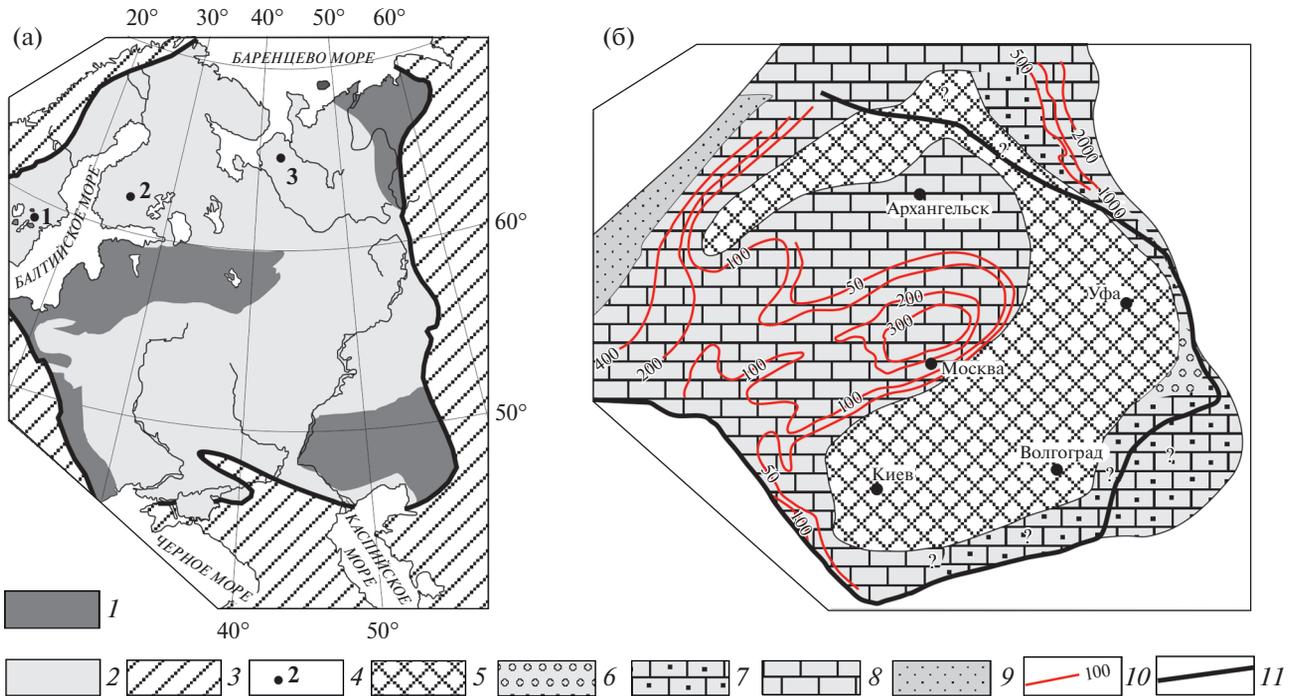
Региональные палеогеографические реконструкции Аргентинских Прикордильер, Канадской Арктики, Северного и Южного Китая в значительной степени опираются на биогеографические данные [15]. В то же время ордовикские палеогеографические реконструкции для Восточно-Европейской платформы и западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (палеозоиды Казахстана и Тянь-Шаня) до сих пор основаны на данных геологических и палеомагнитных исследований [53, 54, 58, 116, 118]. Фауна ордовика здесь относительно слабо изучена и редко используется в региональных палеогеографических построениях.

В связи с этим биогеографические характеристики конодонтов, которые хорошо изучены в этих регионах, могут быть дополнительным инструментом определения расстояния между отдельными частями палеобассейнов и уточнения палеогеографических реконструкций.

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Согласно современным представлениям палеоконтинент Балтика был обособлен в ордовикское время от других крупных континентальных блоков и дрейфовал в северном направлении от относительно высоких широт в приэкваториальную зону, поворачивалась против часовой стрелки [31, 33, 87]. Расположение Балтики обосновано высоким уровнем эндемизма всех бентосных фаун, в том числе трилобитов и брахиопод, уменьшающимся к позднему ордовика, а смещение от высоких к низким широтам – палеомагнитными и лито-фациальными данными, указывающими на смену холодноводных пород на тепловодные [29].

В настоящее время ордовикские отложения распространены только в северо-западной и центральной частях Восточно-Европейской платформы (Балтоскандийский и Московский палеобассейны), на западной периферии платформы вдоль Донецо-Припятского вала (Подолія), на ее северо-востоке (Тимано-Печерский регион и Приполярный Урал) и юго-востоке (Прикаспийская



**Рис. 2.** Распространение ордовикских отложений на Восточно-Европейской платформе и ее палеогеографическая реконструкция.

(а) – ордовикские отложения Восточно-Европейской платформы (ВЕП); (б) – палеогеографическая реконструкция ВЕП для позднего ордовика (по [94]).

1–2 – области: 1 – распространения отложений ордовика (в настоящее время), 2 – отсутствия отложений ордовика (в настоящее время); 3 – складчатые сооружения обрамления ВЕП; 4 – местонахождения палеонтологических остатков ордовика в брекчиях метеоритных кратеров и кимберлитовых трубок: 1 – район Даларны в Южной Швеции, 2 – южная Финляндия (по [108]), 3 – Юго-Восточное Беломорье (по [10]); 5 – области суши; 6–10 – отложения: 6 – грубообломочные, 7 – карбонатно-терригенные, 8 – карбонатные, 9 – грауваковых турбидитов; 10 – изопакиты (м); 11 – граница ВЕП

синеклиза), где они известны по основному по геофизическим данным (рис. 2, а).

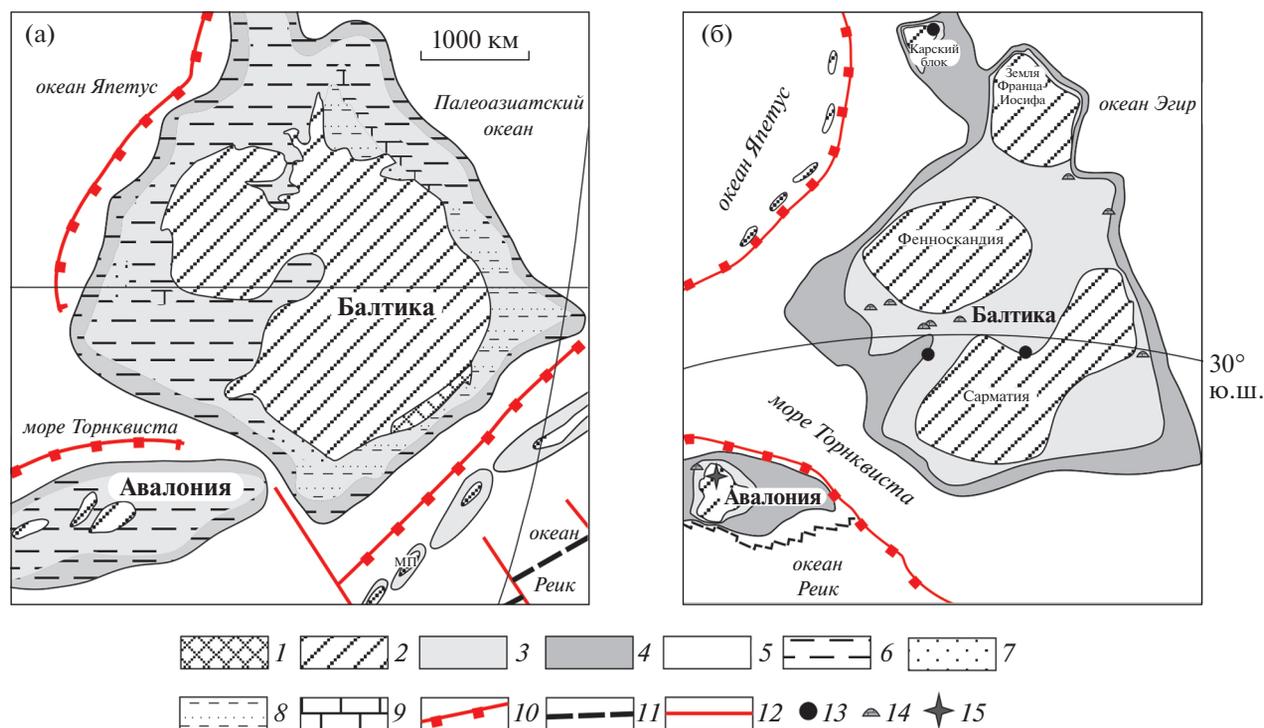
Однако в ордовике область осадконакопления была значительно больше и включала территорию Норвегии, Швеции и часть внутренних территорий Восточно-Европейской платформы. Доказательством этого является наличие пород ордовикского возраста в грабенах в окрестностях г. Осло (Норвегия), района Даларны (Швеция) и на юге Финляндии, где фауна ордовика сохранилась в обломочных породах девонского метеоритного кратера [82, 108]. Также среди ксенолитов кимберлитовых трубок Юго-восточного Беломорья встречаются многочисленные обломки карбонатных и терригенных пород ордовикского возраста [3]. Здесь на основании изучения конодонтов из ксенолитов была реконструирована мощная ордовикская часть осадочного чехла платформы, размытая в ходе позднепалеозойской геологической истории региона [10] (см. рис. 2, а).

Всех этих немногочисленных прямых свидетельств об обширном эпиконтинентальном бассейне в ордовике недостаточно для установления точных контуров возможных областей развития суши во внутренних частях платформы. Поэтому палеогеографические реконструкции разных ис-

следователей имеют значительные отличия [50, 69, 94, 105]. Кроме того, многие исследователи не учитывают весь комплекс данных по ордовикским отложениям на Восточно-Европейской платформе. Так, в реконструкции С. Сляупа с соавт. [94], не учитывается существование погруженного ордовика на о. Колгуев (северо-восток Восточно-Европейской платформы), а в реконструкциях других исследователей [50, 105] не учтены данные по Юго-восточному Беломорью (см. рис. 2, б; рис. 3). Данные по распространению фауны на платформе используют в своих палеогеографических построениях только Т. Торсвик и Р. Кокс [32, 104, 106], указывая на сходство фауны среднего ордовика Балтоскандии и Тимано-Печорской части платформы, а значит на существование морского бассейна, соединявшего в это время противоположные части платформы.

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Центрально-Азиатский складчатый пояс является наиболее крупной и сложно построенной



**Рис. 3.** Палеогеографические реконструкции Восточно-Европейской платформы (по данным [50, 106], с изменениями).

(а) – поздний ордовик; (б) – 460–450 млн лет.

1–2 – области суши: 1 – высокой, 2 – низкой; 3–4 – моря: 3 – мелководные, 4 – глубоководные; 5 – океанические бассейны; 6–9 – типы ордовикских отложений: 6 – аргиллиты, сланцы, 7 – песчаники, алевролиты, 8 – песчаники, сланцы, 9 – карбонаты; 10 – зоны субдукции; 11 – зоны спрединга; 12 – трансформные разломы; 13 – эвапориты; 14 – карбонатные рифогенные постройки; 15 – вулканы

структурой Азии, сформировавшейся в результате геологической эволюции Палеоазиатского океана в течение неопротерозоя–начала мезозоя. В строении пояса участвуют многочисленные блоки с докембрийской корой, а также протяженные тектонические зоны, сложенные различными интенсивно дислоцированными палеозойскими комплексами [4].

За все годы изучения Центрально-Азиатского складчатого пояса было предложено огромное количество самых разных палеогеографических/палеотектонических моделей его развития в палеозое [7, 18, 40, 49, 53, 54, 58, 65, 116, 118–120].

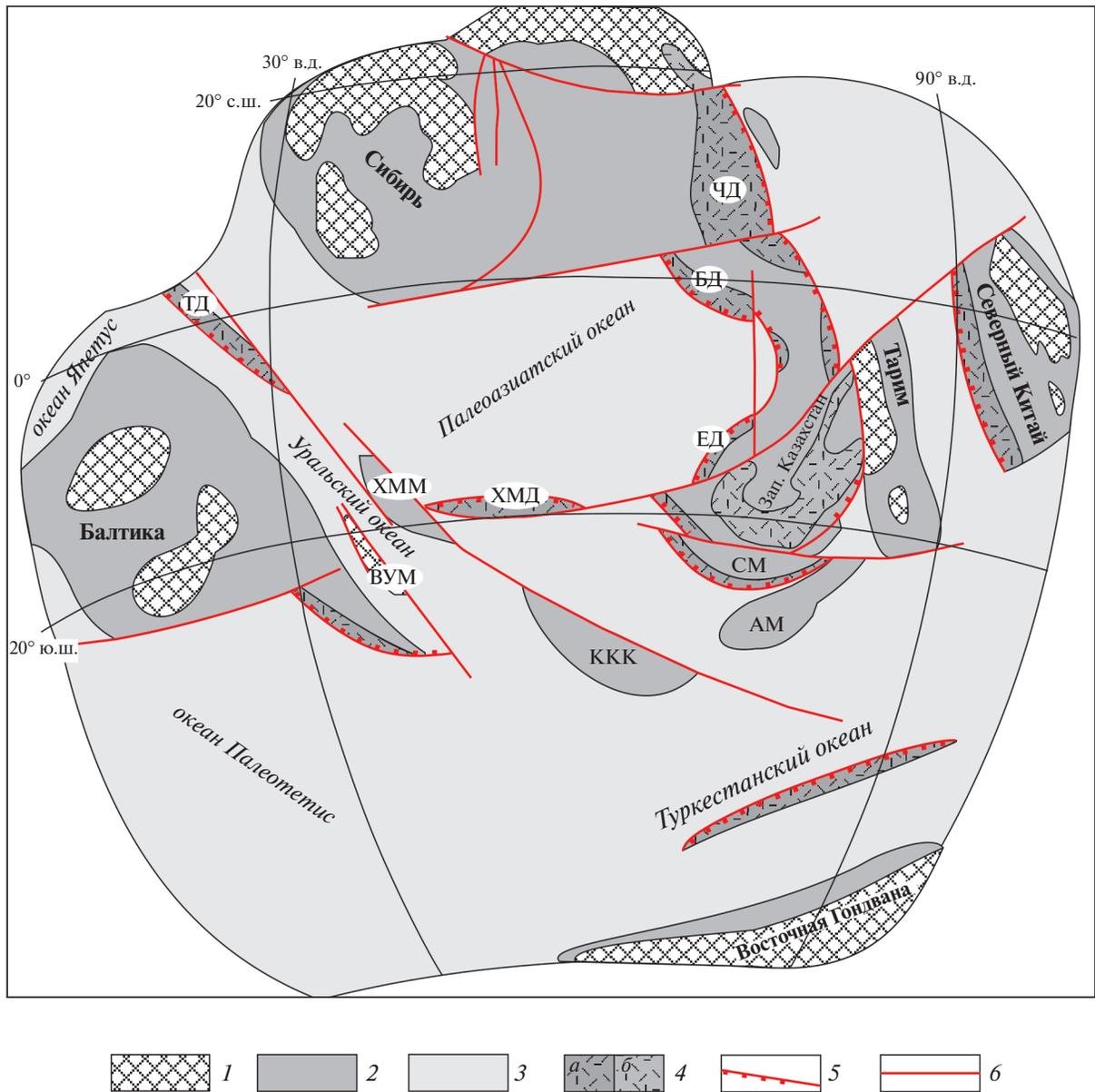
Некоторые палеогеографические модели западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, включают и реконструкции для ордовикского периода [21, 40, 49, 54, 65, 77, 116, 118, 120].

Общей чертой всех реконструкций ордовика, является расположение палеозоид Казахстана в экваториальных широтах между восточным обрамлением Гондваны и палеоконтинентами Сибирь и Балтика в виде нескольких континентальных блоков с докембрийским фундаментом, окруженных рядом островных дуг (рис. 4, рис. 5, рис. 6, рис. 7). Реконструкции различаются коли-

чеством блоков, их названиями и взаимным расположением друг относительно друга.

В большей части палеогеографических моделей не ставится задача реконструировать точное палеогеографическое положение тех или иных структур Казахстана в геологическом прошлом. Эти модели в основном иллюстрируют локальные представления о тектонической эволюции региона и отображают собственные данные авторов моделей по геологии конкретных регионов. Биогеографические особенности фауны обычно не принимаются во внимание, как и не оцениваются расстояния между крупными палеоконтинентами и отдельными континентальными блоками (см. рис. 1, в).

К созданию палеогеографических реконструкций биогеографические данные активно привлекаются только Т. Торсвиком и Р. Коксом [46] (см. рис. 5). На основании сходства трилобитов Казахстана с фаунами Австралии и Северного Китая в раннем и среднем ордовике, отсутствия биогеографических связей с Южным Китаем в раннем и среднем ордовике и их появлением в позднем ордовике Таримский, Тянь-Шаньский, Чу-Илийский и Чингиз-Тарбагатайский блоки (соответствующие блокам на реконструкции Д. Шенгера [88]), были



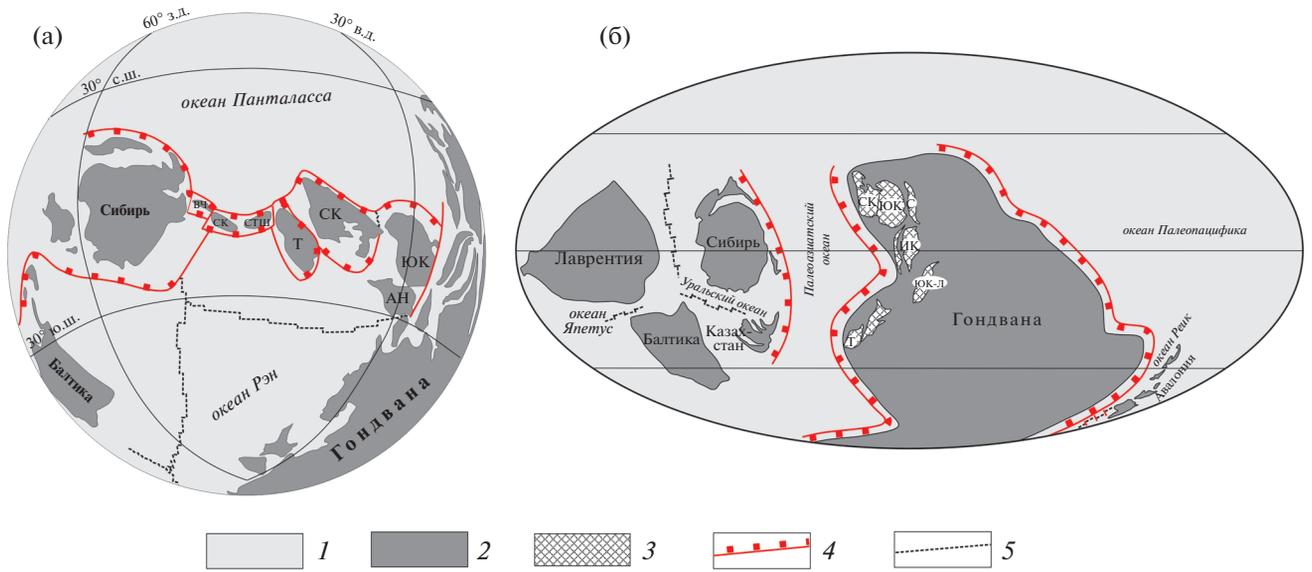
**Рис. 4.** Палинспастическая реконструкция для Северной Евразии для позднего ордовика (450 млн лет) по данным [54]. Микроконтиненты и блоки с континентальной корой: АМ – Алайский, СМ – Сырдарьинский, ХММ – Ханты-Мансийский, ВУМ – Восточно-Уральский, ККК – Карабогазский, Бечасынский, Амударьинский и Каракумский. Островные дуги: ТД – Тагильская, ХМД – Ханты-Мансийская, ЕД – Ерементавская, БД – Бошекульская, ЧД – Чингизская. 1 – области суши, лагунные и прибрежные бассейны; 2 – шельфовые и глубоководные бассейны, континентальные склоны и их подножья, рифы и соленосные бассейны; 3 – океанические бассейны; 4 – известково-щелочные вулканы и интрузивы: а – островных дуг, б – активных континентальных окраин; 5 – зоны субдукции; 6 – трансформные разломы, крупные сдвиги и континентальные рифты

расположены на значительном удалении от окраин Сибири и вблизи Австрало-Азиатской части Гондваны [34, 48, 62, 77, 105].

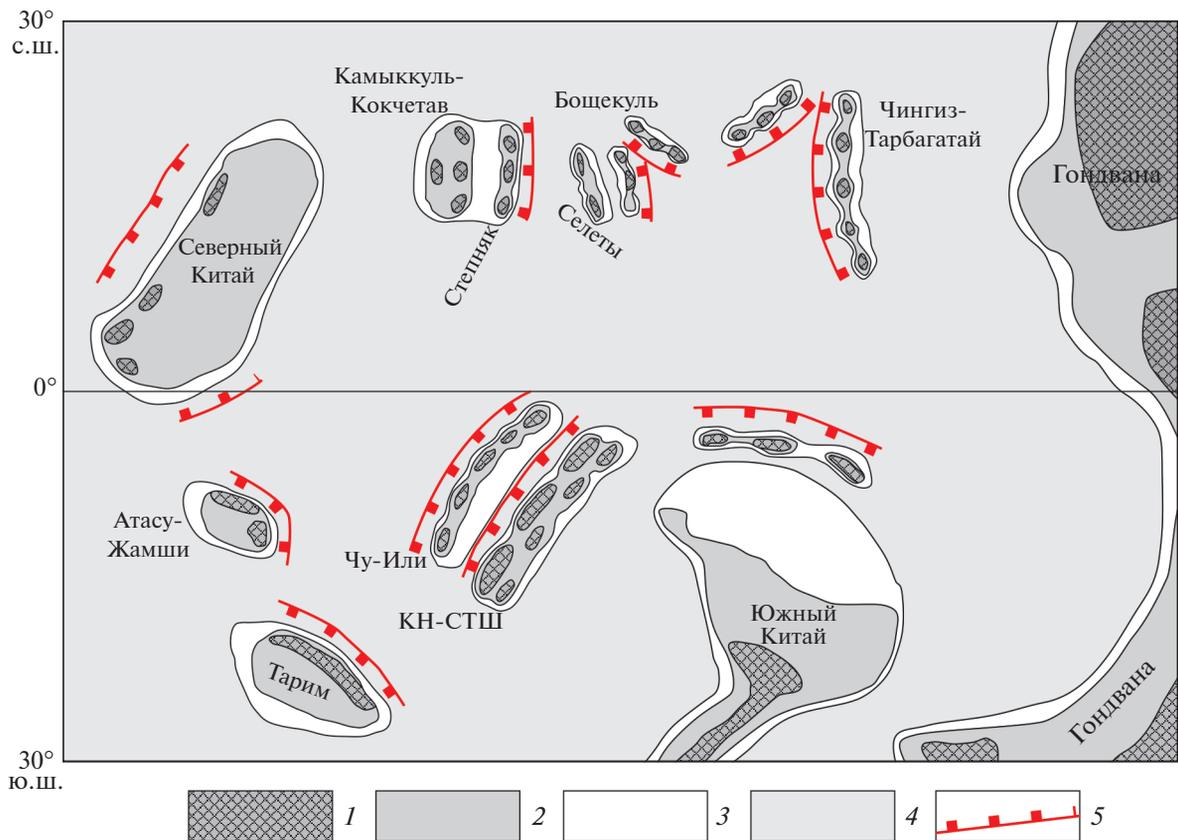
В реконструкциях Алтае-Саянский блок был размещен рядом с Гондваной в раннем и позднем ордовике, а Северный Китай помещен между Сибирью и блоками Казахстана [77]. Только в последней реконструкции были учтены разработки

других исследователей и Северный Китай перемещен к востоку от казахстанских блоков [35].

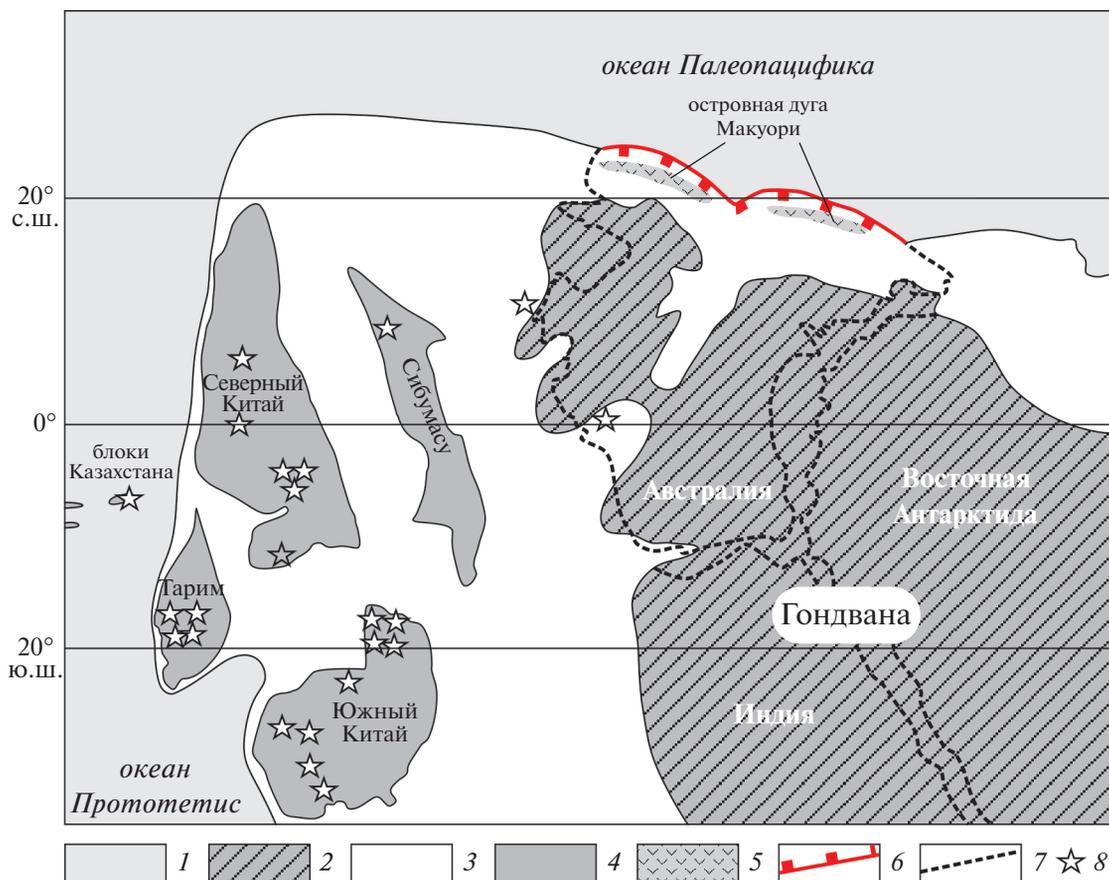
Общее сходство трилобитов и брахиопод Казахстана с фаунами Австрало-Азиатского сектора Гондваны, отмечаемое многими авторами, объяснялось не только близостью этих регионов, но и наличием преобладающих течений, которые предполагаются на основании палеоклиматиче-



**Рис. 5.** Палеогеографические реконструкции ордовика Восточной Гондваны (по данным [40, 120], с изменениями). (а) – для среднего ордовика (460 млн лет); (б) – для интервала 500–420 млн лет.  
*Континентальные блоки и зоны:* АН – Аннамия, ЮК – Южный Китай, СК – Северный Китай, Т – Тарим вместе с соседними мелкими блоками, ИК – Индокитай, ЮК–Л – Южный Куантанг и Лхаса, С – Сибумасу, ВЧ – Бошекуль-Чингизская, СК – Степняк-Кокчетавская и Северо-Тяньшаньская.  
 1 – океанические области; 2 – континенты, крупные блоки и зоны с континентальной корой; 3 – крупные континентальные блоки Восточной Азии в структуре северной окраины Гондваны; 4 – зоны субдукции; 5 – зоны спрединга



**Рис. 6.** Положение блоков Казахстана относительно Австрало-Азиатского сегмента Гондваны в позднем ордовике (455 млн лет) (по данным [74] с изменениями).  
 КН–СТШ – Каратау-Нарынская и Северо-Тяньшаньская группа блоков.  
 1 – области суши; 2–4 – бассейны: 2 – шельфовые мелководные; 3 – шельфовые глубоководные; 4 – океанические; 5 – зоны субдукции



**Рис. 7.** Палеогеографическая реконструкция Австрало-Азиатского сегмента восточной Гондваны для флюкского яруса нижнего ордовика, (по данным [122], с изменениями).

1 – океаны; 2 – области суши; 3 – морские бассейны; 4 – континентальные блоки Пери-Гондваны; 5 – островные дуги; 6 – зоны субдукции; 7 – современные границы континентов в составе Гондваны; 8 – местонахождения конодонтов – региональных эндемиков Австралоазиатской биогеографической провинции (*Serratognathus bilobatus*, *S. diversus*, *S. extensus* и др.)

ских и палеоокеанологических реконструкций [46, 48, 70, 72, 74–76] (см. рис. 6).

На основании находок в Малом Каратау (Южный Казахстан) регионально эндемичного представителя конодонтового рода *Serratognathus* блоки Казахстана помещались в относительной близости от Австрало-Азиатского сектора Гондваны [5, 122] (рис. 7).

Биогеографические данные также учитывались при реконструкции расположения континентальных блоков Восточной Гондваны. Удаленное друг относительно друга положение Северного и Южного Китая предполагалось на основании отмеченного в начале 1970-х гг. резкого различия ордовикской фауны [55].

Сходство позднекембрийских трилобитов, ордовикских моллюсков, строматопороидей, брахиопод, хитинозой и конодонтов служило доказательством палеогеографической близости Южного Китая и северо-западной Австралии [27].

В тоже время Северный Китай и Тарим располагался между Лаврентией и Сибирью на значительном удалении от континентальных блоков Восточной Гондваны, в том числе, на основании предполагавшегося сходства ордовикских конодонтов Северного Китая и Сибири [35, 51].

Однако ни одна из предложенных к настоящему времени реконструкций не учитывает весь объем имеющихся геологических и биогеографических данных.

#### БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПО КОНОДОНТАМ ОРДОВИКСКИХ БАССЕЙНОВ

Конодонты являются одной из наиболее значимых для стратиграфии, многочисленных и широко распространенных фаунистических групп, позволяющих проводить расчленение и корреляцию ордовикских толщ широкого спектра фаций – от мелководных карбонатов эпиконтинен-

тальных морей и прибрежного шельфа до глубоководных кремнистых отложений пелагиали. Таксономический состав комплексов конодонтов ордовика относительно хорошо изучен на многих континентах. Однако до недавнего времени отсутствовали какие-либо четкие представления об образе жизни и обитании этой группы фауны, связи таксономического состава их комплексов с определенными фациями и общепринятые биогеографические построения [98].

Уже первые исследования конодонтов из центральных частей Североамериканской платформы показали их существенные отличия от одновозрастных фаун Скандинавии, Англии и Аппалачских гор [99]. На этом основании были выделены Мидконтинентальная и Северо-Атлантическая крупные биогеографические провинции, которые до настоящего времени широко используются в качестве биогеографических подразделений, отражающих скорее климатические характеристики палеобассейнов, чем их географическую приуроченность [18, 24, 79, 100, 101].

Хотя высказывались мнения, что эти две провинции, возможно, характеризуют глубины палеобассейнов, но большинство исследователей придавали большее значение именно температурному фактору [18, 20, 24, 60].

К Мидконтинентальной провинции были отнесены конодонты из центральной части Северной Америки, Сибирской платформы, Северного Китая и Австралии, а к Северо-Атлантической провинции конодонты северо-запада Восточно-Европейской платформы, Англии и Центральной Европы [22, 101]. С. Бергстрем в своих реконструкциях [22] объединил северо-запад Восточно-Европейской платформы и восточную складчатую окраину Северной Америки (Аппалачи) в единую Балтийскую провинцию. Согласно другому мнению эти регионы представляли различные Балтоскандийскую и Аппалачскую провинции [73].

Для среднего ордовика из Мидконтинентальной провинции была выделена провинция Северного Китая, а из Северо-Атлантической — Прекордильерская провинция, которая соответствовала Аппалачской провинции С. Полер и К. Барнса, а также включала конодонтовую фауну восточной и западной Гондваны [18].

С.В. Дубинина [5] выделила между холодноводными и тепловодными областями Северо-Атлантической и Мидконтинентальной провинций переходную область, к которой были отнесены Южный Казахстан, Западный Ньюфаундленд, Аргентина и Южный Китай. По другой классификации Северный Китай и Австралия выделялись в умеренно тепловодную Австрало-Азиатскую провинцию [114].

Накопление данных по конодонтам приводило к выделению новых биогеографических провинций, при этом их иерархии не придавалось большого значения. Применение терминов провинция, фаунистический регион, царство/область часто использовались условно.

Биогеографическим подразделениям традиционно давались географические названия. Единственная попытка назвать выделенные провинции по типичным таксонам конодонтов — “*Histioidella*” (Мидконтинентальная провинция) и “*Periodon*” (Северо-Атлантическая) не нашла своего продолжения [60]. Несколько раз при выделении биогеографических подразделений применялись методы математической статистики [22, 28, 101]. Эти попытки оказались непродуктивными и неоднозначными.

Первый шаг к современному биогеографическому районированию сделал Ян Расмуссен [80], который, при анализе таксономического состава конодонтов из Скандинавии и восточной части Северной Америки, заметил, что Северо-Атлантический облик комплексам из Северной Америки придает виды *Dapsilodus viruensis*, *Paroistodus horridus*, *Ansella* spp., *Periodon* spp., *Protopanderodus* spp., и “*Walliserodus*” spp., которые характерны и для северо-запада Восточно-Европейской платформы (рис. 8). Следовательно, виды широкого географического распространения, применявшиеся к комплексам относительно более мелководноморских фаун, создают ложное впечатление о провинциальности самих платформ. Это предположение привело к пониманию того, что для биогеографического анализа конодонтовых фаун необходимо вычленять из них космополитные/пелагические формы конодонтов [17].

Основная проблема в реализации этого подхода к биогеографическому районированию заключалась в отсутствии данных о том, какие виды конодонтов были пелагическими и имели широкое географическое распространение. К достоверно пелагическим видам относились только наиболее широко распространенные таксоны, в том числе, встречающиеся в наиболее глубоководных отложениях ордовика — кремнистых породах палеозоид Казахстана, юго-восточной Австралии и Шотландии [5, 16, 67, 102, 124].

К таким пелагическими видами конодонтов относятся *Oepikodus evae*, *Spinodus spinatus*, *Drepanodus arcuatus*, *Paroistodus horridus*, *Bergstroemognathus extensus*, *Paroistodus proteus*, *Paracordylodus gracilis*, некоторые виды родов *Periodon*, *Pygodus*, *Protoprioniodus*, *Protopanderodus*, *Histioidella*, *Ansella* [89]. Пелагический образ ряда других конодонтов — представителей рода *Panderodus*, *Drepanoistodus* и других конических форм — только предполагался, исходя из увеличения их численности в более глубоководных биофациях [73].

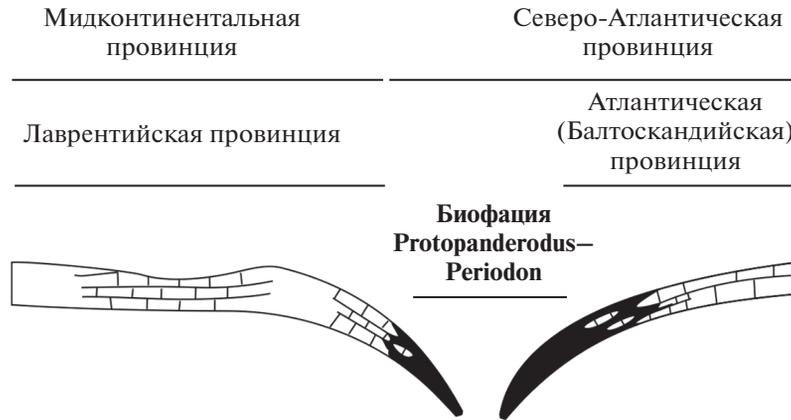


Рис. 8. Распространение биофации Protopanderodus-Periodon в окраинных морях Япетуса, (по данным [80], с изменениями).

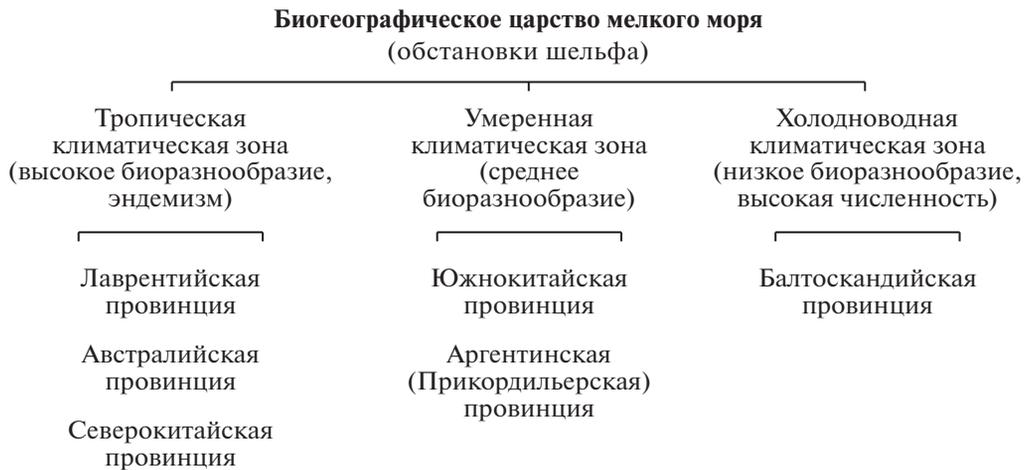


Рис. 9. Биогеографическое районирование мелководной области раннего ордовика, (по данным [121], с изменениями).

Следующим шагом к созданию современного биогеографического районирования конодонтов стало предложение о выделении для раннего ордовика двух крупных биогеографических единиц по аналогии с биогеографической схемой современных акваторий – биогеографического царства мелководных морей с глубинами, не превышающими 200 м, и царства пелагиали открытых морей [121].

Каждое царство была разделено на тропическую, умеренно-тепловодную и холодноводную климатические зоны в зависимости от географического положения.

В областях мелководного моря были выделены провинции [121] (рис. 9):

- Балтоскандийская (в холодноводной зоне);
- Южно-Китайская и Аргентинская (в умеренно тепловодной зоне);
- Лаврентийская, Австралийская и Северо-Китайская (в тропической зоне). Считалось, что

мелководноморские (неритовые) фауны были в значительной степени эндемичными и таксономически разнообразными, а пелагиаль заселялась сообществами конодонтов с широким географическим или космополитным распространением и низким разнообразием [121].

Но, несмотря на появление теоретической базы для биогеографического районирования конодонтов, дальнейшие шаги по его созданию были невозможны из-за неясности, какие виды конодонтов являются пелагическими, а какие мелководными. Изучение глубоководных отложений окраин палеоконтинентов, в которых смешивались пелагические и неритовые конодонтовые фауны, пролило свет на проблему.

Только в последнее время список пелагических видов конодонтов стал расширяться, благодаря изучению этой группы фауны из кремнистых отложений Казахстана и Австралии. Так из кремнистых пелагических отложений юго-восточной Австралии было определено 28 видов и

3 таксона неясной видовой принадлежности [123]. В кремнистых породах ордовика палеозоид Казахстана было обнаружено 53 таксона конодонтов, из них 14 таксонов, определенных в открытой номенклатуре [12, 38, 102].

Хотя эти новые данные существенно дополнили характеристику экваториальной зоны открытоморской биогеографической области, общее таксономическое разнообразие конодонтов пелагиали пока считается более низким, чем разнообразие конодонтов неритовой зоны. Только на двух стратиграфических интервалах (флосский, низы дарривильского ярусов) количество найденных видов конодонтов сопоставимо с разнообразием конодонтов в неритовых отложениях [102].

Подтвердился и общий космополитный характер пелагических конодонтовых комплексов, хотя ряд таксонов, описанных из кремней Казахстана, неизвестны или редко встречаются в более мелководных отложениях [102, 123]. Эти таксоны возможно относятся к мезо- или эпипелагическим формам конодонтов.

## ГЛОБАЛЬНАЯ БИОГЕОГРАФИЯ КОНОДОНТОВ

Биогеографические построения как современных, так и ископаемых морских фаун основываются на географическом распространении эндемичных таксонов.

Для пелагической фауны современных океанов характерно широкое географическое распространение и очень низкий уровень эндемичности, который, как правило, определяется мезо- и батипелагическими видами [36]. В то же время количество эндемичных видов в мелководных морских бассейнах достигает 80% и более в зависимости от уровня изолированности бассейнов и общего количества таксонов [36].

Такая закономерность наблюдается и у конодонтов ордовика. Подавляющее количество таксонов конодонтов из кремнистых отложений Казахстана имеют пандемическое или космополитное распространение, тогда как мелководные отложения, особенно тепловодных бассейнов, например, Сибирской платформы, содержат иногда до 90% эндемичных форм [36].

Это подтверждает, что биогеографическое районирование этой группы фауны может соответствовать биогеографическому распространению современных планктонных организмов и определяться теми же палеогеографическими параметрами, как и в настоящее время, то есть, барьерами в виде суши, глубиной и соленостью бассейнов.

## Биогеографическое царство открытого моря

Биогеографическое царство открытого моря в ордовике характеризуется ассоциациями пелагических конодонтов, населявших области пелагиали океанов и морей и сохранившихся в глубоководных отложениях континентальных шельфов, разрезах океанических и островодужных комплексов. Для этого биогеографического подразделения предполагается существование трех широтных климатических зон, которые выделяются для биогеографического царства мелководного моря [121].

Все местонахождения кремнистых, преимущественно, биогенных (радиоляриевых) толщ пелагиали (Казахстан, Южный Урал, юго-восточная Австралия, южная Шотландия) приурочены к палеобассейнам, находившимся в ордовике в тепловодной климатической зоне (рис. 10).

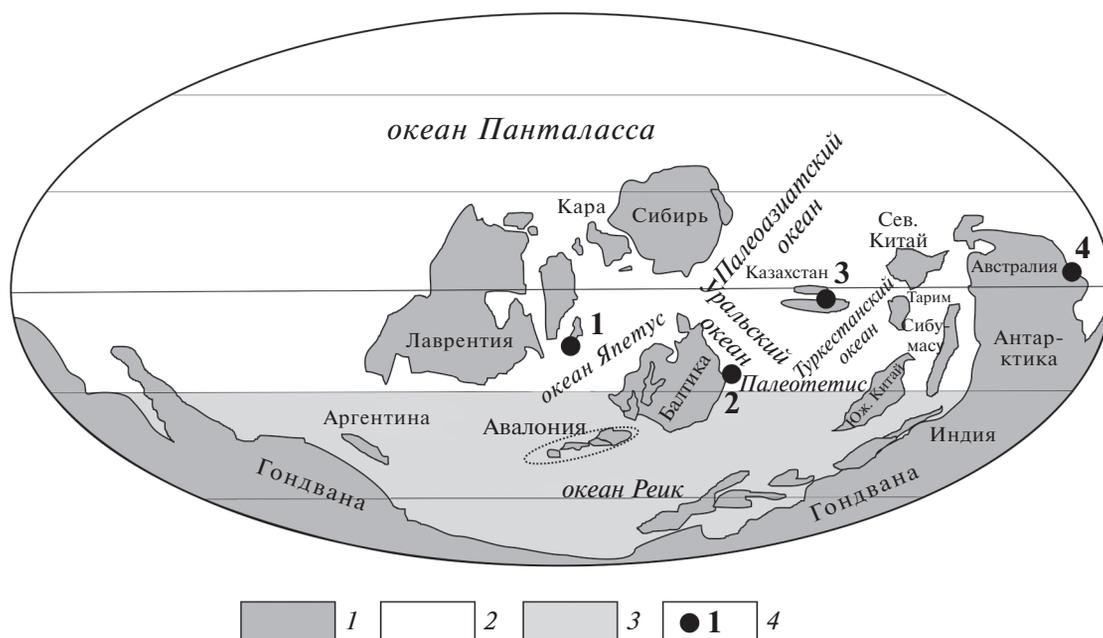
На расположение этих регионов в тропических широтах указывают не только палеомагнитные данные, но и присутствие радиоляритов, накопление которых как в настоящее время, так и в ордовике происходит в пределах экваториальной зоны [21, 37].

Осадки пелагиали ордовикского времени вне экваториальной зоны достоверно не известны, так как они, вероятно, сложены маломощными тонко-терригенными породами и не охарактеризованы органическими остатками. Состав пелагических конодонтов, обитавших в относительно высоких широтах, нам известен только из разрезов Балтики, Европы, Южного Китая и южной части Гондваны, где смешиваются пелагические и неритовые фауны конодонтов [15, 97].

Среди конодонтовых фаун раннего ордовика этих регионов не встречается ряд видов, многочисленных в кремнях Казахстана и глубоководных отложениях континентальных окраин Лаврентии и других палеобассейнов экваториальной зоны – это виды *Kallidontus serratus*, *K. corbatoi*, *Tropodus sweeti*, *Protopanderodus gradatus*, *Bergstroemognathus extensus*, *Prioniodus oepiki*, *Oepikodus intermedius*, *Acodus longibasis*, *Hirsutodontus* sp. [102].

Отмеченная разница в составе конодонтовых комплексов, по всей вероятности, определяет экваториальную и умеренно-тепловодную биогеографические климатические зоны (рис. 11).

При этом в раннем ордовике палеоконтинент Балтика находится близко к границе экваториальной зоны. В хорошо изученных отложениях северо-запада Восточно-Европейской платформы отсутствуют вышеперечисленные виды, однако на Южном Урале часть из них встречается в нижнеордовикских радиоляриевых кремнях, по видимому, сформированных в палеоокеане вблизи южного побережья Балтики [41].



**Рис. 10.** Глобальная палеогеографическая реконструкция для среднего ордовика, (по данным [84], с дополнениями) и местонахождения конодонтов океанической биогеографической области.  
 1 – континенты и блоки с континентальной корой; 2–3 – широтные биостратиграфические зоны: 2 – экваториальная, 3 – умеренно-тепловая и холодноводная; 4 – местонахождения конодонтов в кремнистых породах: 1 – Южная Шотландия; 2 – Южный Урал; 3 – Казахстан; 4 – Восточная Австралия

Тепловодная и более холодноводная климатические зоны выделяются для открытых морей в позднем ордовике на основании географического распространения вида *Periodon grandis*, элементы которого многочисленны в глубоководных отложениях экваториальных палеобассейнов, включая Казахстан, очень редко встречаются на северо-западе Восточно-Европейской платформы и отсутствуют в Европе [8, 44, 45, 56]. Пока недостаточно данных для выделения биогеографических климатических зон в среднем ордовике.

Продолжая изучение конодонтов из кремнистых отложений экваториальной зоны, можно предполагать, что полный состав пелагических фаун конодонтов в точности еще не установлен и может быть значительно шире. Некоторые виды конодонтов, встречающиеся в мелководно-морских отложениях высокоширотных палеобассейнов Европы и Южного Китая (представители родов *Baltoniodus*, *Amorphognathus*, *Microozarkodina*), имеют широкое географическое распространение, но не встречены в пелагических отложениях Казахстана и других экваториальных регионов. Присутствие этих и других видов на палеоконтинентах, удаленных друг от друга, может объясняться их пелагическим образом жизни в умеренно-тепловой и холодноводной климатической зоне.

#### Биогеографическое районирование мелководных бассейнов и региональные палеогеографические реконструкции

Биогеографическое районирование мелководно-морских конодонтов ордовика до сих пор не разработано. Попыткам провести такое районирование препятствовала большая дробность базовых биогеографических единиц, так как для каждого крупного палеобассейна или палеоконтинента выделялась своя биогеографическая провинция на основании характерных только для нее эндемичных таксонов конодонтов [121].

Объединение таких провинций в более крупные подразделения, например, такие как Австроазиатская провинция, не связанных с климатическими поясами, основывается на таксонах более широкого распространения с ареалами в нескольких палеобассейнов. Именно такие таксоны определяют отсутствие географических преград или географическую близость палеобассейнов и дают основание для палеогеографических реконструкций.

**Палеоконтинент Балтика.** Конодонты ордовика Балтоскандийского палеобассейна, расположенного на северо-западной окраине Восточно-Европейской платформы, относятся к одной из наиболее хорошо изученных конодонтовых фаун [19, 23, 59, 61, 68, 81].

При этом в биогеографическом отношении этот бассейн уникален, так как достоверные реги-

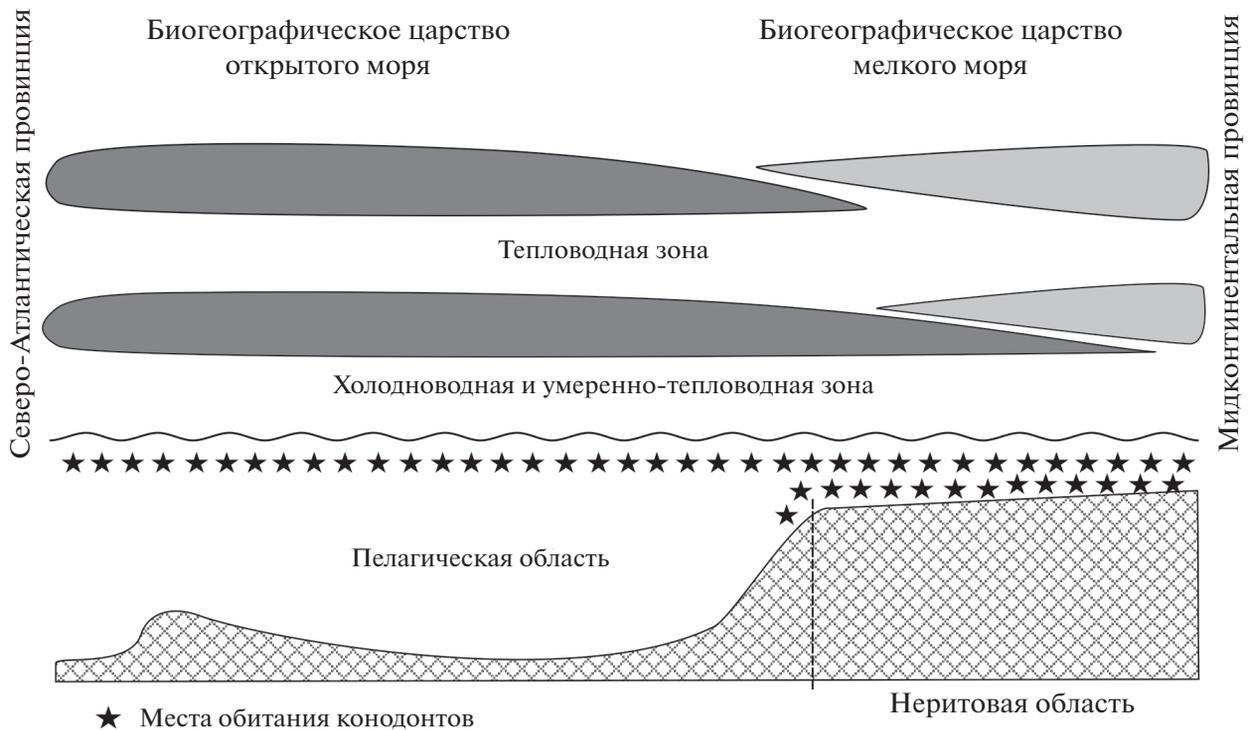


Рис. 11. Распространение биогеографических царств конодонтов от платформенных к абиссальным отложениям в разных климатических зонах.

ональные эндемики здесь до сих пор не обнаружены [82, 97]. Все родовые таксоны конодонтов Балтоскандийского палеобассейна встречаются и на других континентах, включая Южный Китай и Аргентину, а достоверное распознавание эндемичных видов затруднено либо недостаточной изученностью, либо необъективностью определения ископаемых таксонов.

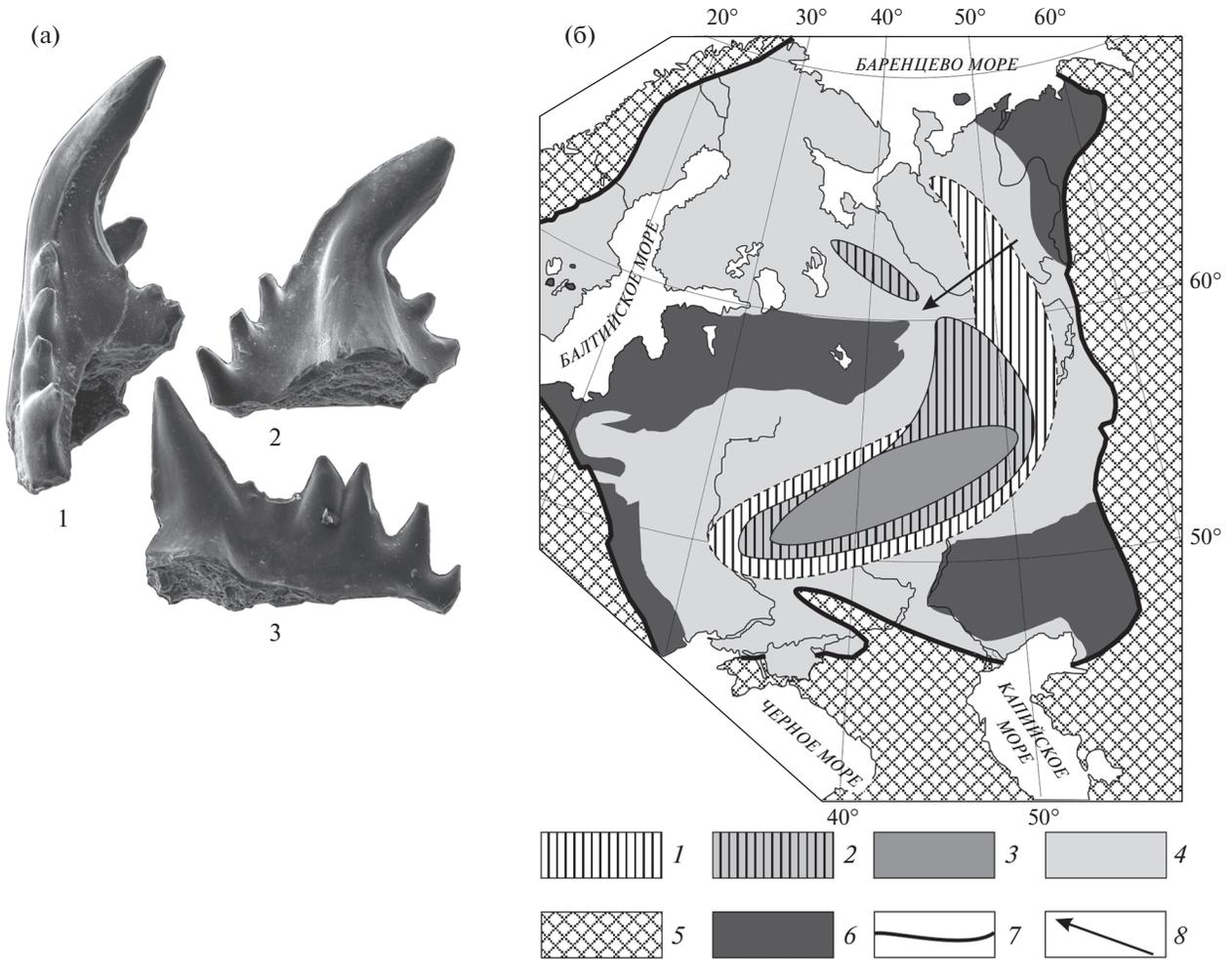
Менее изучены конодонты ордовика центральной части платформы (Московская синеклиза), Тимано-Печорского региона, Северного и Южного Урала [8, 10, 11, 13]. Имеющихся данных достаточно для понимания того, что юго-восточная окраина платформы была населена конодонтами, отличными от таковых в Балтоскандийском палеобассейне. Из ордовика Тимано-Печорского региона описан эндемичный для Восточно-Европейской платформы род *Pectonognathus*, филогенетическая линия которого существовавшая на протяжении всего ордовика, включает несколько последовательных видов [8].

В раннем ордовике его ареал был ограничен Тимано-Печорским регионом, а в среднем и позднем ордовике *Pectonognathus* распространяется во внутренние части палеобассейна. Пути распространения *Pectonognathus* позволяют предполагать, что мелководное эпиконтинентальное море на протяжении ордовика временно разделялось барьерами между разными частями палеобассейна.

Во флосское время конодонты Юго-Восточного Беломорья и северо-запада Восточно-Европейской платформы принципиально отличались от конодонтов Тимано-Печорского региона указывая на существование суши в районе современного Тиманского кряжа [10] (рис. 12). Заселение Юго-Восточного Беломорья конодонтами Тимано-Печорского региона, включая ранних представителей *Pectonognathus*, и их отсутствие в Балтоскандийском палеобассейне позволяет предполагать, что в дапинское время суша существовала в районе Ветреного пояса.

В середине дарривильского времени *Pectonognathus* появляется в отложениях центральной части платформы (Московская синеклиза), демонстрируя проникновение в бассейн центральной части платформы теплых вод с севера [11] (см. рис. 12, б). Таким образом, в позднем ордовике, вероятно, существовали временные проливы, соединяющие бассейны на северной и южной окраинах платформы и позволяющие свободное смешение фаун (см. рис. 12, б).

Проблема наличия палеогеографических связей Балтоскандийского бассейна и Приуральской части платформы в раннем и среднем ордовике, то есть существование моря, соединяющего западную и восточную окраины платформы, до сих пор решается неоднозначно. Немногочисленные данные по бентосной фауне (трилобиты и беззам-



**Рис. 12.** Конодонты – региональные эндемики палеоконтинента Балтика и предполагаемые контуры суши в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в разные эпохи ордовика (по данным [11], с изменениями и дополнениями).

(а) – региональный эндемик – конодонт *Pectinognathus khoreyvericus* Melnikov: 1 – Sd, 2 – Pb и 3 – Pa элементы. (б) – области суши на Восточно-Европейской платформе в течение ордовика.

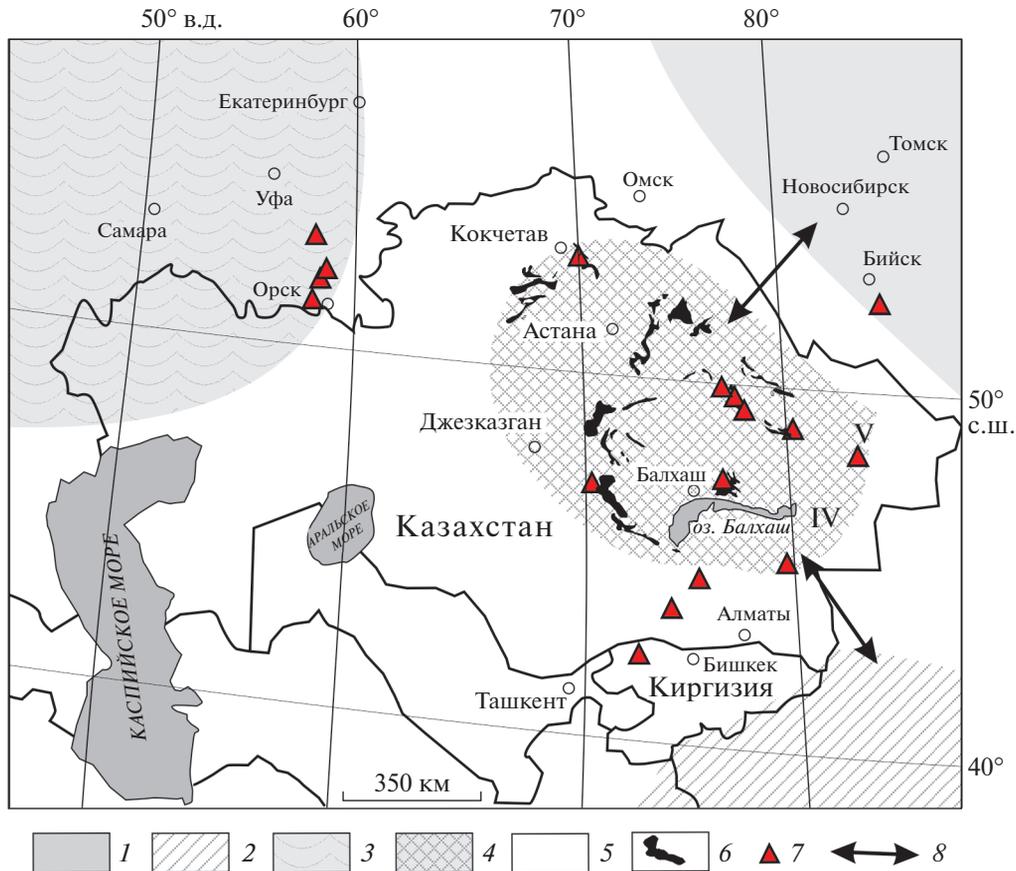
1–3 – предполагаемые области суши в ордовике: 1 – раннем, 2 – среднем, 3 – позднем; 4 – область отсутствия отложений ордовика (в настоящее время); 5 – складчатые сооружения обрамления ВЕП; 6 – области распространения отложений ордовика (в настоящее время); 7 – граница платформы; 8 – направление миграции фауны в ордовике на ВЕП

ковые брахиоподы) среднего ордовика Южного и Среднего Урала указывают на ее биогеографическое сходство с Балтоскандийским бассейном [1]. В то же время конодонты раннего ордовика Южного Урала свидетельствуют скорее об отсутствии связи бассейнов Балтоскандии и восточной окраины платформы в это время [13].

Происхождение, палеогеографическое расположение и время причленения к Восточно-Европейской платформе разных тектонических блоков Европы (Перуника, Арморика, Авалония, Малопольский блок) являются предметом дискуссий [91]. Решение ряда спорных аспектов палеогеографии этого региона основано, в том числе, на биогеографических характеристиках конодонтов.

Позднеордовикские конодонтовые фауны Европы разделяются на Балтоскандийскую, Британскую и Средиземноморскую провинции [101].

Средиземноморская провинция, охарактеризованная видами *Sagittodontina robusta* и *Scabbar-della altipes*, охватывает территории тектонических блоков Перуники и Арморики и считается наиболее холодной. Конодонты этой провинции, изученные из разрезов Испании, Франции, Сардинии, Германии и Польши, по своему таксономическому составу наиболее близки Гондванским позднеордовикским конодонтовым сообществам, описанным из Ливии [25, 42–45]. Этим подтверждается предположение о географической близости блоков Арморики к



**Рис. 13.** Биogeографическое районирование мелководноморских конодонтовых фаун Казахстана и окружающих регионов.

1–4 – биogeографические провинции: 1 – Сибирская; 2 – Австралоазиатская; 3 – Балтийская; 4 – Казахская; 5 – области, где конодонты ордовика не изучены и/или их биogeографическая принадлежность не выявлена; 6 – выходы ордовикских толщ в Казахстане на современном эрозионном срезе; 7 – местонахождения с изученными конодонтами; 8 – пути миграции конодонтовой фауны и близость палеобассейнов

окраинам западной Гондваны на протяжении всего ордовикского времени.

Палеogeографическая близость Малопольского блока Арморик к Гондване подтверждается присутствием в разрезах северо-западной Польши вида *Trapezognathus pectinatus*, известного из Северной Африки, и принципиальным различием в составе раннеордовикских фаун северо-западной Польши и Балтоскандии, которое предполагает существование широкого океана между этими палеобассейнами [26, 42].

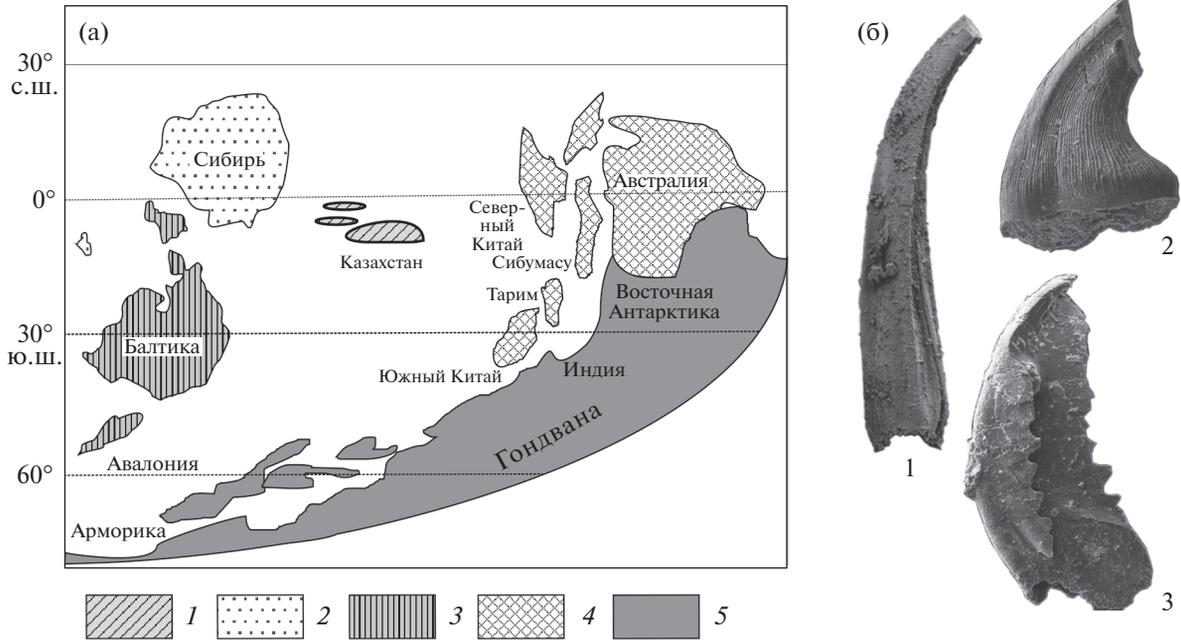
Для Британской провинции, включающей блоки Авалонии (Шотландия, южная Ирландия, Бельгия), в позднем ордовике характерны элементы тепловодной конодонтовой фауны Северо-Американской платформы [30, 44, 101, 113].

Это является одним из доказательств дрейфа блоков Авалонии в течении ордовика вблизи от окраин Лаврентии и присоединении к континентальному массиву Балтики только в самом конце ордовика или даже в начале силура [42, 91].

#### Перикратонные блоки Восточной Гондваны.

В первых исследованиях региона отмечалось биogeографическое сходство ордовикских конодонтов Австралии, Южного Китая и Тарима. Вначале была выделена Австралоазиатская биogeографическая провинция, объединяющая эти палеоконтиненты, а затем и Австралоазиатская суперпровинция, включающая тропическую зону Восточной Гондваны – Австралию и ее периферические блоки и Пери-Гондвану (Северный и Южный Китай, Тарим, Индокитай и Сибумасу) [71, 114].

Эта суперпровинция в раннем ордовике была охарактеризована представителями родов *Serratognathus*, *Bergstroemognathus* и *Rhipidognathus*, в начале позднего ордовика видами рода *Tasmanognathus*, а в конце позднего ордовика – *Taoqipognathus* и *Yaoxianognathus* [114]. В составе Австралоазиатской суперпровинции были выделены провинции, соответствующие климатическим зонам – тепловодные Австралийская и Северокитайская



**Рис. 14.** Биogeографические провинции на глобальной палеogeографической реконструкции среднего ордовика и конодонты – региональные эндемики Казахстанской и Австралоазиатской провинции. (а) – биogeографические провинции среднего ордовика на глобальной реконструкции, (б) – региональные эндемики – конодонты: 1 – *Naimanodus degtiarevi* Tolmacheva, по [14], 2 – *Cruxodus tretiakovi* Tolmacheva, по [12], 3 – *Panderodus? nogami* (Lee, 1975), по [14]. 1–4 – провинции: 1 – Казахстанская; 2 – Сибирская; 3 – Балтийская; 4 – Австралоазиатская; 5 – регионы с не установленной биogeографической принадлежностью конодонтов

(Северный Китай, Тарим и Корея), а также умеренно тепловодная Южнокитайская [121]. Казахстан был включен в состав Австралоазиатской суперпровинции на основании находки *Serratognathus* в Малом Каратау [122] (рис. 13).

Данные для формирования других представлений о биogeографии ордовикских конодонтов западной части Центрально-Азиатского пояса появились только недавно [12, 14]. Оказалось, что мелководные конодонтовые фауны региона включают виды широкого географического распространения, встречающиеся на окраине Лаврентии (Канадская Арктика) и Гондване, такие как *Aurilobus leptosomatus*, *Semiacontiodus? asymetricus*, *Panderodus? nogami*, *Scolopodus? mufushanensis* и др. [12, 14].

Вид *Panderodus? nogami* известный, в том числе, из Аргентины, также является регионально эндемичным таксоном Австралоазиатской биogeографической суперпровинции. Кроме того, в Казахстане и на западе Северного Тянь-Шаня найдены по крайней мере пять эндемичных видов, один из которых – *Naimanodus degtiarevi*, характерен для нижней части дарривильского яруса среднего ордовика Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Горного Алтая [9, 14] (рис. 14).

Высокий уровень эндемичности мелководной конодонтовой фауны Казахстана является пока-

зателем ее как самостоятельной биogeографической единицы. При этом отмечается ее слабая связь с континентальными блоками Восточной Гондваны и с Сибирью. На биogeографическую связь, а значит и на относительную близость блоков Казахстана и Сибири указывает и находка в маматской свите хр. Чингиз в Восточном Казахстане вида *Lenaeodus cf. L. bifidus*, типичного для нижнего ордовика Сибирской платформы.

Недостаточная изученность мелководных конодонтов Казахстана пока не позволяет разработать достаточно детальные реконструкции взаимного палеogeографического расположения континентальных блоков и палеобассейнов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вклад конодонтов в создание и уточнение глобальных палеogeографических реконструкций для ордовикского периода минимален из-за неясного биogeографического районирования, образа жизни и систематического положения этой группы фауны. Конодонты, несмотря на их общепризнанный высокий стратиграфический потенциал, до недавнего времени слабо использовались и в региональных палеogeографических построениях.

В настоящее время сформулированы принципы биогеографического районирования ордовикских конодонтовых фаун, основанные на разделении пелагических и неритовых сообществ. Появилось множество примеров успешного применения конодонтов в региональных и глобальных палеогеографических построениях.

Показано, что конодонты как планктонные или нектонные организмы, обитавшие в пелагиали океанов, дают возможность определять климатические характеристики палеобассейнов. В то же время, конодонтовые фауны, заселяющие мелководные эпиконтинентальные моря, наряду с бентосной фауной, позволяют оценивать биогеографическое сходство или различие палеобассейнов и их взаимное географическое положение. Таким образом, биогеографический анализ конодонтов имеет большие потенциальные возможности для его использования в палеогеографических построениях.

**Благодарности.** Авторы благодарят анонимных рецензентов за полезные комментарии и признательны редактору за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-15-50324.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анцыгин Н.Я.* Тремадокские трилобиты Урала. — Екатеринбург: УГСЭ 2001. 248 с.
2. Атлас литолого-палеографических карт мира. — Поздний докембрий и палеозой континентов. — Под ред. А.Б. Ронова, В.Е. Хаина, К.Б. Сеславинского — Л.: МинГео СССР. ВСЕГЕИ. 1982. 70 с.
3. *Веричев Е.М., Волкова Н.А., Пискун Л.В. и др.* Акритархи ордовика севера Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. № 7. С. 152–155.
4. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. — М.: ГЕОС, 2012 (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 602), 288 с.
5. *Дубинина С.В.* Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика. — М.: Наука, 2000 (Тр. ГИН РАН. 2000. Вып. 517), С. 1–239.
6. *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. 1977. № 2. С. 3–23.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
8. *Мельников С.В.* Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 136 с.
9. *Толмачева Т.Ю.* Новый представитель конодонтов из среднего ордовика Центрального Казахстана, Киргизии и Алтая // Палеонтологический журнал. 2013. № 2. С. 55–59.
10. *Толмачева Т.Ю., Алексеев А.С., Реймерс А.Н.* Конодонты в ксенолитах из кимберлитовых трубок юго-восточного Беломорья (Архангельская область): ключ к реконструкции стратиграфии и палеогеографии Восточно-Европейской платформы в ордовике // ДАН. 2013. Т. 451. № 1. С. 68–72.
11. *Толмачева Т.Ю., Зайцев А.В., Алексеев А.С.* Конодонты среднего и верхнего ордовика Московской синеклизы: новые данные по биостратиграфическому расчленению скв. Гаврилов-Ям-1 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 52–77.
12. *Толмачева Т.Ю.* Биостратиграфия и биогеография конодонтов ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Под ред. А.С. Алексеева — СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 264 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 2014. Т. 356).
13. *Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В.* Конодонты раннего ордовика Сакмарской зоны Южного Урала и их биогеографическая характеристика // ДАН. 2017. Т. 476. № 6. С. 665–669.
14. *Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н.* Конодонты среднего ордовика хребта Чингиз (Казахстан): таксономический состав комплекса найманской свиты и его биогеографическая принадлежность // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 12–30.
15. *Albanesi G.L., Bergström S.M.* Early-Middle Ordovician conodont paleobiogeography with special regard to the geographic origin of the Argentine Precordillera: A multivariate data analysis // GSA Spec. Pap. 2010. Vol. 466. P. 119–139.
16. *Armstrong H.A., Floyd J.D., Barron H.F.* Conodont biostratigraphy of the Crawford Group, Southern Uplands. — British Geol. Surv. Res. Rep. 2001. RR/01/05. 36 p.
17. *Armstrong H.A., Owen A.W.* Euconodont paleobiogeography and the closure of the Iapetus Ocean // Geology. 2002. Vol. 30. No. 12. P. 1091–1094.
18. *Bagnoli G., Stouge S.* Paleogeographic distribution of Argentinian (Lower Ordovician) conodonts // Anales da Academia Brasileira de Ciências. 1991. Vol. 63. 171–183.
19. *Bagnoli G., Stouge S.* Lower Ordovician (Billingenian-Kunda) conodont zonation and provinces based on sections from Horns Udde, north Öland, Sweden // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 1997. Vol. 35. No. 2. P. 109–163.
20. *Barnes C., Fåhræus L.* Provinces, communities and the proposed nektobenthic habit of Ordovician conodontophorids // Lethaia. 1975. Vol. 8. No. 2. P. 133–149.
21. *Bazhenov M.L., Levashova N.M., Degtyarev K.E., Van der Voo R., Abrajevitch A.V., McCausland P.J.A.* Unraveling the early-middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results // Gondwana Research. 2012. Vol. 22. P. 974–991.
22. *Bergström S.M.* Relations between conodont provincialism and the changing palaeogeography during the Early Palaeozoic // Geol. Soc. Mem. 1990. Vol. 12. P. 105–121.

23. *Bergström S.M.* Middle and Upper Ordovician conodonts from the Fagelsang GSSP, Scania, southern Sweden // *Geologiska Foreningens I Stockholm Forhandlingar*. 2007. Vol. 129. P. 77–82.
24. *Bergström S.M., Sweet W.C.* Conodonts from the Lexington Limestone (Middle Ordovician) of Kentucky and its lateral equivalents in Ohio and Indiana // *Bull. Amer. Paleont.* 1966. Vol. 50. P. 271–441.
25. *Bergström S.M., Massa D.* Stratigraphic and biogeographic significance of Upper Ordovician conodonts from northwestern Libya // *Geol. Libya*. 1992. Vol. IV. P. 1323–1342.
26. *Bultynck P., Sarmiento G.N.*, Reworked Ordovician and autochthonous Siluro-Devonian conodonts from Khemis-n’Ga (Moroccan Meseta) – Depositional, environmental and palaeogeographic implications // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 2003. Vol. 242. P. 257–283.
27. *Burrett C., Long J., Stait B.* Early-Middle Palaeozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana // *Geol. Soc. London. Mem.* 1990. Vol. 12. P. 163–174.
28. *Charpentier R.R.* Conodonts through time and space // *GSA Spec. Pap.* 1984. Vol. 196. P. 11–32.
29. *Cocks L.R.M., Fortey R.A.* Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain // *J. Geol. Soc. London*. 1982. Vol. 139. P. 465–478.
30. *Cocks L.R.M., McKerrow W.S., Van Staal C.R.* The margins of Avalonia // *Geol. Magazine*. 1997. Vol. 134. P. 627–636.
31. *Cocks L.R.M., Fortey R.A.* The Lower Palaeozoic margins of Baltica // *Geologiska Foreningens Forhandlingar*. 1998. Vol. 120. P. 173–179.
32. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Earth geography from 500 to 400 million years ago: A faunal and palaeomagnetic review // *J. Geol. Soc. London*. 2002. Vol. 159. P. 631–644.
33. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane’s identity // *Earth-Sci. Rev.* 2005. Vol. 72. P. 39–66.
34. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* The dynamic evolution of the Palaeozoic geography of eastern Asia // *Earth-Sci. Rev.* 2013. Vol. 117. P. 40–79.
35. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Ordovician palaeogeography and climate change // *Gondwana Research*. 2021. Vol. 100. P. 53–72.
36. *Costello M.J., Tsai P., Wong P.S., Cheung A.K.L., Basher Z., Chaudhary C.* Marine biogeographic realms and species endemism // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. P. 1057.
37. *Danelian T., Noble P., Pouille L., Maletz J.* Palaeogeographical distribution of Ordovician Radiolarian occurrences: Patterns, significance and limitations // *Geol. Soc. London. Mem.* 2013. Vol. 38. P. 399–405.
38. *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tretyakov A.A.* Siliceous–volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite Zone (Central Kazakhstan): Biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle-Late Ordovician // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2020. Vol. 551. 109748.
39. *Domeier M.* A plate tectonic scenario for the Iapetus and Rheic oceans // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 36. P. 275–295.
40. *Domeier M.* Early Paleozoic tectonics of Asia: Towards a full-plate model // *Geosci. Frontiers*. 2018. Vol. 9. P. 789–862.
41. *Dubinina S.V., Ryazantsev A.V.*, Conodont Stratigraphy and Correlation of the Ordovician Volcanogenic and Volcanogenic Sedimentary Sequences in the South Urals // *Russ. J. Earth Sci.* 2008. Vol. 10. P. 1–31.
42. *Dzik J.* Ordovician conodonts and the Tornquist Lineament // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. Vol. 549. 109157.
43. *Ferretti A., Barnes C.R.* Upper Ordovician conodonts from the Kalkbank limestone of Thuringia, Germany // *Palaeontology*. 1997. Vol. 40. P. 15–42.
44. *Ferretti A., Serpagli E.* Late Ordovician conodont faunas from southern Sardinia, Italy: biostratigraphic and palaeogeographic implications // *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*. 1999. Vol. 37. 215–236.
45. *Ferretti A., Messori A., Bergström S.M.* Composition and significance of the Katian (Upper Ordovician) conodont fauna of the Vaux Limestone (‘Calcaire des Vaux’) in Normandy, France // *Estonian J. Earth Sci.* 2014. Vol. 63. P. 214–219.
46. *Fortey R.A., Cocks L.R.M.* Palaeontological evidence bearing on global Ordovician–Silurian continental reconstructions // *Earth-Sci. Rev.* 2003. Vol. 61. P. 245–307.
47. *Ghienne J.F., Le Heron D., Moreau J., Denis M., Deynoux M.* The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform // *Glacial Sediment. Process. Products*. 2007. Vol. 39. P. 295–319.
48. *Ghobadi P.M., Popov L.E., McCobb L.M.E., Perciva I.* New data on the Late Ordovician trilobite faunas of Kazakhstan: implications for biogeography of tropical Peri-Gondwana // *Cuadernos del Museo Geominero*. 2011. Vol. 14. P. 171–178.
49. *Golonka J.* Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps: Early Paleozoic // *Geologica*. 2007. Vol. 35. No. 4. P. 589–654.
50. *Golonka J., Porebski S.J., Barmuta J., Papiernik B., Bębenek S., Barmuta M., Botor D., Pietsch K., Słomka T.* Palaeozoic palaeogeography of the East European Craton (Poland) in the framework of global plate tectonics // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 2019. Vol. 89. P. 381–403.
51. *Huang B., Zhu R., Otofujii Y. et al.* The Early Paleozoic paleogeography of the North China block and the other major blocks of China // *Chinese Science Bulletin*. 2000. Vol. 45. 1057.
52. *Kanasewich E.R., Havskov J., Evans M.E.* Plate tectonics in the Phanerozoic // *Can. J. Earth Sci.* 1978. Vol. 15. P. 919–955.
53. *Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kroner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A.* The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Research*. 2003. Vol. 122. P. 329–358.

54. *Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Yu.A.* The Vendian-Early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondwana, Paleosian Ocean, and Central Asian Foldbelt // *Russ. J. Earth Sci.* 2003. Vol. 5. No. 3. P. 165–184.
55. *Kobayashi T.* The Cambro-Ordovician faunal provinces and the interprovincial correlation // *J. Facult. Sci. Univ. Tokyo.* 1971. No. 18. P. 129–299.
56. *Leslie S.A., Goldman D., Repetski J.E., Maletz J.* Sea-Level Control on the Concentration of Ordovician Conodonts from Deep-Water Siliciclastic Settings. – In: *Pander International Conodont Symposium.* – Leicester. UK. 2006. Abstr. Vol. P. 53.
57. *Li Z.X., Bogdanova S., Collins A., Davidson A., De Waele B., Ernst R., Fitzsimons I., Fuck R., Gladkochub D., Jacobs J., Karlstrom K., Lu, S., Natapov L., Pease V., Pisarevsky S., Thrane K., Vernikovskiy V.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Research.* 2008. Vol. 160. P. 179–210.
58. *Li S., Zhan S., Liu X., Cao H., Yu S., Somerville I., Yu S., Suo Y.* Closure of the Proto-Thethys Ocean and early Paleozoic amalgamation of microcontinental blocks in East Asia // *Earth Sci. Rev.* 2018. Vol. 186. P. 37–75.
59. *Lindstrom M.* Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south central Sweden // *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar.* 1955. Vol. 76. No. 4. 517–603.
60. *Lindstrom M.* Conodont palaeogeography of the Ordovician – In: *The Ordovician System.* – Proc. Palaeontological Association Symposium, Birmingham, September 1974 – Ed. by M.G. Bassett, (Univ. Wales Press & Nation. Museum of Wales, Cardiff. UK. 1976), P. 501–522.
61. *Lofgren A.* Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jamtland, northern Sweden // *Fossils and Strata.* 1978. Vol. 13. P. 1–129.
62. *McCobb L.M.E., Popov L.E.* Late Ordovician trilobites from the Mayatas Formation, Atansor area, north-central Kazakhstan // *Transact. Royal Soc. Edinburgh.* 2016. Vol. 107. P. 33–52.
63. *McElhinny M., Powell C., Pisarevsky S.* Paleozoic terranes of eastern Australia and the drift history of Gondwana // *Tectonophysics.* 2003. Vol. 362. P. 41–65.
64. *McKerrow W.S., Cocks L.R.M.* Oceans, island arcs and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes and environments around the Iapetus Ocean // *J. Geol. Soc. London.* 1986. Vol. 143. P. 185–191.
65. *Metcalfe I.* Paleozoic-Mesozoic history of SE Asia // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2011. Vol. 355. P. 7–35.
66. *Morel P., Irving E.* Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic // *J. Geol.* 1978. Vol. 86. P. 535–561.
67. *Murray S.I., Stewart I.R.* Palaeogeographic significance of Ordovician conodonts from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // *Historical Biology.* 2001. Vol. 15. P. 145–170.
68. *Mannik P., Viira V.* Ordovician conodont diversity in the northern Baltic // *Estonian J. Earth Sci.* 2012. Vol. 61. P. 1–14.
69. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., et al.* Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics.* 1996. Vol. 268. P. 23–63.
70. *Nikitin I.F., Popov L.E., Bassett M.G.* Late Ordovician rhynchonelliform brachiopods of north-central Kazakhstan // *Nation. Museum Wales Geol. Ser.* 2006. Vol. 25. P. 223–294.
71. *Nowlan G.S., McCracken A.D., McLeod M.J.* Tectonic and paleogeographic significance of Late Ordovician conodonts in the Canadian Appalachians // *Can. J. Earth Sci.* 1997. Vol. 34. P. 1521–1537.
72. *Percival I.G., Popov L.E., Zhan R., Ghobadi Pour M.* Patterns of origination and dispersal of Middle to Late Ordovician brachiopods: examples from South China, East Gondwana, and Kazakh terranes // *Cuadernos del Museo Geominero.* 2011. Vol. 14. P. 413–419.
73. *Pohler S.M.L., Barnes C.R.* Conceptual models in Conodont Paleogeology // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg.* 1990. Vol. 118. P. 409–440.
74. *Popov L.E., Cocks L.R.M.* Late Ordovician brachiopods from the Dulankara Formation of the Chu-Ili Range, Kazakhstan: Their systematics, palaeoecology and palaeobiogeography // *Palaeontology.* 2006. Vol. 49. P. 247–283.
75. *Popov L.E., Bassett M.G., Zhemchuzhnikov V.G., Holmer L.E., Klishevich I.A.* Gondwanan faunal signatures from Early Palaeozoic terranes of Kazakhstan and Central Asia: Evidence and tectonic implications // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2009. Vol. 325. P. 23–64.
76. *Popov L.E., Cocks L.R.M.* Late Ordovician brachiopods from the Chingiz Terrane, Kazakhstan, and their palaeogeography // *J. Syst. Palaeontol.* 2014. Vol. 12. P. 687–758.
77. *Popov L.E., Cocks L.R.M.* Late Ordovician palaeogeography and the positions of the Kazakh terranes through analysis of their brachiopod faunas // *Acta Geologica Polonica.* 2017. Vol. 67. No. 3. P. 323–380.
78. *Pruss S.B., Finnegan S., Fischer W.W., Knoll A.H.* Carbonates in skeleton-poor seas: new insights from Cambrian and Ordovician strata of Laurentia // *PALAIOS.* 2010. Vol. 25. P. 73–84.
79. *Pyle L.J., Barnes C.R.* Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of conodonts from the Kechika Formation, Skoki Formation, and Road River Group (Upper Cambrian to Lower Silurian), Northeastern British Columbia. – (Nation. Res. Council of Canada Res. Press, Ottawa, Canada. 2002), 227 p.
80. *Rasmussen J.A.* A reinterpretation of the conodont Atlantic Realm in the late Early Ordovician (early Llanvirn) // *Palaeontologia Polonica.* 1998. Vol. 58. P. 67–77.
81. *Rasmussen J.A.* Conodont biostratigraphy and taxonomy of the Ordovician shelf margin deposits in the Scandinavian Caledonides // *Fossils and Strata.* 2001. Vol. 48. P. 1–180.
82. *Rasmussen J.A., Stouge S.* Baltoscandian conodont biofacies fluctuations and their link to Middle Ordovician (Darriwilian) global cooling // *Palaeontology.* 2018. Vol. 61. No. 3. P. 391–416.

83. *Scotese C.R.* Atlas of Earth History. – Vol. 1 – Paleogeography. – (Texas, Arlington, USA. 2001. PALEOMAP Project), 52 p.
84. *Scotese C.R.* Plate tectonic evolution during the last 1.5 billion years: The movie – (Texas, Arlington, USA. 2018. PALEOMAP Project Rep. No. 112117A), 74 p.
85. *Scotese C., Bambach R., Barton C., Van der Voo R., Ziegler A.* Paleozoic base maps // *J. Geol.* 1979. Vol. 87. P. 217–277.
86. *Scotese C.R., Van der Voo R., Bonhommet N.* Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism // *Geodynamics.* 1984. Vol. 12. P. 1–136.
87. *Scotese C.R., McKerrow W.S.* Ordovician plate tectonic reconstructions // *Can. Geol. Surv. Pap.* 1991. Vol. 90. P. 271–282.
88. *Şengor A.M.C., Natalin B.A., Sunal G., Van der Voo R.* The tectonics of the Altaids: Crustal growth during the construction of the continental lithosphere of Central Asia between ~750 and ~130 Ma ago // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2018. Vol. 46. P. 439–494.
89. *Serra F., Feltes N.A., Mango M., Henderson M., Albanesi G., Ortega G.* Darriwilian (Middle Ordovician) conoseradonts and graptolites from the Cerro La Chilca Section, Central Precordillera, Argentina // *Andean Geology.* 2020. Vol. 47. No. 1. P. 125–143.
90. *Servais T., Blicek A., Caridroit M., Chen X., Paris F., Tortello M.F.* The importance of plankton and nekton distributions in Ordovician palaeogeographical reconstructions // *Bulletin de la Société Géologique de France.* 2005. Vol. 176. No. 6. P. 531–543.
91. *Servais T., Sintubin M.* Avalonia, Armorica, Perunica: terranes, microcontinents, microplates or palaeobiogeographical provinces? // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2009. Vol. 325. P. 103–115.
92. *Servais T., Harper D.A.T.* The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): definition, concept and duration // *Lethaia.* 2018. No. 51. P. 151–164.
93. *Sheehan P.M.* The Late Ordovician mass extinction // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. Vol. 29. P. 331–364.
94. *Shliaupa S., Fokin P., Lazauskieni J., Stephenson R.L.A.* The Vendian-Early Palaeozoic sedimentary basins of the East European Craton // *Geol. Soc. London. Mem.* 2006. Vol. 32. P. 449–462.
95. *Smith A.G., Briden J.C., Drewry G.E.* Phanerozoic world maps // *Spec. Pap. Palaeontol.* 1973. Vol. 12. P. 1–42.
96. *Stampfli G., Borel G.* A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. No. 196. P. 17–33.
97. *Stouge S., Bagnoli G., Rasmussen J.A.* Late Cambrian (Furongian) to Mid-Ordovician Euconodont Events on Baltica: Invasions and immigrations // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2020. Vol. 549. No. 3. 109151.
98. *Sweet W.C.* The Conodonta: morphology, taxonomy, palaeoecology, and evolutionary history of a long-extinct animal phylum. – (Clarendon Press, Oxford, UK. 1988), pp. 212.
99. *Sweet W.C., Turco C.A., Warner E., Wilkie L.C.* The American Upper Ordovician Standard. I. Eden conodonts from the Cincinnati region of Ohio and Kentucky // *J. Paleontol.* 1959. Vol. 33. P. 1029–1068.
100. *Sweet W.C., Bergström S.M.* Provincialism exhibited by Ordovician conodont faunas: Paleogeographic provinces and provinciality // *Soc. Econom. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 1974. No. 21. P. 189–202.
101. *Sweet W.C., Bergström S.M.* Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician // *GSA Spec. Pap.* 1984. Vol. 196. P. 69–87.
102. *Tolmacheva T.Yu., Danelian T., Popov L.E.* Evidence for 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // *Geology.* 2001. Vol. 29. No. 8. P. 755–758.
103. *Tolmacheva T.Yu., Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V.* Ordovician conodont biostratigraphy, diversity and biogeography in deep-water radiolarian cherts from Kazakhstan // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2021. Vol. 578. P. 110572.
104. *Torsvik T.H., Ryan P.D., Trench A., Harper D.A.T.* Cambro-Ordovician Palaeogeography of Baltica // *Geology.* 1991. Vol. 19. No. 1. P. 7–10.
105. *Torsvik T., Smethrust M.* Plate tectonic modelling: virtual reality with GMap // *Comput. Geosci.* 1999. Vol. 25. P. 395–402.
106. *Torsvik T., Cocks R.* Earth History and Palaeogeography. – (Cambridge Univ. Press. Cambridge. UK, 2017), pp. 317.
107. *Trotter J.A., Williams I.S., Barnes C.R., Lécuyer C., Nicoll R.S.* Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversity? Evidence from conodont thermometry // *Science.* 2008. Vol. 321. P. 550–554.
108. *Uutela A.* Proterozoic and early Palaeozoic microfossils in the Karikkoselkä impact crater, central Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 2001. Vol. 73. Part. 1–2. P. 75–85.
109. *Vandenbroucke T.R.A., Armstrong H.A., Williams M., Zalasiewicz J.A., Sabbe K.* Ground-truthing Late Ordovician climate models using the paleobiogeography of graptolites // *Palaeoceanography.* 2009. Vol. 24. PA4202.
110. *Vandenbroucke T.R.A., Armstrong H.A., Williams M., Paris F., Sabbe K., Zalasiewicz J., Nölvak J., Verniers J.* Epipelagic chitinozoan biotopes map a steep latitudinal temperature gradient for earliest Late Ordovician seas: Implications for a cooling Late Ordovician climate // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. Vol. 294. P. 202–219.
111. *Vérard C.* Plate tectonic modelling: review and perspectives // *Geol. Magazine.* 2018. Vol. 156. No. 2. P. 208–241.
112. *Vérard C.* Panalexis: towards global synthetic palaeogeographies using integration and coupling of manifold models // *Geol. Magazine.* 2019. Vol. 156. Is. 2. P. 320–330.
113. *Verniers J., Pharaoh T.C., André L., Debacker T., De Vos W., Everaerts M., Herbosch A., Samuelsson J., Sintubin M., Vecoli M.* The Cambrian to Mid-Devonian basin development and deformation history of Eastern Avalonia east of the Midlands Microcraton: New data and a review // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2002. Vol. 201. P. 47–93.

114. *Webby B.D., Percival I.G., Edgecombe G., Vandenberg F., Cooper R., Pickett J., Pojeta Jr.J., Playford G., Winchester-Seeto T., Zhen Y.Y., Nicoll R.S., Ross J.R.P., Schallreuter R., Young G.* Ordovician biogeography of Australasia // *Assoc. Australian Palaeontol. Mem.* 2000. Vol. 23. P. 63–126.
115. *Wegener A.* Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. – (Friedrich Vieweg, Sohn, Braunschweig, Germany. 1929. 4th edn.), pp. 231.
116. *Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M.* The Altaids of Central Asia: A preliminary innovative review // *Earth-Sci. Rev.* 2012. Vol. 113. P. 303–341.
117. *Williams M., Floyd J.D., Salas M., Siveter D.J., Stone P., Vannier J.* Patterns of ostracod migration for the ‘North Atlantic’ region during the Ordovician // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2003. Vol. 195. P. 193–228.
118. *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London.* 2007. Vol. 164. P. 31–47.
119. *Xiao W.J., Kröner A., Windley B.F.* Geodynamic evolution of Central Asia in the Paleozoic and Mesozoic // *Int. J. Earth Sci.* 2009. Vol. 98. P. 1185–1188.
120. *Zhao G., Wang Y., Huang B. et al.* Geological reconstructions of the Eastern Asian blocks: from the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea // *Earth Sci. Rev.* 2018. Vol. 186. P. 262–286.
121. *Zhen Y.Y., Percival I.G.* Ordovician conodont biogeography – reconsidered // *Lethaia.* 2003. Vol. 36. P. 357–369.
122. *Zhen Y.Y., Percival I.G., Zhang Y.* Floian (Early Ordovician) conodont-based biostratigraphy and biogeography of the Australasian Superprovince // *Palaeoworld.* 2015. Vol. 23. No. 1–2. P. 100–109.
123. *Zhen Y.Y., Percival I.G., Gilmore P., et al.* Conodont Biostratigraphy of Ordovician Deep-Water Turbiditic Sequences in Eastern Australia—A New Biozonal Scheme for the Open-Sea Realm // *J. Earth Sci.* 2021. Vol. 32. No. 3. P. 486–500.
124. *Zhylykaidarov A.* Conodonts from Ordovician ophiolites of central Kazakhstan // *Acta Palaeontol. Polonica.* 1998. Vol. 43. No. 1. P. 53–48.
125. *Ziegler A.M., Scotese C.R., McKerrow W.S., Johnson M.E., Bambach R.K.* Paleozoic paleogeography // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1979. Vol. 7. P. 473–502
126. Deep Time Maps, <http://deeptimemaps.com>, (Accessed May 12, 2021).
127. GMAR, [http://www.earthdynamics.org/earthhistory/gmap\\_info.html](http://www.earthdynamics.org/earthhistory/gmap_info.html), (Accessed May 12, 2021).
128. EarthByte, <https://www.earthbyte.org>, (Accessed May 12, 2021).
129. GPlates, <http://portal.gplates.org>, (Accessed May 12, 2021).

## Ordovician Paleogeography: Possibilities of Biogeographical Constructions from Conodonts

T. Yu. Tolmacheva<sup>a, b, \*</sup>, K. E. Degtyarev<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Karpinskii All-Russian Scientific Research Geological Institute (VSEGEI),  
Sredny prosp., bld. 74, 199106 St. Petersburg, Russia*

<sup>b</sup>*Geological Institute RAS, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: tatianna\_tolmacheva@vsegei.ru*

The article provides an overview of modern global paleogeographic reconstructions for the Ordovician period and regional paleogeographic models of the structures of the East European Platform and the western part of the Central Asian orogenic belt. The history of the development of the biogeography of conodonts and their biogeographic studies is outlined. It is shown that the biogeography of the Ordovician conodonts follows the principles of biogeography of the modern ocean allowing identification of areas/kingdoms of the open sea and shallow seas as main biogeographic subdivisions. It is shown that the biogeography of pelagic conodont faunas in the Ordovician is determined by climatic zonality. The biogeographic characteristics of the faunas of the shallow sea basins are confirmed by the level of endemism of pelagic conodont faunas, which makes it possible to assess the mutual geographical location of paleobasins. The contribution of the biogeographic zoning of conodonts to the development of ideas about the paleogeography of the East European Platform and the western part of the Central Asian orogenic belt is shown.

**Keywords:** paleogeographic reconstructions, regional paleogeography, biogeography, Ordovician, conodonts, paleocontinents, East European Platform, western part of the Central Asian orogenic belt

УДК 552.1:551.24:551.251

## ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И СТРУКТУРА РУКЕРСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-АНТАРКТИЧЕСКОГО КРАТОНА: ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ АРХЕЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

© 2022 г. В. А. Маслов\*

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов  
Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология),  
Английский просп., д. 1, 190121 Санкт-Петербург, Россия*

*\*e-mail: massev@gmail.com*

Поступила в редакцию 15.09.2021 г.

После доработки 16.07.2022 г.

Принята к публикации 30.09.2022 г.

В статье представлены комплексные результаты интерпретации структурно-петрологических исследований, новых геохимических, изотопно-геохронологических данных метаморфических и метаинтрузивных образований палеоархейского заложения горных объектов Раймилл и Блумфилд в северной части Рукерской гранит-зеленокаменной области (Горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида). Выявлена детальная последовательность смены архейских тектоно-магматических процессов в северном блоке Рукерской области, а также показаны главные этапы тектонических деформаций и метаморфизма в ходе геодинамической эволюции докембрия, что является ключом к пониманию истории геологического развития архейских метаморфических комплексов Восточной Антарктики и древних регионов Земли. Северную часть Рукерского террейна слагают мезо-неоархейские гранито-гнейсовые купола, тектонически обрамленные фрагментами зеленокаменного пояса мезо-неоархейской метавулканогенно-осадочной серии Мензис. Разобщенные блоки или пакеты пластин метавулканогенно-осадочных толщ представляют собой разрез преимущественно слабометаморфизованных средне-кислых песчаников, кварцитов и слюдястых сланцев. Совокупность представленных горных пород охватывает значительный интервал времени от 3.2 до 2.5 млрд лет. Состав мезоархейских гранито-гнейсовых куполов серии Моусон (3.2–3.1 млрд лет) отвечает древним гранитоидам, близок тоналит-трондьемит-гранодиоритовым (ТТГ) комплексам и сопоставим с аналогичными ассоциациями древних кратонов Австралии, Канады и Фенноскандии. Породы серии Моусон являются полиметаморфическими, значительная степень их перекристаллизации связана с мезоархейским этапом метаморфизма, время завершения которого соотносится с образованием впервые выделенных автором мезо-неоархейских блоков гранито-гнейсового купола ТТГ ассоциации с возрастом ~2.8 млрд лет. По оболочкам изученных цирконов ТТГ гнейсов определен возраст ярко проявленного тектоно-термального события ~2.7 млрд лет. Ортогнейсы серии Моусон и ТТГ гнейсы сопоставляются с внутриплитными гранитоидами А-типа и отнесены к разновидности низкотитанистых, существенно калиевых архейских гранитоидов. Геохимический анализ состава пород показал, что образование первичных расплавов мезо-архейских ортогнейсов Моусон происходило в коре на меньших глубинах ( $P < 8-10$  кбар) в сравнении с мезо-неоархейскими ТТГ гнейсами, формирование которых возможно определялось увеличением мощности коры, сменившееся ее растяжением и утонением на рубеже ~2.5 млрд лет.

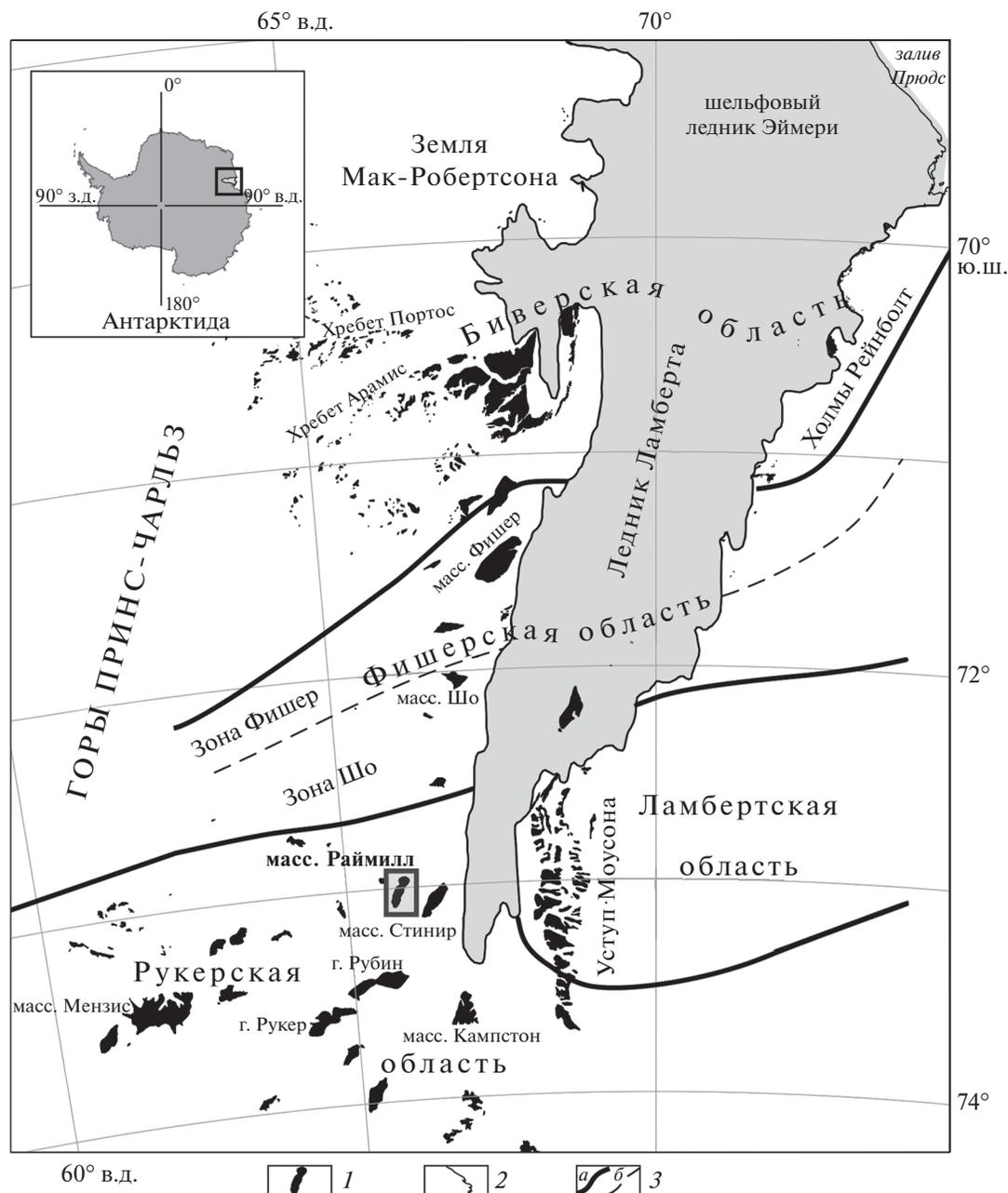
*Ключевые слова:* Восточная Антарктида, тектоника, геохронология архея, гранито-гнейсовые купола, зеленокаменные пояса, ТТГ ассоциации, рифтогенез, плюм-литосферное взаимодействие

**DOI:** 10.31857/S0016853X22060054

### ВВЕДЕНИЕ

Регионом исследования являются Горы Принс-Чарльз, расположенные в центральной части Восточной Антарктики. В 1972 г. в ходе 17-ой Советской Антарктической экспедиции впервые отечественными исследователями было проведе-

но посещение области южной части Гор Принс-Чарльз, включая массив Раймилл и гору Блумфилд [22]. Наземное комплексное геологическое исследование этих горных объектов было проведено 60-ой Российской Антарктической экспедицией сезона 2014–2015 гг. российскими геологами Полярной морской геологоразведочной экс-



**Рис. 1.** Структурно-тектоническая схема Гор Принс-Чарльз (ледник Ламберта, Восточная Антарктида). 1 – выходы горных пород; 2 – береговая линия и границы ледников; 3 – структурно-формационные (границы): а – области, б – зоны

педиции (АО «ПМГРЭ», г. Ломоносов, г. Санкт-Петербург, Россия) и ФГБУ «ВНИИОкеангеология» (г. Санкт-Петербург, Россия), а также было осуществлено дополнительное посещение массива Стинир, расположенного в 10 км к востоку от массива Раймилл [47, 48, 56–58].

Горы Принс-Чарльз расположены в пределах докембрийской Восточно-Антарктической платформы и простираются с севера на юг на расстояние более чем 600 км (рис. 1). В крупнейшей горной системе Восточной Антарктиды выделяются

Рукерская и Рейнерская структурно-тектонические провинции. Рукерская провинция расположена на юге, в истоках ледника Ламберта, большей своей частью – к западу, а также в южной части уступа Моусон – к востоку.

Рукерская провинция включает два структурно-формационных террейна, которыми являются:

- архейская Рукерская гранит-зеленокаменная область;
- палеопротерозойская Ламбертская гранито-гнейсовая область.

Рейнерская провинция представляет собой масштабный по площади протерозойский Циркумантарктический подвижный пояс, часть которого представлена севернее Рукерской гранит-зеленокаменной области и включает Фишерскую палео-мезопротерозойскую вулканоплутоническую и мезо-неопротерозойскую Биверскую гранулитогнейсовую области [7].

Горные массивы Раймилл, Стинир и г. Блумфилд расположены в южной части Гор Принс-Чарльз и относятся к крайнему северному блоку Рукерской гранит-зеленокаменной области архейской стабилизации в зоне ее сочленения с Рейнерской провинцией (см. рис. 1).

В течение последних двадцати лет изучения полиметаморфического Рукерского террейна, представления о его вещественно-фациальном и структурном строении претерпевали изменения. Были выделены серия ортогнейсов Моусон с возрастом 3.4–3.1 млрд лет, метаосадочные серии Мензис, Рукер и Содружество, мезо-неоархейского, палеопротерозойского и неопротерозойского возраста соответственно [20, 32, 46–48, 50, 56, 58, 61]. Также, как самостоятельная таксономическая единица был выделен комплекс Тинги, включающий палео-мезоархейские ортогнейсы Моусон, метаосадочные группы Мензис (~3100 млн лет) и Стинир (~2800 млн лет), а также позднюю палеопротерозойскую группу Рукер в составе комплекса Ламберта [56, 57]. Древнейшими образованиями Рукерской гранит-зеленокаменной области являются породы ортогнейсовой серии Моусон, для которых ранее был получен палеоархейский возраст ~3.4 млрд лет [47]. Ортогнейсы Моусон относятся к палео-мезоархейскому фундаменту для супракрустальных серий Мензис, Рукер и Содружество [1].

В ходе проведенных комплексных изотопно-геохронологических исследований в 2017–2019 гг., нами были получены новые данные о возрасте протолитов орто- и парапород массива Раймилл [1, 12, 13, 45] (рис. 2).

Ортогнейсы серии Моусон имеют возраст кристаллизации магматического протолита по двум близким разновидностям 3164–3163 млн лет, породы серии формируют куполообразную, складчатую структуру с элементами деформаций  $D_1$  и мезо-неоархейского метаморфизма  $M_1$ , время отложения осадочного протолита серии Мензис оценивается в 3.1–3.0 млрд лет [1]. Возраст неоархейского тектоно-термального события  $M_2$  по кристаллизации циркона соответствует значению  $2690 \pm 31$  млн лет, которое отвечает внедрению синметаморфических птигматитовых гранитоидных жил, секущих мезоархейские серии [1].

Актуальной проблемой является корреляция метавулканогенно-осадочных серий и групп Ру-

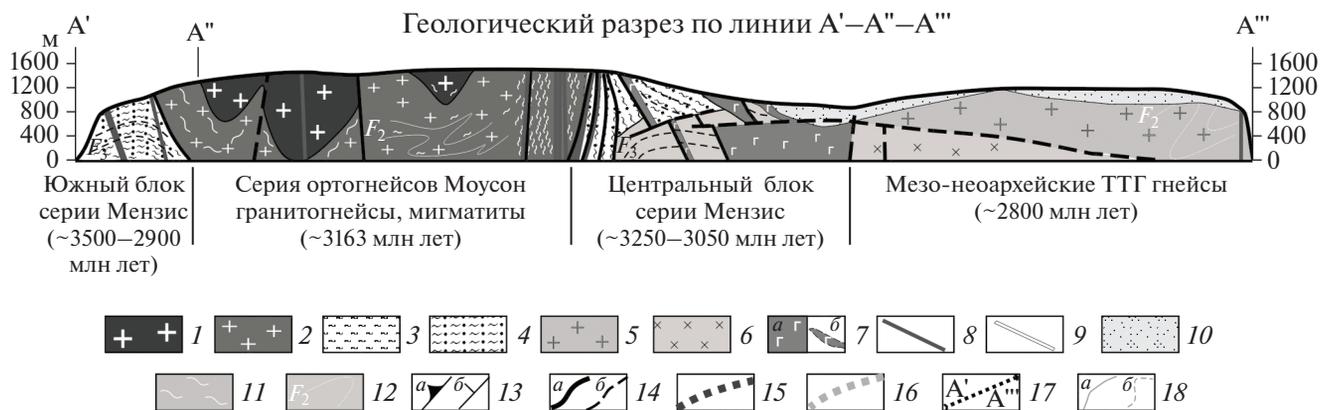
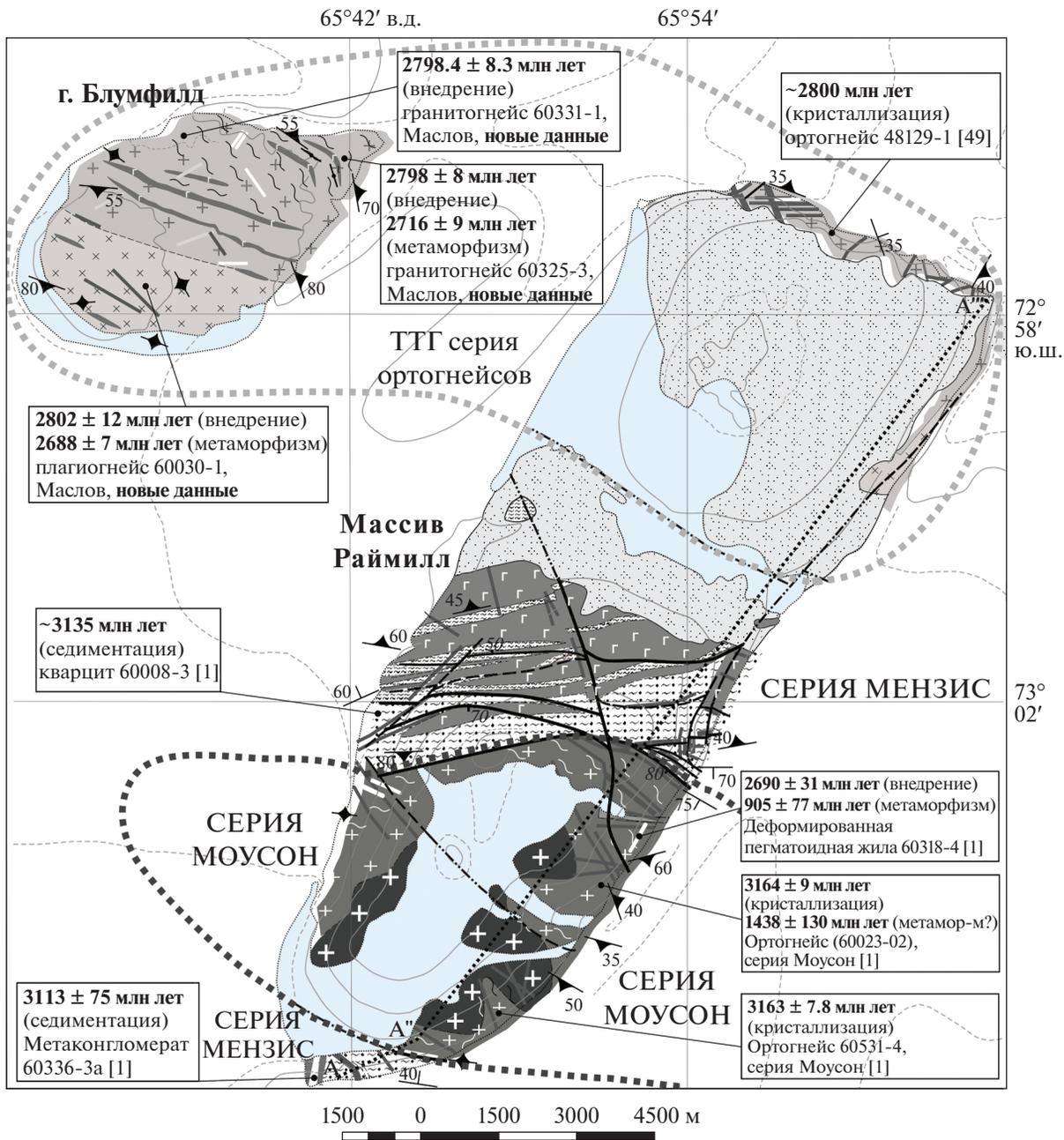
керского террейна. Ортогнейсы Моусон, а так же деформированные гранитоиды на рубеже 2800 млн лет в этой части Рукерского комплекса до сих пор не были идентифицированы. Их геохимические особенности, а также геодинамическая природа оставались практически не изученными. Сопоставление их развития с другими регионами Земли является основной задачей настоящего исследования.

Серия Мензис, выделенная М.Г. Равичем [19] в 1972 г. и названная по одноименной горе Мензис, опосредованно относится к архейским образованиям. Серия закартирована на основе полевых, структурно-литологических наблюдений, фациального и петрографического анализа. Детального изучения, а также геохронологических исследований на г. Мензис не проводилось, современные публикации отсутствуют и к настоящему времени установлен возраст гнейсов только соседствующей к северу г. Бейлисс, который отвечает границе мезо-неоархея  $2822 \pm 17$  млн лет [48].

Исследованный регион Восточной Антарктиды, также, как и другие гранит-зеленокаменные области мира, обладает характерными особенностями для полифациальных архейских террейнов, своим морфоструктурным строением и рядом специфических черт, отличающих их от протерозойских комплексов.

В этой связи, изучение этого региона имеет ключевое значение для установления геологических взаимоотношений между древней Рукерской провинцией, расположенной на юге, и протерозойскими областями, занимающими центральную часть горной системы Принс-Чарльз ледника Ламберта. Определение возрастных тектоно-термальных рубежей в архее и раннем протерозое, а также выявление особенностей тектонических структур региона позволяет понять раннее геологическое развитие метаморфических комплексов региона и сделать выводы о геодинамической эволюции архея Восточно-Антарктического кратона.

Целью настоящего исследования является изучение метамагматических и метаосадочных мезоархейских серий и раннепалеопротерозойских базитовых комплексов, их структурный анализ и выделение парагенезов для оценки эволюции тектоно-термальных процессов на ранних этапах деформации. Проведено определение возраста метаморфических пород с помощью изотопной геохронологии и выявление петрохимических особенностей для выяснения петрогенезиса и реконструкции геодинамических условий формирования Рукерской гранит-зеленокаменной области.



**Рис. 2.** Геологическая схема и разрез А'—А"—А''' массива Раймилл.

1—2 — мезоархейская ортогнейсовая серия Моусон: 1 — амфибол-биотитовые теневые мигматиты, мигматит-граниты, 2 — амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфибол-биотитовые гранитогнейсы; 3—4 — мезоархейская метавулканогенно-осадочная серия Мензис: 3 — ( $\pm$ кварц)-хлорит-сланцевые, амфибол-сланцевые сланцы, реже ( $\pm$ гранат  $\pm$  кианит)-ставролитовые сланцы и кварциты, 4 — преимущественно слюдяные, фукситовые кварциты, кварцевые метапесчаники, редко кварцевые метаконгломераты и слюдяные амфиболовые сланцы; 5—6 — мезо-неоархейские гранитогнейсы (ТТГ ассоциация): 5 — амфибол-биотитовые гранитогнейсы с отдельными прослоями кристаллических сланцев, 6 — амфибол-биотитовые плагиогнейсы; 7 — метабазиты (апогаббровые пироксен-амфиболовые сланцы, амфиболиты); а — силлы, б — дайки; 8 — дайки метадолеритов; 9 — жилы и дайки гранитов и гранитных пегматитов; 10 — четвертичные отложения; 11 — мигматизация; 12 — структурные линии морфологии складок в разрезе, этапы складчатости ( $F_2$ ,  $F_3$ ); 13 — элементы залегания пород: а — ортопороды, б — парапороды; 14 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 15 — предполагаемые структурно-формационные границы серии Моусон и серии Мензис; 16 — предполагаемые структурно-формационные границы развития ТТГ-серии; 17 — линия геологического разреза на схеме; 18 — горизонталь рельефа

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе обобщены результаты петрографического анализа прозрачных шлифов из коллекции автора (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия) и Полярной геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ, г. Ломоносов, г. Санкт-Петербург, Россия). Использованы полученные автором данные и материалы АО «ПМГРЭ» по вещественному составу метаморфических и метаинтрузивных пород, изученные стандартными аналитическими методами в Химико-спектральной лаборатории АЦ ВНИИОкеангеология и центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Определение содержания порообразующих окислов, а также ванадия, хрома и бария выполнялось рентгеноспектральным методом XRF, определение редких и редкоземельных элементов выполнено методами XRF и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, центральная лаборатория ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия).

Sm—Nd изохронное датирование по минералам и породе выполнялось по стандартной методике и производилось на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON (г. Санкт-Петербург, Россия) в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Sm и Nd составила 0.5%. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, осуществлялось в программе ISOPLOT [38].

Аналитические работы и выделение цирконов для изотопных исследований с применением изодинамического магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей производились в ИГД РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). U—Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ

(ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) по общепринятой методике [64].

Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Погрешность измерений единичных анализов в пределах  $1\sigma$ , для расчетных конкордантных возрастов и их пересечений с конкордией —  $2\sigma$ .

Pb/U соотношения нормализовались к международным стандартам циркона 91 500 и TEMORA.

Содержание обыкновенного свинца ( $^{206}\text{Pb}$ ) было скорректировано по измеренному содержанию  $^{204}\text{Pb}$ . Все приводимые значения возраста, если не оговорено особо, соответствуют конкордантному U—Pb возрасту, полученному при расчете по программе Isoplot/Ex-3.0 [39].

## СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РУКЕРСКОЙ ОБЛАСТИ

Горный массив Раймилл слагают мезоархейские ортогнейсы серии Моусон и мезо—неоархейские метавулканогенно-осадочные образования серии Мензис, которые представляют собой широтно чередующиеся, разномасштабные, крутопадающие, тектонические пластины или блоки (до нескольких км шириной), в отдельных случаях имеющие чешуйчато-надвиговое строение, с общим выполаживанием углов сместителя к северу (см. рис. 2).

Северный блок массива Раймилл и г. Блумфилд сложен мезо-неоархейской ассоциацией тоналит-гранодиоритового состава (ТТГ ассоциация). Этот единый, крупный, многофазный pluton прорывает супракрустальные толщи серии Мензис, возраст которых древнее образований ТТГ ассоциации, но контакты скрыты под тонким чехлом четвертичных отложений и снежников.

Ортогнейсы Моусон, метаосадки серии Мензис и ТТГ гнейсы северного блока интродуцированы деформированными гранитными жилами и



**Рис. 3.** Обнажение мигматизированных биотитовых гранитогнейсов, типичных для серии Моусон ( $AR_3ms$ ) в основании восточного склона центральной части массива Раймилл (т.н. 60318). Показаны (пунктир) детальные участки мигматизированных амфибол-биотитовых меланогнейсов серии Моусон (см. рис. 6). На фото (слева) расположена палеопротерозойская дайка метагабброидов ( $mvPR_1$ ), секущая все геологические тела серии Моусон.

более поздними метаинтрузивными силлами (пластообразными телами) метабазитов (метагабброидов, апогаббровых амфиболовых сланцев, амфиболитов), сериями долеритовых даек, поздними жилами раннекембрийских гранитных пегматитов и микроклиновых гранитов.

### Серия ортогнейсов Моусон

Южная часть массива Раймилл сложена ортогнейсами серии Моусон, это преимущественно амфибол-биотитовые гнейсы, их мигматиты, гранитогнейсы, линзы и ленты амфибол-биотитовых кристаллосланцев, возраст кристаллизации магматического протолита амфибол-биотитового гнейса  $3164.2 \pm 9.2$  млн лет и биотитового гранитогнейса  $3163.2 \pm 7.8$  млн лет [1] (рис. 3).

Породы серии представляют собой мезоархейский гранито-гнейсовый купол, по периметру тектонически обрамленный породами мезоархейской метавулканогенно-осадочной серии Мензис.

Гранито-гнейсовый купол занимает около трети площади массива Раймилл и представляет собой структуру изометричной формы (площадь  $5.5 \times 7$  км), состоящую из ядра анатектических гранитоидов и мигматит-гранитов, которые окружены мигматитовыми гнейсами с периферической гнейсовой “оторочкой” (биотитовые лейкогнейсы, реже — плагиогнейсы), а также пластинами или лентами амфибол-биотитовых кристаллических сланцев. Мигматиты представлены тонкопослойными, слоисто-полосчатыми, пластично-брекчиевидными, флюидалными и гнейсовидно-теневыми морфологическими типами. Различные по площади и типу мигматизации зоны часто разделены телами мигматит-гранитов, со-

держащих мелкие скиалиты лейкократовых гранито-гнейсов, плагиогнейсов или амфибол-биотитовых кристаллических сланцев.

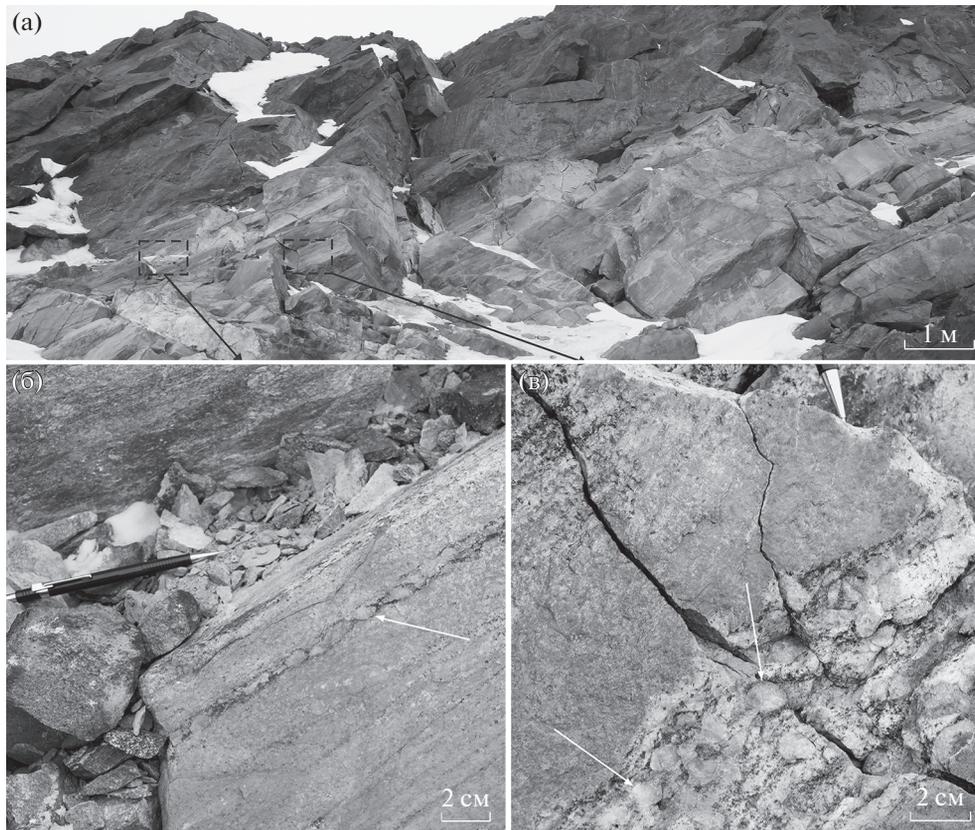
### Метавулканогенно-осадочная серия Мензис

Супракрустальные толщи мезо—нео(?)архейской серии Мензис, залегающие к югу и северу от гранито-гнейсового купола, слагают малоамплитудные складчатые формы зеленокаменного пояса и представляют собой усеченный разрез метавулканогенно-осадочных пород (см. рис. 2).

В основании метавулканогенно-осадочного разреза г. Раймилл отсутствуют или не вскрыты в обнажениях типичные для большинства разрезов архейских зеленокаменных поясов ранние метавулканыты и осадки, которые распространены в некоторых других районах Рукерской области. Это — образования коматиитов, развитые на уступе Моусон и джеспилиты, широко распространенные на г. Рукер и соседних горных массивах [7, 19, 20].

Породы образуют два структурных блока — южный и центральный, и представлены слабо-метаморфизованными, до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, средне-кислыми метасадками (см. рис. 2):

- редко ( $\pm$ гранат  $\pm$  кианит  $\pm$  амфибол)-ставролит-биотитовые кристаллосланцы;
- преимущественно кварц-биотитовые метасаншаники, метаконгломераты, слюдястые, фукситсодержащие кварциты;
- средние, основные метавулканыты (биотит-амфиболовые, ( $\pm$ амфибол)-хлорит-слюдястые сланцы).



**Рис. 4.** Хлорит-слюдястый метапесчаник со слабо уплощенной кварцевой галькой (метаконгломерат) Южной толщи серии Мензис массива Раймилл (т.н. 60336). Показаны (стрелки белым): (а) – тонкие прослои; (б) – изометричные скопления гальки разной окатанности.

Суммарная мощность толщ в центральной части Раймилл составляет 1740 м (в южном блоке – ~700 м), а время максимальной седиментации пород серии Мензис определено в 3.0–3.1 млрд лет [1, 34, 47, 50]. U–Pb возраст по детритовым цирконам (SHRIMP-II) отложения протолитов кварцитов оценен в 3135 млн лет, с диапазоном близконкордантных значений от 3266 до 2778 млн лет [1], т.е. с присутствием неoarхейских возрастов (см. рис. 2).

В регионе исследования нижнюю часть разреза составляют метапесчаники и кварциты в сочетании с прослоями (средне-)мелкогалечных метаконгломератов, находящиеся в южном окончании массива Раймилл (рис. 4).

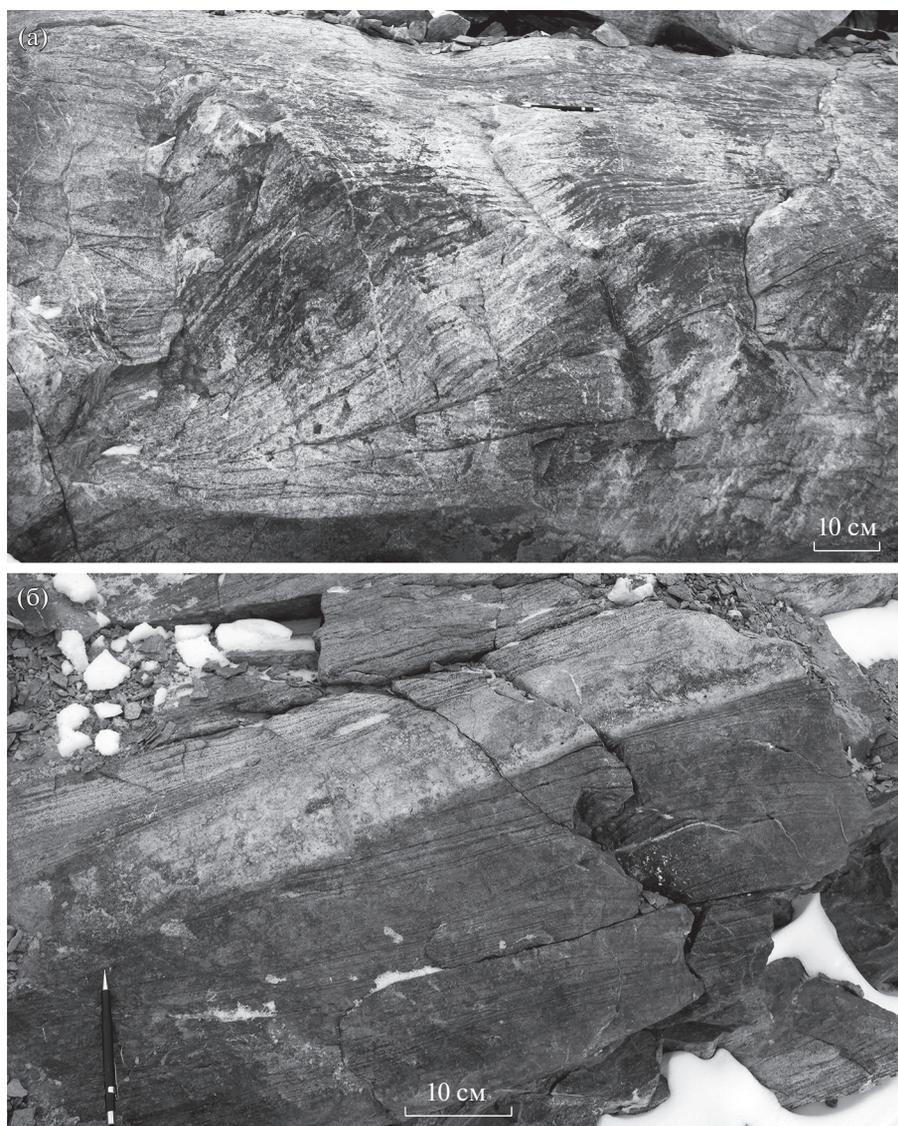
Возраст осадконакопления метаконгломератов определен в  $3113 \pm 75$  млн лет [1]. По Sm–Nd данным и общей петрогенетической характеристике метаконгломератов, это породы разреза предполагаются наиболее древними, и они формировались, в том числе, за счет доли палеoarхейского вещества. Модельный  $T_{(DM)}^{Nd}$  породы отвечает возрасту 3510 млн лет ( $\epsilon Nd = (3100 \text{ млн лет}) - 2.1$ ).

Метаконгломераты представлены средне-мелкообломочной, полуокатанной, окатанной галькой с мелко-среднезернистым, кварцитовым и/или метапесчаниковым цементом.

Даже с учетом наложенных деформаций, обломки имеют разную плотность укладки, до максимально плотной упаковки гальки в отдельных прослоях. Кроме кварцевой гальки отмечаются отдельные обломки состава гранитоидов или кварцевых песчаников. Подобные породы соответствуют базальным конгломератам или относятся к нижней части осадочного разреза и свидетельствуют о начале трансгрессивной стадии.

Также в западном борту центральной части массива, в составе фукситовых сланцев отмечена среднеокатанная галька кварцитов. Такие породы относятся к внутриформационным конгломератам, они свидетельствуют о размыве, переотложении фрагментов нижележащих пород и смене седиментационных циклов. Аналогичные образования отмечены и ранее в составе Рукерского комплекса [20].

Также в южном блоке метаосадков (Южная толща) отмечаются мощные (от первых десятков метров до 300 м) пачки переслаивания биотит-



**Рис. 5.** Реликтовая косая слоистость в метапесчаниках Южной толщи серии Мензис массива Раймилл (т.н. 60368). (а) – реликтовая пучковидная косая слоистость; (б) – косая слоистость с малыми углами в пачке переслаивания метапесчаников и кварцитов (т.н. 60338).

кварцевых метапесчаников и кварцитов (рис. 5). В метапесчаниках проявлена реликтовая косая слоистость разной морфологии. Это породы хлорит-мусковит-биотит-кварцевого состава, где глинисто-алевритовая составляющая представлена преимущественно слюдами. Отмечается значительная сортировка материала, малые углы наклона слойков (до  $\angle 5^\circ - 7^\circ$ ) в косых сериях. Наличие пучковидных типов косой слоистости свидетельствует о возможном формировании, как в дельтовых, так и прибрежно-морских условиях.

Выявить различие между аллювиальными и мелководными прибрежно-морскими отложениями в мощных формациях кварцитов и метапесчаников непросто, особенно в изученных архейских толщах, где отсутствует фауна, а также такие харак-

теристики аллювиальных отложений, как наличие красноцветных песчаников или русловые формы, могут встречаться в других обстановках и не являться диагностическим признаком [4, 10, 31].

Тем не менее, морфологические типы косой слоистости в метапесчаниках в сочетании с мета-конгломератами, а также хорошая сортировка материала – выдержанность слойков, окатанность кварцевой гальки, тонкозернистые прослои, отвечающие кварцитам, позволяют относить эти образования к единой группе фациальных обстановок прибрежного осадконакопления [4, 8, 10, 30]. Наиболее вероятно, что осадки формировались в теригенных, дельтовых или мелководных прибрежных условиях, в зоне перехода от областей плоскостного смыва конечных аллю-

виальных дельт (конусов выноса) до пляжных прибрежно-морских обстановок со значительной сортировкой материала.

### **Тоналит-грондьеит-гранодиоритовая (ТТГ) ассоциация (2.8 млрд лет)**

Гора Блумфилд и северная оконечность массива Раймилл, представляя тектонические блоки общей куполовидной структуры, сложенные мезо-неоархейскими гранитогнейсами ТТГ ассоциации, представленными амфибол-биотитовыми гранитогнейсами и плагиогнейсами с отдельными прослоями ( $\pm$ биотит)-амфиболовых кристаллических сланцев, и секущими их силлами метагабброидов и дайками долеритов. Показана предполагаемая геологическая граница между выделенными разновидностями ТТГ гнейсов (плагио- и гранитогнейсы) (см. рис. 2).

Контакты с супракрустальной серией Мензис скрыты под маломощным плащом четвертичных отложений, но, скорее всего, имеют тектонический сдвиг-сбросовый и/или надвиговый тип наложенных тектонических смещений, аналогичный дизъюнктивам южного и центрального блоков массива. Это тектоническое нарушение проходит вдоль южного борта массива Блумфилд и пересекает массив Раймилл в районе его центрального перевала. Гранитогнейсы этих участков заметно рассланцованы или бластомилонитизированы и хорошо выделяются при магнитометрической съемке.

Мезоархейские ортогнейсы серии Моусон, метаосадочные толщи серии Мензис и мезо-неоархейские породы ТТГ ассоциации интродуцируются синметаморфическими пегматит-гранитными жилами, возраст кристаллизации циркона в которых соответствует значению  $2690 \pm 31$  млн лет, отвечающего времени проявления неоархейского тектоно-термального события (метаморфизм  $M_2$ ) [1].

### **Палеопротерозойские группа метагабброидов и дайковый комплекс долеритов (2400–2365 млн лет (?))**

Пластообразные и линзовидные тела метагабброидов ( $\pm$ Орх  $\pm$  Срх  $\pm$  Q  $\pm$  Chl-Pl-Hbl состава) субсогласно залегают среди пород метаморфического комплекса и также как вмещающие толщи, метаморфизованы и деформированы в условиях амфиболитовой фации. Большая часть пород представлена апогаббровыми амфиболитами, меньшей частью это умеренно измененные габброиды. Изменения выражаются в амфиболизации пироксенов, повышении кислотности плагиоклазов, что отражается на химическом составе пород, а также в появлении (помимо реликтов офитовых, габбровых магматических структур)

гранобластовых и порфиробластовых структур, приобретенных в ходе перекристаллизации и рассланцевания.

Аналогичная ситуация наблюдается и для дайкового комплекса метадолеритов, где помимо вышеперечисленных изменений характерны сланцеватые, а также милонитовые текстуры, связанные со значительной степенью динамической перекристаллизации. Среди разновидностей встречаются переходные разности, как например метагаббродолериты. Породы часто сохраняют лишь реликты магматических структур.

## **ТЕКТОНИКА И МЕТАМОРФИЗМ**

В регионе исследования широко представлены как пликвативные, так и дизъюктивные дислокации, обладающие многообразием структурно-морфологических типов, и относящиеся к нескольким разновозрастным этапам метаморфизма, соотносимым по возрасту с архейскими и протерозойскими тектоно-термальными событиями [33, 48, 58].

Сложное строение отдельных блоков с разнообразными и интенсивными тектоническими процессами проявлено на массиве Раймилл. На большей части горного массива, породы геологического разреза в плане слагают отдельные крупные крутопадающие пластины (до 3.5–4.5 км мощности), сложенные чередующимися пачками метаморфических и метаинтрузивных пород, отделенные по тектоническим нарушениям или системам разломов и смещенные по ним относительно друг друга. При этом тектонический блок, сложенный метаморфическими образованиями, сопоставляемыми с ортогнейсами Моусон, представляет складчатую структуру из сложных, сжатых (изоклиальных, лежащих, опрокинутых) складок.

В пределах южного и центрального блоков, где развиты метаосадочные толщи серии Мензис, фрагменты геологического разреза слагают либо относительно пологие крылья крупных открытых складок, либо пачки метаосадков залегают моноκлиально. При этом в строении толщ Мензис не отмечается изоклиальная складчатость, характерная для пород той же серии соседнего массива Стинир [57, 58].

Для метаморфических толщ ортогнейсов характерны широтное восток–юго-восточное простирание с падением гнейсовидности на север–юг, северо-восток и юго-запад под разнообразными углами (от  $\angle 15^\circ$  до  $\angle 90^\circ$ ) со средними значениями  $\angle 50^\circ$ – $60^\circ$ . В залегании метавулканогенно-осадочной толщи массива Раймилл преобладают широтные и субширотные простирания с падением сланцеватости на юг или север, в среднем под углами  $\angle 40^\circ$ – $60^\circ$ .

Полиметаморфические образования серии Моусон, сохранили следы как минимум двух этапов метаморфизма ( $M_{1-2}$ ), которые отвечали высокотемпературным субфациям амфиболитовой фации низкого и среднего давлений (до пограничных условий с гранулитовой фацией,  $P \approx 8.0$  кбар и  $T \approx 700^\circ\text{C}$ , по [7]).

Е.В. Михальский [47] предложил термин “орогения Стинир” для обозначения данного мезоархейского тектоно-термального эпизода в эволюции полиметаморфических образований серии Моусон.

Минеральные ассоциации с реликтовым гиперстеном, а также двупироксеновые кристаллосланцы отмечены на уступе Моусона, г. Кампстон, г. Ньютон, что может быть свидетельством более высоких  $P$ – $T$ -условий образования, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма [7, 33].

Породы супракрустальной метавулканогенно-осадочной серии Мензис на г. Раймилл также являются полиметаморфическими и по условиям метаморфизма отвечают эпидот-амфиболитовой фации [7, 23, 33, 34, 56].

Метаморфические преобразования серии включили несколько этапов, причем с ранним сопоставляется низкоградиентный метаморфизм мезоархей, соответствующий субфации куммингтонитовых (эпидотовых) амфиболитов и отвечающий парагенезису андалузита с кордиеритом, кристаллизация которого возможна в условиях:  $P \approx 3.0$  кбар и  $T = 450$ – $600^\circ\text{C}$  [7, 22]. Дальнейшее наложение метаморфизма (в условиях прогрессивной стадии), отвечающего кианитовой фации низкой серии привело к исчезновению ассоциаций низкого давления.

## ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИИ

### Этап $D_1$ , $D_2$ ,

**Складчатость  $F_1$ ,  $F_2$ , метаморфизм  $M_1$  – 3.1–2.8 млрд лет, метаморфизм  $M_2$  – 2.7–2.6 млрд лет.** Этапы деформаций  $D_1$ ,  $D_2$ , рассматриваемые совместно, представляют последовательность тектоно-термальных событий и хорошо запечатлены в виде наложенных деформационно-метаморфических структурных парагенезов в породах гранито-гнейсовых куполов. Поскольку поле напряжений может располагать единственной системой плоскостей сплющивания, которым отвечают сланцеватость, кливаж или осевые поверхности складок продольного сжатия, ясно, что пересекающиеся системы структурных эквивалентов поверхностей сдавливания обязательно будут разновозрастными. Эти наблюдения позволяют понять общую эволюцию тектоно-термальных процессов на ранних этапах деформации.

В ходе этапа  $D_1$  породы ортогнейсовой серии Моусон приобрели кристаллизационную сланцеватость  $S_1$ , благодаря мезоархейскому, тектоно-термальному событию, вероятно, высокоградиентному, амфиболитовому метаморфизму  $M_1$ , и связанной с ним синметаморфической складчатостью  $F_1$  (рис. 6).

В пределах северной оконечности массива Раймилл и на г. Блумфилд так же, как и для ортогнейсов Моусон, ярко проявлены этапы деформаций  $D_{1-2}$  (метаморфизм  $M_{1-2}$ ), связанные с мигматизацией ТТГ гнейсов и наложенной синметаморфической складчатостью (рис. 7). Разломная тектоника проявлена слабо, исключая обилие зон милонитов и брекчирования, сопоставляемых с поздними этапами развития терриории ( $D_{3-5}$ ).

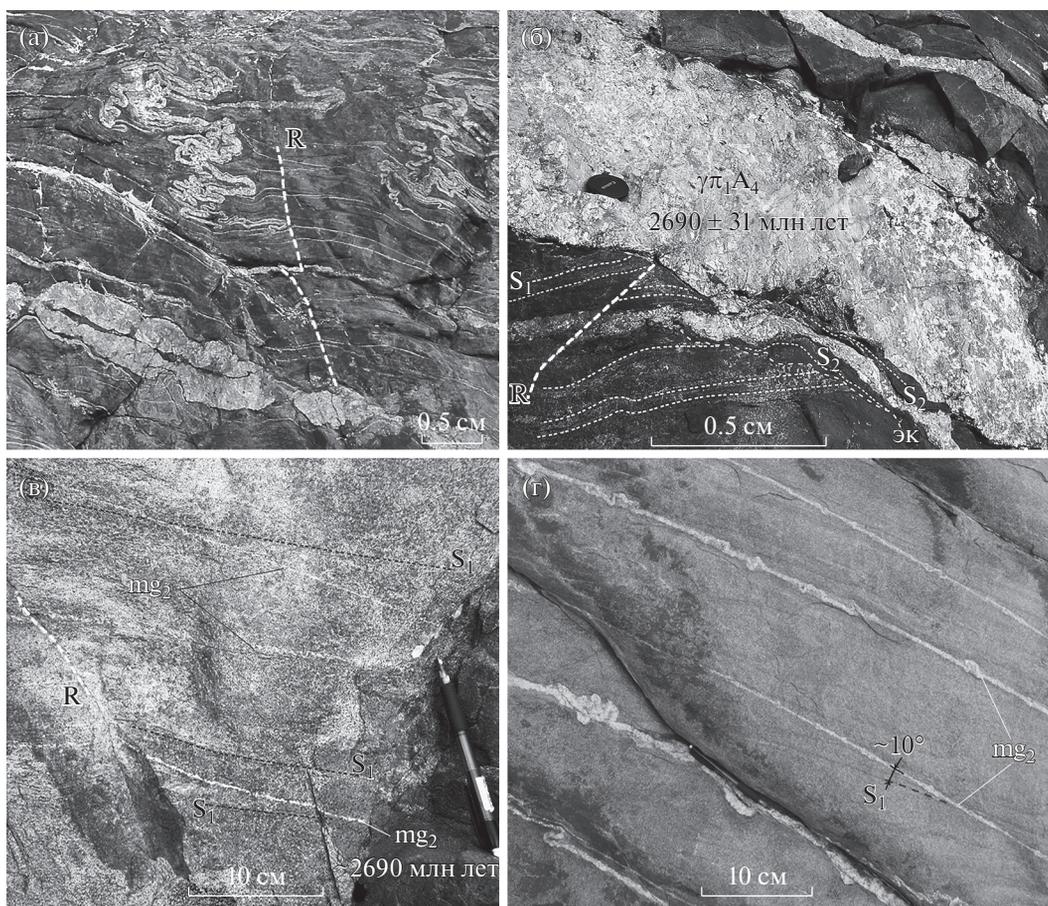
В центральной части юго-восточного склона массива Раймилл были встречены розово-серые, слабполосчатые мезократовые ( $\pm$ амфибол)-биотитовые гнейсы с серией тонких, послойно мигматизирующих, субпараллельных гранитных жил ( $mg_2$ , с выдержанной мощностью 0.5–2 см), выступающих как группы апофиз, секущих имеющуюся гнейсовидность  $S_1$  (см. рис. 3, т.н. 60318; см. рис. 6, а).

Более мощные жилы пегматоидных гранитов также значительно деформированы и будинированы, формируют складки послойного течения ( $F_2$ ) и птигматитовые складки причудливых форм, шириной от нескольких см до 0.8 м (см. рис. 6, а, б).

На отдельных участках юго-восточного борта массива Раймилл в ортогнейсах отмечаются деформационные структуры с регулярной, новообразованной тонкой мигматитовой полосчатостью  $mg_2$ , секущей под углами  $\angle 5^\circ$ – $15^\circ$  плоскостной структурный элемент  $S_1$ , сформированной под действием интенсивного ламинарного течения в процессе пластической деформации (см. рис. 6, в, г). Это доказывает наличие эволюции повторной мигматизации, связанной с метаморфическим событием  $M_2$  и обусловленной стадийностью тектоно-термального процесса.

В мезо–неоархейских биотитовых лейкогнейсах и плагиогнейсах (ТТГ серии), исследованных в северной оконечности массива Раймилл, также отмечается формирование новой мигматитовой полосчатости  $mg_2$  (метаморфизм  $M_2$ ) умеренной стадии развития, в виде серии розовых, субпараллельных маломощных (1–5 см) жил гранитного состава (см. рис. 7).

Жилки секут сланцеватость  $S_1$  в биотитовых лейкогнейсах. В данных породах встречены и синметаморфические вязкие разрывы (взбрососдвиги, сдвиги) со структурой типа “конский



**Рис. 6.** Строение пачек мигматизированных, слабополосчатых, амфибол-биотитовых меланогнейсов серии Моусон. (а) – участок птыгматитового строения с серией субпараллельных гранитных жил (послойная мигматизация) и мощной будинированной жилы; (б) – контакт меланогнейсов с телом пегматоидных гранитов ( $mg_2$ ) неоархейского возраста (обр. 60318-4, по [1]), секущих сланцеватость  $S_1$  (R – разрывы и сколы малых амплитуд, ЭК – зона экзоконтакта в гнейсах с новой сланцеватостью  $S_2$ ); (в)–(г) – послойно мигматизирующие жилки гранитной лейкосомы ( $mg_2$ ), секущие под малыми углами сланцеватость  $S_1$ , ( $mg_2$  – неоархейская стадия мигматизации этапа  $D_2$ ). Показано положение: поверхностей сланцеватости  $S_1$  (пунктир белым) и  $S_2$  (пунктир черным); плоскости сместителей разрывов R (пунктир красным).

хвост” – расщеплением сместителя в виде дугообразных ветвей (см. рис. 7, б).

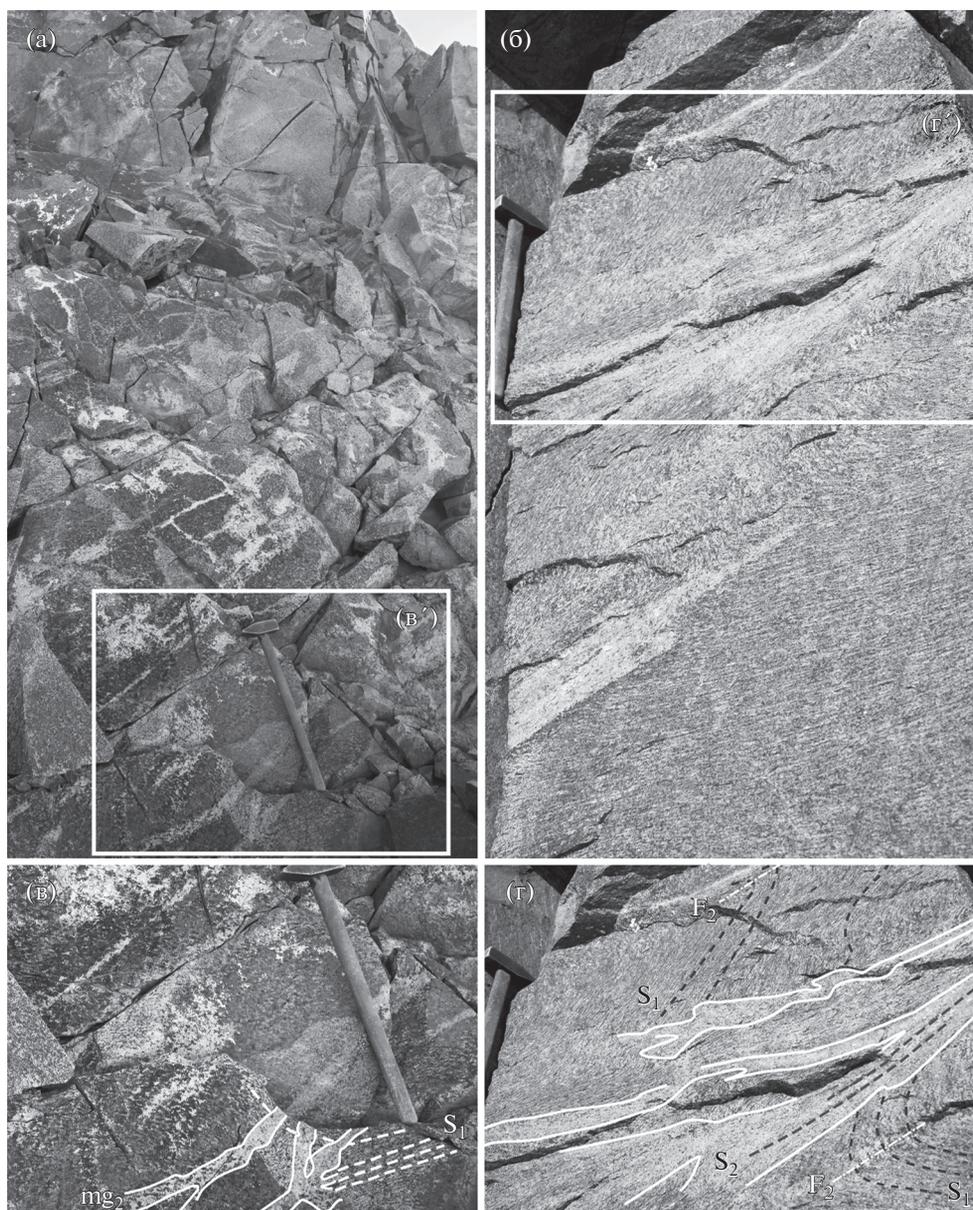
При этом формируются складки волочения  $F_2$ , которые сминают сланцеватость  $S_1$  гнейсов. Разрыв затушеван вновь формирующейся неосомой мигматита с новой сланцеватостью (линейностью)  $S_2$ , которая сечет сланцеватость  $S_1$ .

К деформациям  $D_2$  относятся также встреченные в центральной части массива и в его северной оконечности, однотипные складчатые структуры, сложенные ортогнейсами серии Мойсон и ТТГ-серии соответственно. Биотитовые гранитогнейсы мигматизируются гранитоидными жилами и совместно с ними смяты в изоклиальные складки длиной от 12 до 25 м, близкой морфологии, с субгоризонтальным положением осевой поверхности ( $\angle 0^\circ\text{--}20^\circ$ ) и ее широтным простиранием (рис. 8).

### Этап $D_3$ ,

**Складчатость  $F_3$ , метаморфизм  $M_3$  – 2.5–2.4 млрд лет (?).** Деформации  $D_3$  косвенно сопоставляются с тектоно-термальным неоархейско-палеопротерозойским рубежом, время проявления которого было отражено в цирконах ортогнейсов на уступе Моусон, мас Кампстон и др. [48]. На массиве Раймилл временной интервал определен только по метаморфическим оболочкам зерен циркона в ортогнейсах Моусон, дискордантные значения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста отвечают интервалу 2556–2429 млн лет [1].

Деформации  $D_3$  проявлены главным образом в виде пологих, симметричных открытых антиклиналей и синклиналей в супракрустальных толщах Мензис, шириной до 1.5 км, с субширотным простиранием крыльев и углом падения  $\angle 10^\circ\text{--}40^\circ$  (см. рис. 2). Деформации  $D_3$  также выражены в



**Рис. 7.** Деформации  $D_1$  и  $D_2$  в биотитовых лейкогнейсах и граниогнейсах ТТГ ассоциации в северных обрывах гор. Раймилл (т.н. 60303).

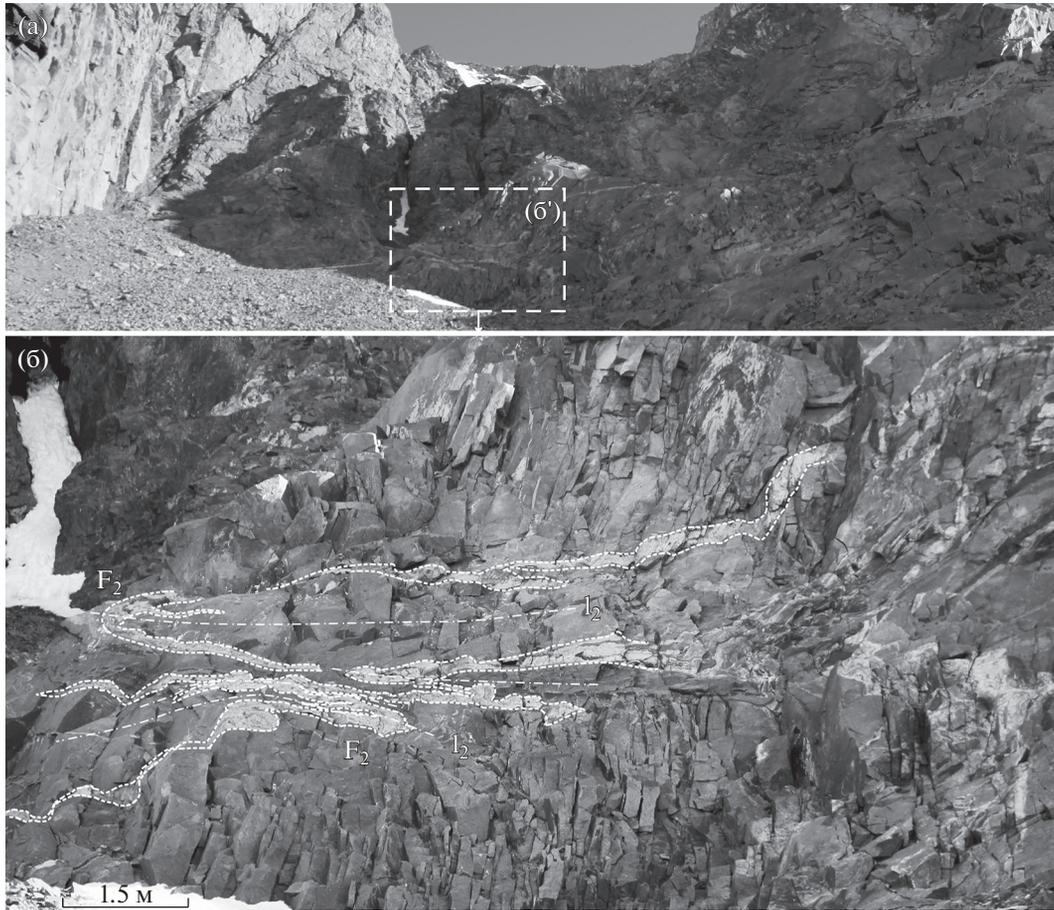
Длина рукоятки молотка 50 см.

(а)–(г) – мигматитовая полосчатость  $mg_2$  в виде субпараллельных Pl-Q-Kfs жил, секущая сланцеватость  $S_1$  в биотитовых лейкогнейсах: (б) – вязкий разрыв (палеотектонит, имеющий структуру типа «конский хвост»), сложенный вновь формирующейся неосомой  $mg_2$  мигматита, расщепляющаяся часть разрыва (на фото слева), (в) – образование новой мигматитовой полосчатости секущей сланцеватостью гнейсов и «затекающей» согласно этой сланцеватости (контур белым), (г) – палеотектонит со сланцеватостью  $S_2$  и параллельным развитием складок волочения ( $F_2$ ) «срезает» деформированную сланцеватость  $S_1$  ( $mg_2$  – повторная мигматизация этапа  $D_2$ ).

наложенной складчатости  $F_3$  и повторном малоамплитудном смятии существующих изоклиальных структур ортогнейсовых толщ и интрузирующих их гранит-пегматитовых жил неорхей.

Этап  $D_3$  нами связывается с постепенным ослаблением пластичных деформаций и переходом к интенсивным хрупко-пластичным процессам, проявленным в виде разномасштабных раз-

ломных зон субширотного простирания с обилием оперяющих их разрывов и сопутствующих им зон бластомилонитизации ( $ml_3$ ). Эти структуры наиболее ярко выражены в пределах центральной части массива Раймилл, где залегают породы серии Мензис. Благодаря этим значительным по амплитуде смещениям (>500–700 м) был сформирован современный структурный план региона исследования.



**Рис. 8.** ТТГ гнейсы в северных обрывах массива Раймилл (т.н. 60305).

Простираение обрывистой стенки на юго-восток, аз.  $100^\circ$ .

(а) – общий вид обрывов, сложенных ТТГ-гнейсами, с секущими дайками долеритов (на фото слева); (б) – лежачие изоклинные складки  $F_2$  (оси  $l_2$ ), образованные гранитоидными жилами.

Главной характеристикой большинства выявленных дислокаций является их сопряжение с синтетектоническим внедрением серий даек мета-долеритов, которые таким образом маркируют как отдельные тектонические нарушения, так и их системы.

Широтные зоны разрывов  $D_3$  массива Раймилл по кинетическим признакам можно отнести к единой чешуйчатой системе взбросо-сдвигов, шириной около 2.5 км, протягивающейся с востока на запад через всю центральную часть массива Раймилл на расстояние 4–6 км.

Эти смещения в общем структурном плане, вероятно, представляют собой кровельные части крупной надвиговой зоны, где с глубиной происходит выполаживание углов падения нарушений и слияние с субгоризонтальным detachmentом. Центральным разрыв, отделяющий ортогнейсы Моусон от метаосадков Мензис подчеркивается тектоноструктурой “конского хвоста” (см. рис. 3). Это может быть, как чешуйчатый веер, так и часть вскрытого над ледниковым покровом надвигово-

го дуплекса. Плоскости смесителей этих нарушений падают на юг–юго-запад ( $190^\circ$ – $200^\circ$ , под углом  $\angle 80^\circ$ – $85^\circ$ ) и далее к северу меняют падение с юга ( $\sim 185^\circ$ ) на север ( $\sim 355^\circ$ ) и выполаживаются до угла  $\angle 65^\circ$ – $50^\circ$ .

Породы в зоне часто представлены смесью перетертых и бластомилонитизированных пород, представляя новообразованные тектониты.

#### Этапы $D_4$ , и $D_5$

**Метаморфизм  $M_4$  – 1.1–0.9 млрд лет,  $M_5$  – ~600–500 млн лет.** Этапы деформаций  $D_4$ , и  $D_5$ , соотносятся с Рейнерским (метаморфизм  $M_4$  – 1.1–0.9 млрд лет) и Пан-Африканским (метаморфизм  $M_5$  – ~600–500 млн лет) тектоно-термальными событиями, широко проявленными в горах Принс-Чарльз.

Этапы деформаций  $D_4$ , и  $D_5$  выражаются в виде нескольких поздних систем милонитов и зон брекчирования. Проявления этих этапов также

отражены в изотопных U–Pb системах цирконов, что вероятно, связано с термальным прогревом, что подтверждается нижними пересечениями линий регрессий фиксирующих значительную потерю зернами циркона радиогенного Pb на рубеже ~1000–900 и 541 млн лет [1].

### ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

При установлении исходной природы древних полиметаморфических пород, особенно среднего и кислого состава, возникают определенные сложности. Если главные петрогенные элементы, за исключением щелочей, в породах, метаморфизованных в условиях от среднетемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации включительно, относительно инертны, то при процессах гранитизации или других видов метасоматоза, воздействующих на протолиты, они становятся значительно мобильнее. Это касается и редких элементов с лантаноидами, поскольку они также становятся существенно подвижнее в зонах повышенной проницаемости для флюидных фаз и гидротерм, что приводит к проявлению тетрадно эффекта [18, 53].

По химическому составу изученные горные породы формируют три группы по кремнекислотности (табл. 1). Это архейские метаморфические породы преимущественно кислого состава (серия Моусон, ТТГ ассоциация), метавулканогенно-осадочные образования среднего и кислого состава и палеопротерозойские метаинтрузивные породы основного состава (группа метагабброидов и дайковый комплекс долеритов). Ортогнейсы Моусон, ТТГ гнейсы и метаинтрузивные базитовые образования формируют поля точек, отвечающие бимодальному распределению, где породы среднего состава имеют весьма ограниченное распространение (рис. 9, диаграмма TAS).

Метаосадки серии Мензис занимают “промежуточное” положение, что обусловлено их формированием за счет смешения источников сноса кислых протолитов ортопород серии Моусон и палео (?)–мезоархейских основных вулканитов и, возможно, малой доли ТТГ гнейсов.

Для серии Мензис приводим только вещественный состав толщ метаосадков.

Метавулканогенно-осадочные породы серии Мензис слагают толщи только на массиве Раймилл и представлены слюдястыми ( $\pm$ Cl–Ms–Bt) кварцитогнейсами, метапесчаниками и кварцитами; слюдястыми и высокоглиноземистыми St и Bt–Grt, Hbl–Bt сланцами.

### Слюдистые кварцитогнейсы, кварциты и метапесчаники

Данные породы характеризуются неравномерной зернистой, гранобластовой или лепидогранобластовой структурой, размерность зерен составляет 0.1–1.5 мм. Главные породообразующие минералы: Q (75–90%) и Pl (10–35%), Bt (5–25%), Ms (преимущественно фуксит) – 1–25%. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом и серицитом (по Pl), редко гранат, кианит, ставролит. Акцессорные минералы: рутил, циркон, монацит, ильменит.

**Слюдистые сланцы.** Обычно слюдястые сланцы микролепидогранобластовые, лепидопорфиробластовые с порфиоровыми зернами биотита и хлорита, текстуры сланцеватые. Состав сланцев  $\pm$ Bt  $\pm$  Pl–Cl–Src–Q, Pl (0–5%), Bt (0–55%), Src (20–40%), Cl (10–45%), Q (30–55%). Из акцессорных минералов характерны ильменит и рутил иногда до 2%, сфен, реже пирит. Вторичные минералы: эпидот, карбонат.

**Ставролитовые сланцы.** Обладают главным образом лепидогранобластовыми структурами, иногда с пойкилообластами ставролита и редко биотита. Текстуры сланцеватые. Минеральный состав пород значительно варьирует: St (10–65%), Bt (5–40%), Mu (от 1–2% до 35%), Grt (5–20%), Q (10–35%), Pl (15–30%). В небольших количествах развит хлорит, редко – кианит. Акцессорные минералы – циркон, ксенотим, монацит, ильменит, рутил, в одном образце отмечена хромовая шпинель.

**Биотит-амфиболовые сланцы.** Они обладают гломеронематобластовыми и лепидогранобластовыми структурами, редко – с порфиробластами амфибола и биотита. Текстуры сланцеватые. Мафический индекс M = 40–75. Минеральный состав – Hbl (25–75%), Bt (1–25%), Q (5–10%), Pl (20–45%), редко Grt до 5%. Акцессорные минералы – апатит, сфен, ильменит, магнетит, циркон. Иногда развит вторичный хлорит, карбонат и эпидот.

Расчет нескольких петрохимических модулей для разделения метаосадков показал, что представленные кварциты являются производными песчаников (аркозы, граувакки), слюдястые сланцы образованы по глинистым осадкам и связаны с терригенным осадконакоплением, тогда как биотит-амфиболовые сланцы формировались за счет переработки кислых и основных вулканогенных пород (базальты, риолиты, различные туфы).

### Особенности распределения петрогенных элементов ортопород

**Ортогнейсы Моусон.** Они представлены мигматизированными гнейсами, гранитогнейсами и

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких элементов (ppm) в представительных пробах пород Рукерского террейна.

Компоненты	ортоogneйсы Моусон															плагинogneйсы ТТГ ассоциации					гранитоogneйсы ТТГ ассоциации				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19						
SiO <sub>2</sub>	73.00	80.10	76.80	76.60	77.20	75.60	77.30	76.20	75.90	74.00	65.90	70.10	71.10	70.50	71.10	70.77	72.60	71.80	71.50	73.40	72.33				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.40	10.90	12.80	11.00	10.80	10.90	11.50	11.10	9.92	11.60	11.60	12.10	12.50	12.90	11.50	12.15	11.70	12.10	12.20	12.40	12.10				
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.16	0.02	0.38	0.28	0.41	0.15	0.40	0.59	0.44	0.34	1.70	1.05	0.90	1.00	0.99	0.78	0.80	0.69	0.63	0.73				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	2.31	1.79	1.26	3.98	3.34	4.60	2.55	4.35	5.67	4.32	3.81	9.22	6.16	4.89	5.70	5.64	4.68	4.95	5.53	3.29	4.61				
MnO	0.04	0.04	0.03	0.07	0.04	0.06	0.02	0.06	0.10	0.03	0.05	0.13	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.05	0.05	0.06				
MgO	0.57	0.14	<1	0.44	0.44	0.52	0.54	0.35	1.11	0.29	0.59	1.19	0.73	0.55	0.81	0.70	0.40	0.57	0.36	0.70	0.51				
CaO	0.78	0.73	0.46	0.97	0.71	1.03	0.14	1.07	0.91	0.90	0.74	3.85	2.76	2.41	3.77	2.48	2.87	1.90	2.21	1.72	1.77				
Na <sub>2</sub> O	4.54	4.62	3.16	2.67	2.29	3.06	3.09	3.66	2.59	2.97	3.36	2.17	2.36	2.71	2.88	2.20	2.78	2.18	2.38	2.47	2.54				
K <sub>2</sub> O	3.45	0.99	5.18	4.02	4.59	3.12	4.56	2.49	2.26	4.73	3.38	3.19	3.95	4.36	4.58	3.25	5.13	4.22	5.14	4.27	4.69				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	<0.05	0.06	0.41	0.25	0.21	0.23	0.22	0.24	0.17	0.16	0.16	0.17				
ppп	0.46	0.43	0.41	0.34	0.43	0.70	0.23	0.46	0.99	0.62	0.51	0.56	0.51	0.38	0.77	0.46	0.29	0.77	0.24	0.44	0.44				
Сумма	99.90	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.90	99.98	99.90	100.00	100.00	99.90	99.93	99.90	100.00	100.00	99.80	99.93				
La	101.00	86.70	6.03	54.40	156.00	45.80	60.35	51.08	37.96	63.55	57.81	102.70	42.97	95.49	34.60	79.29	120.00	121.00	158.20	80.20	119.85				
Ce	183.00	164.00	15.50	116.00	319.00	80.59	128.00	94.20	94.63	113.50	120.51	202.30	113.80	173.80	88.70	163.43	242.00	219.00	266.90	200.00	231.98				
Pr	17.70	15.50	2.40	13.50	33.80	11.51	15.06	11.57	8.92	14.43	13.12	24.17	12.51	20.97	7.01	17.53	26.40	22.20	28.33	17.00	23.48				
Nd	59.00	60.90	12.50	51.30	105.00	45.25	60.45	44.88	35.24	54.63	48.90	87.86	48.96	74.44	30.20	62.31	92.60	75.80	119.70	55.70	85.95				
Sm	7.90	9.10	5.68	9.32	22.50	11.58	17.80	11.35	8.94	14.02	11.36	20.06	13.43	18.12	7.07	14.18	16.30	15.50	24.35	12.50	17.16				
Eu	1.58	1.05	0.20	2.08	2.20	2.34	0.87	1.97	1.43	2.63	1.60	3.49	2.32	3.01	1.96	2.71	2.52	2.33	3.68	2.45	2.74				
Gd	5.90	6.81	9.03	10.30	17.20	12.03	17.18	11.15	8.85	13.04	10.73	17.81	12.28	16.14	8.00	12.99	15.90	14.10	23.21	11.70	16.23				
Tb	0.83	0.77	2.40	1.94	2.84	2.20	3.23	2.15	1.52	2.25	1.94	3.22	2.31	3.19	1.62	2.54	2.88	2.60	3.75	2.06	2.82				
Dy	5.28	3.31	22.00	12.60	18.40	13.59	19.52	12.51	9.05	13.16	12.36	17.75	14.15	18.53	10.10	14.75	16.90	15.80	25.36	13.40	17.87				
Ho	1.22	0.79	6.34	3.31	3.66	3.17	4.19	2.85	1.86	2.90	2.85	3.80	3.10	4.14	4.72	2.69	3.47	4.66	3.92	4.76	3.21				
Er	2.18	1.25	16.10	7.98	8.28	9.38	12.09	8.42	5.63	8.53	7.61	10.99	9.16	12.19	10.70	6.96	9.29	11.00	9.34	15.55	7.69				
Tm	0.32	0.16	2.49	1.27	1.27	1.45	1.85	1.27	0.89	1.29	1.17	1.68	1.33	1.93	1.77	0.91	1.43	1.65	2.26	1.39	1.72				
Yb	2.98	1.03	20.80	8.73	9.79	8.80	11.31	8.18	5.90	8.41	8.21	10.40	8.53	12.10	14.70	7.78	10.02	10.50	14.90	10.60	12.00				
Lu	0.45	0.16	3.03	1.24	1.21	1.33	1.65	1.24	0.93	1.26	1.21	1.55	1.32	1.80	1.95	1.02	1.39	1.50	1.54	1.22	1.55				
Hf	4.22	0.93	5.05	10.20	8.08	7.41	7.97	7.81	9.03	8.75	7.15	5.49	4.76	7.27	16.50	13.40	9.40	14.30	14.70	5.51	11.30				
Ta	1.29	0.74	7.54	1.20	1.01	1.27	2.20	1.34	1.27	1.47	2.27	3.99	2.66	3.99	4.53	3.13	3.43	4.07	4.76	5.87	3.68				
Pb	39.20	12.90	20.50	62.60	14.60	8.71	18.87	14.67	17.76	17.58	20.66	15.03	15.50	31.47	20.20	22.68	27.40	18.40	11.77	14.10	17.92				
Th	31.10	9.91	22.60	12.10	71.10	11.49	22.52	11.27	13.56	13.58	20.55	19.29	20.95	30.30	18.40	22.36	27.80	28.60	23.93	24.20	26.13				
U	4.18	1.19	11.80	3.07	14.10	2.40	5.34	2.88	4.59	2.90	8.07	2.63	1.82	12.39	4.89	2.40	4.28	3.47	3.34	3.75	3.64				
Cr	20.40	12.70	14.40	22.70	25.20	—	—	—	—	—	19.08	—	—	32.40	17.20	21.10	11.50	19.00	28.76	38.40	24.42				
Ga	19.10	13.90	20.50	16.80	15.90	17.87	23.60	18.01	15.78	17.97	18.46	18.45	16.72	19.97	—	18.38	15.10	—	15.68	15.80	15.53				
Rb	136.00	38.20	326.00	186.00	4.23	94.69	181.20	130.60	100.20	82.22	130.30	92.50	108.90	103.00	113.00	118.97	206.00	158.00	97.15	135.00	149.04				
Sr	136.00	22.50	19.60	52.90	16.90	45.72	10.15	48.76	37.41	33.47	41.49	87.23	69.30	75.36	69.40	84.02	54.10	57.30	68.31	42.80	55.63				
Y	—	—	—	—	—	95.57	115.40	84.33	56.16	82.81	78.28	107.10	90.41	120.50	—	106.00	—	—	152.30	—	152.30				
Zr	136.00	26.30	71.50	358.00	283.00	453.90	392.70	489.20	570.00	536.30	363.40	349.00	291.10	477.30	678.00	538.00	447.73	685.00	320.10	500.00	532.53				
Nb	18.80	13.90	55.60	20.70	26.80	24.81	44.46	25.71	29.44	27.56	34.74	105.30	75.84	96.70	90.40	58.50	77.14	66.60	103.10	58.50	75.80				
(La/Yb) <sub>n</sub>	24.31	60.38	0.21	4.47	11.43	3.73	3.83	4.48	4.61	5.42	5.44	7.08	3.61	5.66	6.78	3.19	5.60	8.20	7.62	5.43	7.12				
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.64	5.47	0.36	0.98	1.45	1.13	1.26	1.13	1.24	1.28	1.44	1.42	1.19	1.10	0.88	0.85	1.11	1.25	0.97	0.91	1.11				
Eu/Eu*	0.71	0.41	0.09	0.65	0.34	0.61	0.15	0.54	0.49	0.60	0.48	0.56	0.55	0.54	0.62	0.80	0.64	0.48	0.47	0.62	0.51				

Примечание: Sredit\* — средние содержания элементов, рассчитанные по всем имеющимся анализам, исключая аномальные значения.

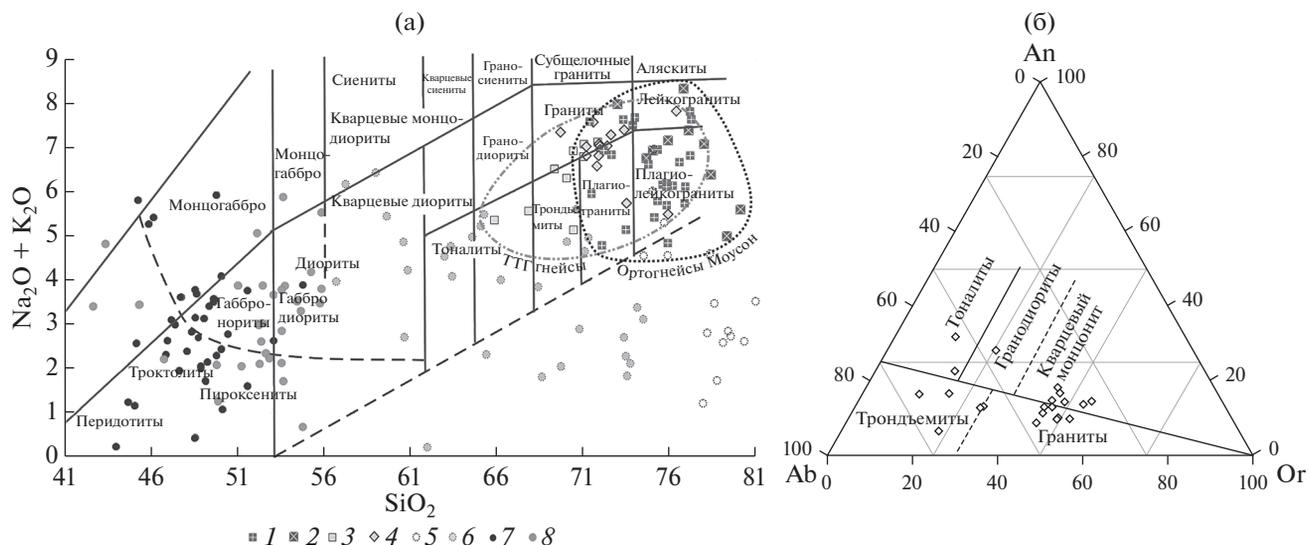


Рис. 9. Особенности петрогенного состава изученных горных пород.

(а)–(б) – классификационные диаграммы: (а) – сумма щелочей – кремнезем (TAS) для плутонических пород (по [9, 59]), (б) – Ab-An-Or для ТТГ гнейсов.

1–2 – серия Моусон: 1 – ортогнейсы, 2 – мигматит-граниты; 3–4 – серия Мензис: 3 – слюдяные кварциты, 4 – слюдяные, кианит-гранат-силлиманитовые сланцы и биотит-амфиболовые сланцы; 5–6 – ТТГ серия: 5 – плагиогнейсы, 6 – гранитогнейсы; 7 – группа метабазитов (метагабброиды, амфиболиты); 8 – дайковый комплекс метадолеритов

мигматит-гранитами, главным образом с гетерогранобластовыми структурами, иногда с элементами наложенных поздних blastoclastic структур. Текстура сланцеватая. Мафический индекс М (5–25%).

Вариации составов гнейсов обусловлены изменением содержания главных породообразующих минералов, преимущественно полевых шпатов:

- Q (25–40%, редко 5–10%);
- Pl (5–55%, в среднем 20–25%);
- микроклин (5–55%, среднее значение 30–35%);
- биотит (1–2% до 25%, среднее значение 15%);
- Hbl (от единичных зерен до 15%).

Акцессорные минералы магнетит и ильменит, сфен, ортит, апатит, циркон.

Фигуративные точки составов ортогнейсов серии Моусон большей частью расположены в поле (плагио-)лейкогранитов и плагиогранитов, малая часть отвечает полю гранитов и лейкогранитов (см. рис. 9, диаграмма TAS).

Ортогнейсы серии Моусон обладают метаглиноземистым составом, относятся преимущественно к железистому типу ( $\text{SiO}_2 - \text{FeO}_{\text{сум}} / (\text{FeO}_{\text{сум}} + \text{MgO})$ ).

Индекс насыщенности глиноземом ASI =  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$  в молекулярном количестве составляет от 0.55 до 0.71.

Выделенные мигматит-граниты расположены в полях лейкогранитов нормальной и повышенной щелочности (см. рис. 9, диаграмма TAS).

Гранитогнейсы характеризуются умеренной суммарной щелочностью,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 4.8\text{--}8.3$  мас. % (среднее значение 7.1) при вариативности отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.03\text{--}3.39$  (среднее значение 1.13), обладают большей частью калиевой специализацией и характеризуются щелочно-известковым и известковым типами [37] (см. табл. 1).

**ТТГ ассоциация.** Она представлена на г. Блумфилд и северных обрывах массива Раймилл, главным образом биотит-роговообманковыми гранитогнейсами, гнейсами и плагиогнейсами. Структуры гетерогранобластовые, лепидонематогранобластовые. Мафический индекс варьирует от 5 до 40%,  $M_{\text{средн}} = 15\text{--}20$ .

Главные породообразующие минералы:

- Q (20–35%) и Pl (10–25%) в плагиогранитных разновидностях 40–55%;
- $F_{\text{sp}}$  (40–60%) в плагиогранитах до 5%, но чаще отсутствует;
- Hbl (4–15%), обычно 7–8%;
- Bt (2–30%), обычно 6–7%.

Акцессорные минералы – ильменит, магнетит, сфен, ортит, апатит, циркон, монацит. В датированном гранитогнейсе образца 60030-1 отмечено одно зерно граната.

Вторичные минералы представлены минералами группы цоизит-эпидот, серицитом, хлоритом

и кальцитом. Породы относятся к железистым разновидностям, характеризуются метаглинозистым составом ( $ASI = 0.46-0.6$ ) и преобладанием калия над натрием.

Точки составов ортогнейсов Моусон и ТТГ гнейсов образуют перекрывающиеся овалы поля в областях развития групп гранитоидов и гранодиоритов, причем древние образования гранито-гнейсового купола серии Моусон обладают наиболее кислыми составами при относительно петрографическом и вещественном разнообразии пород, что вполне объяснимо их наибольшей тектоно-термальной переработкой (см. рис. 9).

Плагиигнейсы и гранитогнейсы ТТГ ассоциации г. Блумфилд и массива Раймилл, на классификационной диаграмме TAS и трехкомпонентной диаграмме Ab—An—Or попадают в поля гранодиоритов, тоналитов, трондьемитов, гранитов (кварцевых монцонитов) (см. рис. 9).

Превалирующая группа фигуративных точек гранитов и кварцевых монцонитов отвечает преимущественно составам гранитогнейсов, тогда как в области тоналитов и гранодиоритов попадают точки существенно натровых плагиигнейсов ( $K_2O/Na_2O \sim 0.4-0.5$ ). При этом характерными особенностями ассоциации является преобладание тоналитов и трондьемитов над гранодиоритами, а также лейкократовость пород и повышенное содержание кремнезема в сравнении с поздними (протерозойскими и фанерозойскими ТТГ комплексами) аналогами мира [5, 6, 28] (см. рис. 9, б).

Палеопротерозойские комплексы силлов метагабброидов и дайковых роев метадолеритов представляют последовательно развивавшуюся магматическую серию, на классификационной диаграмме TAS они формируют единое поле основных пород, варьируя по составу от перидотитов до диоритов, но отвечая главным образом габбро-габброноритам-монцогаббро и их гипаббисальным аналогам (долеритам, габбродолеритам) (см. рис. 9).

### Особенности распределения редкоземельных (РЗЭ) и редких элементов

Предваряя краткую характеристику ортопород кислых и основных серий, необходимо отметить общую особенность кислых метаморфитов с чрезвычайно высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов РЗЭ для архейских ортогнейсов Моусон и ТТГ-гнейсов ( $\Sigma PZ\Theta_{cp} = 298$  и  $416$  ppm, соответственно). Такие концентрации РЗЭ не типичны для большинства пород архейских гранито-гнейсовых куполов и ТТГ ассоциаций древних кратонов и в десятки — сотни раз превышают хондритовые, а также — в 2–4 раза средние содержания, как по отдельным элементам, так и суммарные значения для архейской

верхней коры и земной коры в целом ( $\Sigma PZ\Theta = 105$  ppm,  $\Sigma PZ\Theta \sim 2 \times 10^{-2}$  мас. %, по [24]).

Такая специфика может отчасти объясняться постоянным значимым присутствием среди акцессорных минералов монацита и ортита. Для метабазитов и метадолеритов содержания  $\Sigma PZ\Theta_{cp}$  (114 и 109 ppm, соответственно) сопоставимы со средними значениями коры и подобных ассоциаций.

Нормированные к хондриту распределения содержаний РЗЭ ортопород демонстрируют, за редким исключением, явное подобие всех представленных спектров [60] (рис. 10). Отмечается характерное перекрытие полей трендов ортогнейсов Моусон и ТТГ гнейсов, увеличение средних нормированных отношений  $(La/Yb)_n$ , суммарных содержаний РЗЭ, а также La, Yb и Y от ранних к поздним стадиям гранитообразования. Для метабазитов и метадолеритов наблюдается обратный процесс — при близком содержании La и Yb отмечается уменьшение  $(La/Yb)_n$ , от первых ко вторым ( $(La/Yb)_n = 5$  и  $3$ , соответственно).

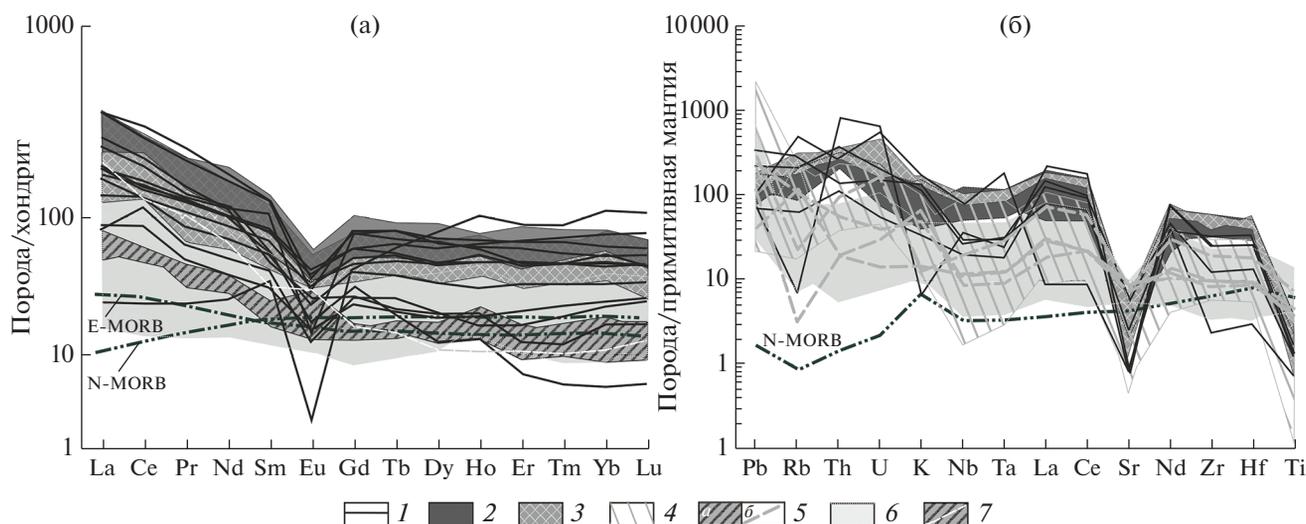
Такой характер распределений свидетельствует о генетическом родстве источников формирования протолитов при участии процессов магматической дифференциации как для кислой, так и для базитовой серий.

Ортогнейсы Моусон и ТТГ гнейсы имеют родственные друг другу, умеренно дифференцированные спектры распределения РЗЭ (ортогнейсы Моусон  $(La/Yb)_{n_{ср}} = 5.4$ , ТТГ гнейсы  $(La/Yb)_{n_{ср}} = 6.15$ ) с отрицательной аномалией Eu и сильным обогащением легкими РЗЭ.

За исключением трех трендов мигматит-гранитов Моусон с аномальными значениями La/Yb с положительным, крутым наклоном кривой и крутым отрицательным наклоном (см. табл. 1, обр. 60036-09, 60036-10, 60036-15). Аномальные спектры мигматит-гранитов серии Моусон определяются влиянием метасоматических процессов [18].

Значительный Eu минимум в ортогнейсах Моусон и сравнительно умеренная аномалия в ТТГ гнейсах (ортогнейсы Моусон  $(Eu/Eu^*_{ср}) = 0.48$ ), ТТГ гнейсы  $(Eu/Eu^*_{ср}) = 0.64$ ) свидетельствует о частичном фракционировании расплава и осаждении плагиоклаза в рестите. Дифференциация кислых расплавов сопровождается общим накоплением РЗЭ и обеднением Eu с появлением значительного минимума. Растущая концентрация Eu от древних к более молодым гранитоидам, наряду с обогащением легкими РЗЭ, свидетельствует о формировании поздних магматических дифференциатов.

На мультиэлементной диаграмме нормированного распределения редких элементов для ортогнейсов серии Моусон и ТТГ-гнейсов характерна



**Рис. 10.** Спайдер-диаграммы редкоземельных (а) и редких (б) элементов, нормированных к составу хондрита и примитивной мантии, (по данным [60]).

1 – ортогнейсы серии Моусон; 2 – ТТГ гранитогнейсы; 3 – ТТГ плагиогнейсы; 4 – серия Мензис – амфибол-хлоритовые, кианит-ставролитовые сланцы; 5 – метагабброиды, апогаббровые сланцы; 6 – дайки метадолеритов; 7 – гранит-пегматит (2700 млн лет, обр. 60304-2)

относительная обогащенность LILE и HFSE, в среднем в 50–100 раз выше примитивной мантии (см. рис. 10, б). Наряду с высокими концентрациями РЗЭ, отмечаются высокие содержания Y, Th, U, Zr, Hf при отсутствии значимых отрицательных аномалий Nb, Ta и значительном обеднении Sr и Ti. Глубокая отрицательная аномалия Ti, свидетельствует о процессах коровой контаминации. Такие особенности являются характерными для гранитоидов А-типа, что подтверждается соответствующими диаграммами (рис. 11).

Для секущих синтетектонических жил гранит-пегматитов (~2700 млн лет) наблюдается значительное обеднение тяжелыми РЗЭ  $(La/Yb)_n = 20.8$  и появление слабой положительной аномалии Eu ( $Eu/Eu^* = 1.2$ ), свидетельствующей о переходе большей части плагиоклаза в расплав.

Большинство трендов распределения содержаний РЗЭ имеют почти плоское распределение в части средних, тяжелых РЗЭ. Для палеопротерозойских базитов наблюдается практически субмантийное расположение фигуративных точек на интервале Sm–Lu ( $Eu/Eu^*_{\text{средн}} = 1$ ), близкое к базальтам E-MORB, что соответствует значительному геохимическому сходству этих пород с мантийным веществом, по составу близким обогащенным океаническим базальтам E-MORB [35].

Это подтверждается расположением фигуративных точек метабазитов и долеритов в поле E-MORB на диаграммах  $TiO_2/Yb-Nb/Yb$ ,  $Th/Yb-Nb/Yb$  [54] (см. рис. 11, в, г).

Такая позиция характерна для расплавов, образованных при плавлении обогащенного ман-

тийного источника в равновесии с гранатсодержащим реститом [55]. На диаграмме  $TiO_2/Yb-Nb/Yb$  наблюдается взаимодействие плюмового и литосферного источников, с трендом, демонстрирующим увеличение влияния обедненной деплетированной мантии DM, что характерно для развивающихся рифтовых областей [25, 35, 54, 55].

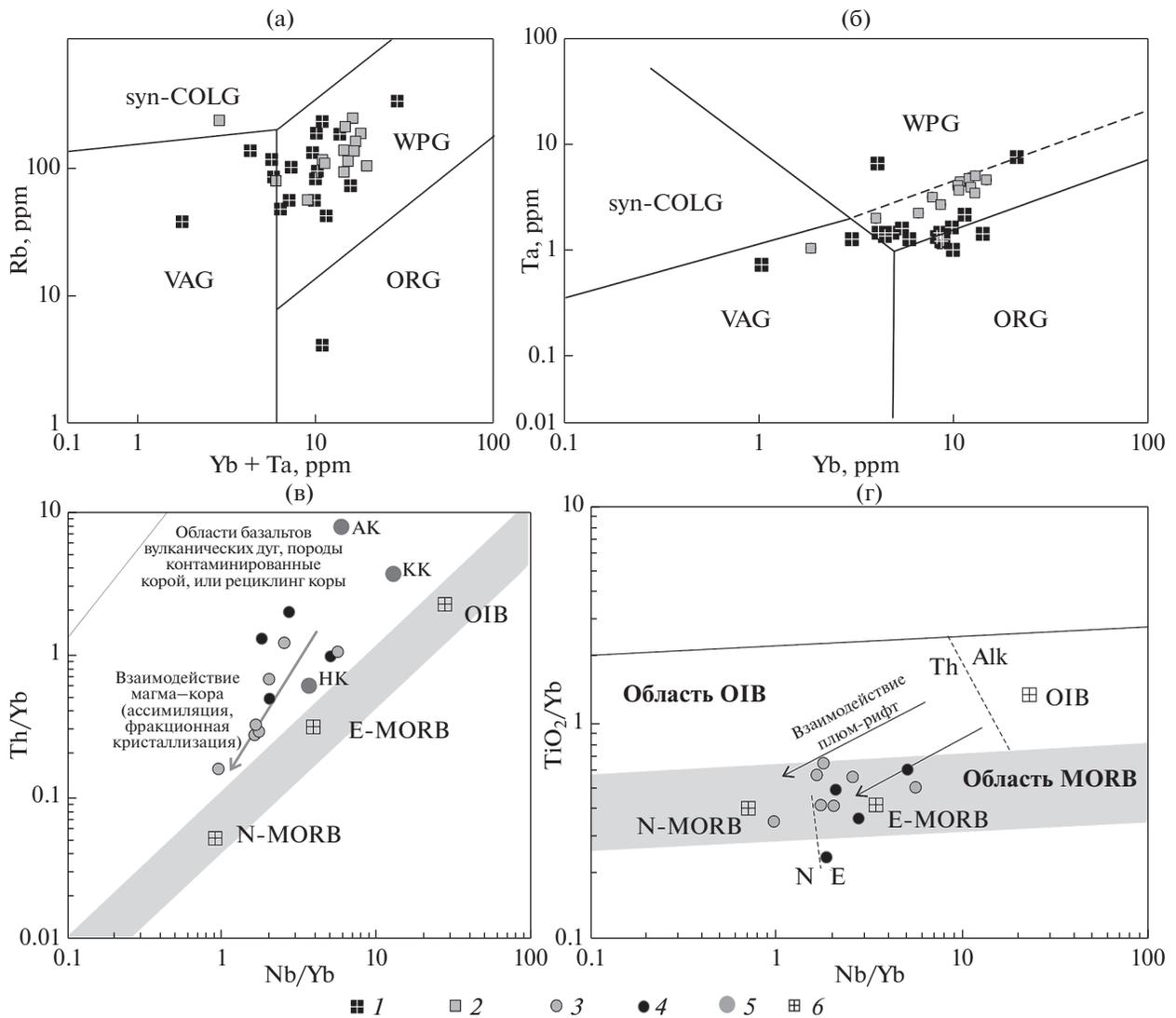
Группы метагабброидов и метадолеритов обладают умеренными содержаниями редких элементов, сравнимы с обогащенными базальтами и представляют низкоумеренно титанистые базиты ( $TiO_2 = 0.38-0.88$ , среднее значение – 0.63) и долериты ( $TiO_2 = 0.48-3.57$ , среднее значение – 1.66).

## РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Важнейшей частью исследования являлось определение возраста кристаллизации и метаморфических преобразований протолитов ТТГ гнейсов г. Блумфилд, ранее никогда не датированных. Были проведены U–Pb-SHRIMP-II-исследования образцов 60325-3 и 60331-1 гранито-гнейсов северной части и образца 60330-1 плагиогнейса южной части г. Блумфилд (см. рис. 2).

Изученные цирконы представлены главным образом субидиоморфными полупрозрачными кристаллами или обломками с короткопризматическим и призматическим габитусом, с ограничением из сочетаний округленных дипирамид {101}, {111}, {112} и призм {100}, {110} (рис. 12).

Размер циркона варьирует от 50 до 200 мкм,  $Kudl = 1.5-3$ . Для внутреннего строения ядер



**Рис. 11.** Дискриминационные диаграммы Rb-(Yb + Ta) (а) и Ta-Yb (б) для определения геодинамической обстановки формирования гранитоидов (по [55]) и Ta/Yb-Nb/Yb (в),  $TiO_2/Yb-Nb/Yb$  (г) для метабазитов-метадолеритов (по [54]). Гранитоиды: WPG – внутриплитные, ORG – океанических хребтов, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизийные; Базальты: N-MORB – срединно-океанических хребтов (COX), E-MORB – обогащенные срединно-океанических хребтов (COX), OIB – океанических островов; Кора: АК – архейская, КК – средняя континентальная, НК – нижняя. 1 – ортогнейсы Моусон; 2 – ТТГ-гнейсы; 3 – метадолериты; 4 – метагабброиды; 5 – точки составов коры; 6 – магматические источники

цирконов (CL) наиболее характерна отчетливая осцилляторная зональность, а также менее распространенная секториальная зональность или незональное однородное строение. Ядра в большинстве случаев окружены каймами (гомогенными темными оболочками) иногда частично резорбированными. Часто широкие каймы заполняют “заливы” и выравнивают сложно изогнутые поверхности корродированных зональных ядер. Если у образцов 60030-1 и 60331-1 строение практически идентично, то для образца 60325-3 присутствуют также субизометричные, дипирами-

дальные кристаллы или сильно удлиненные призмы ( $K_{удл} \geq 4$ ), часто с тонкой оболочкой или ее отсутствием (см. рис. 12).

**Биотитовый плагиогнейс (образец 60030-1).** Был выполнен 21 анализ по ядрам и темным оболочкам зерен циркона. Ядра зерен (11 измерений) дали  $^{207}Pb/^{206}Pb$  возраст в пределах 2823–2683 млн лет, из которых конкордантную группу сформировали семь значений. Для этой группы был получен конкордантный U–Pb-возраст  $2802 \pm 12$  млн лет, который интерпретируется как время кри-

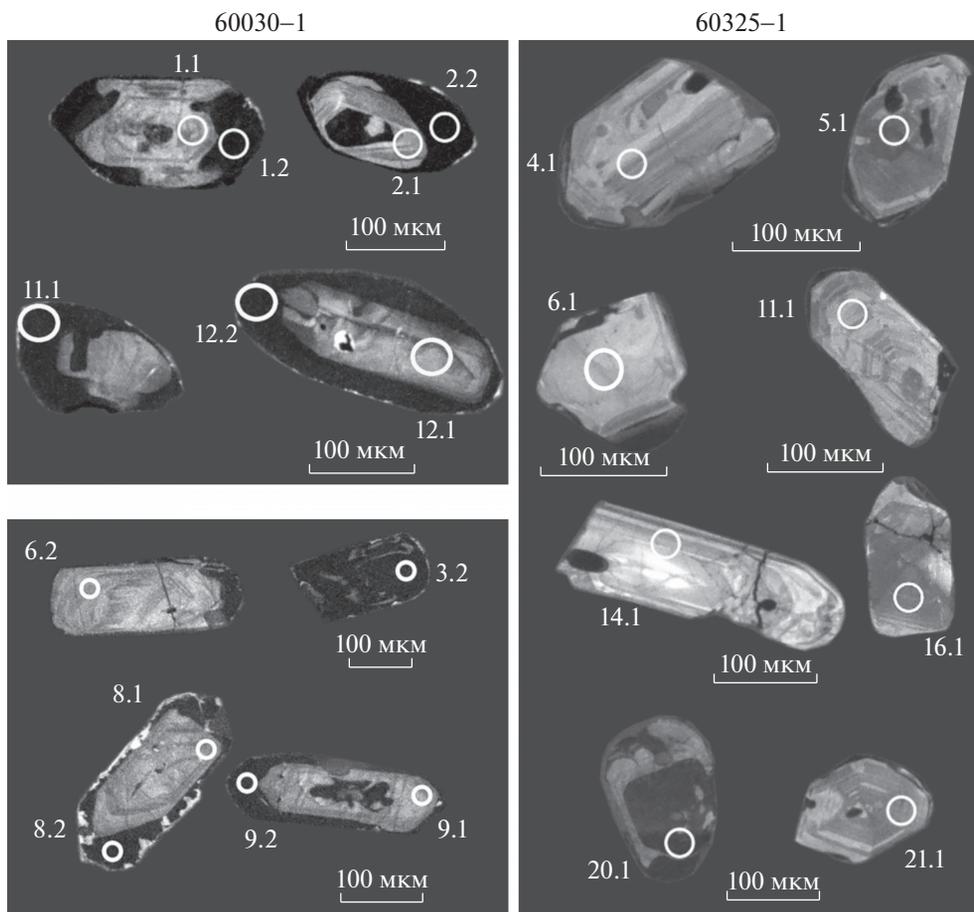


Рис. 12. Катодолюминесцентные фото исследованных зерен цирконов в датированных образцах ТТГ гнейсов. Показано (кружки): морфология цирконов и области U–Pb измерения возраста.

сталлизации магматического протолита гранито-гнейсов (рис. 13).

Анализ десяти оболочек показал, что они обладают низким Th/U соотношением (0.06–0.17),  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста находятся в интервале 2721–2581 млн лет.

По шести значениям получено верхнее пересечение с конкордией  $2689 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0.41). На основе группы четырех значений получен практически идентичный конкордантный возраст  $2688 \pm 7$  млн лет. Оболочки представляют результат перекристаллизации магматического циркона и полученный возраст отвечает неархейскому тектоно-термальному событию.

**Амфибол-биотитовый меланогнейс (образец 60325-3).** Был выполнен 21 анализ по различным частям зерен циркона в обр. 60325-3 (амфибол-биотитовый меланогнейс). За исключением 4-х анализов, по 17-ти анализам была построена линия регрессии с верхним пересечением в значении  $2792 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0.92). Субконкордантная группа из 13-ти значений дает аналогичный возраст  $2798 \pm 8$  млн лет и означает время кри-

сталлизации магматического циркона и формирование протолитов меланогнейсов. Три значения по оболочкам образуют дискордантную группу с возрастом предполагаемого метаморфизма  $2716 \pm 9$  млн лет.

**Биотитовый гранито-гнейс (обр. 60331-1).** Было выполнено 25 анализов по различным частям зерен цирконов гранито-гнейса (рис. 14). Построенная дискордия имеет верхнее пересечение с возрастом  $2787 \pm 27$  млн лет (СКВО = 6.7). Это значение с учетом ошибки близко полученному конкордантному возрасту  $2798 \pm 8$  млн лет для группы из 16-ти зерен. На гистограмме распределения возрастов выделяются два отчетливых пика. Более древний возраст около 2800 млн лет отвечает зональным ядрам цирконов и интерпретируется как время кристаллизации протолита, тогда как темным каймам и однородным (перекристаллизованным) ядрам соответствует возраст  $\sim 2700$  млн лет и отвечает времени наложенных тектоно-термальных процессов. Таким образом, для всех трех представленных образцов ТТГ гнейсов, выявленная архейская эволюция цирконов,

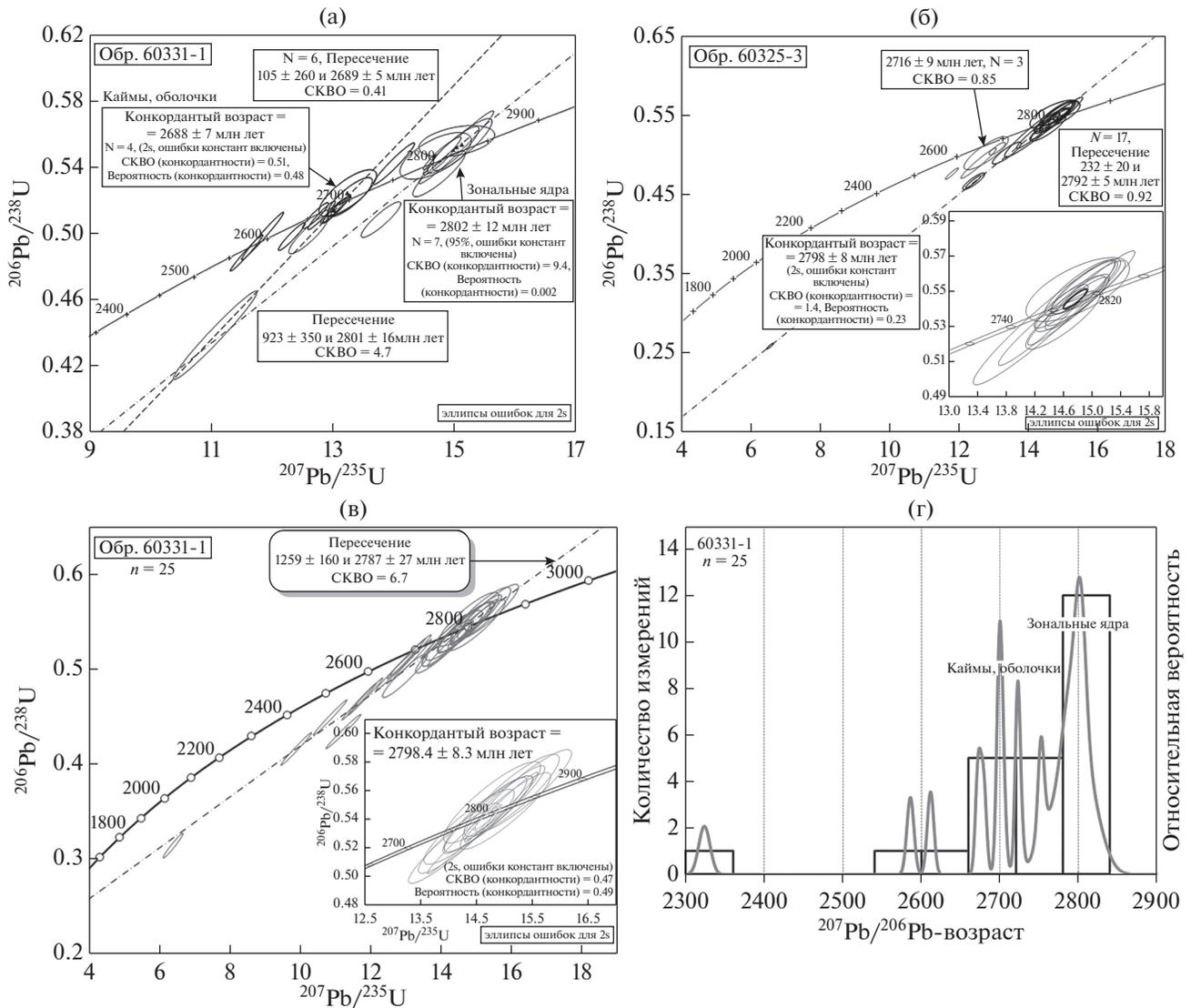


Рис. 13. Результаты U–Pb датирования цирконов из ТТГ ассоциации (горы Раймилл, Блумфилд). (а) – плагиогнейс (обр. 60331-1); (б)–(в) – гранитогнейсы (обр. 60325-3, обр. 60331-1); (г) – график плотности вероятности и гистограмма распределения возрастов цирконов (обр. 60331-1).

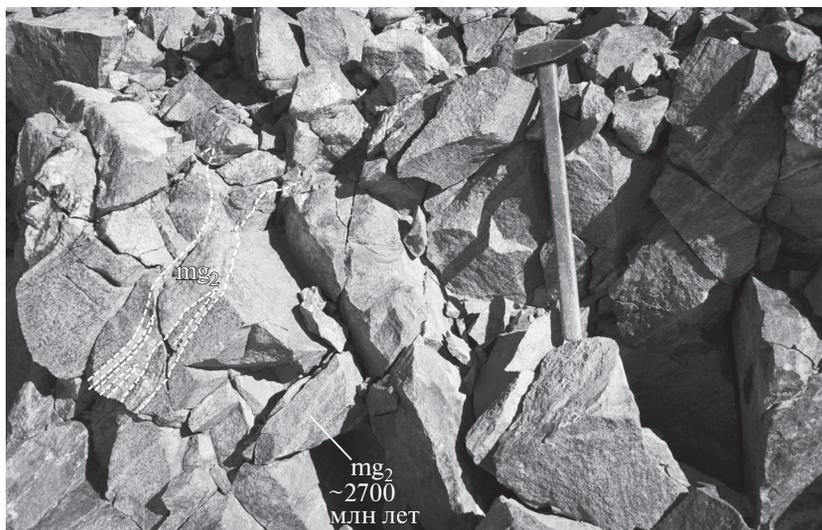
увязанная с морфологией кристаллов, соответствует общему временному интервалу, продолжительностью ~100 млн лет (2800–2700 млн лет) с идентичным возрастом кристаллизации протолитов и наложенными метаморфическими процессами.

Результаты Sm–Nd изотопной систематики показывают значительное превышение  $T_{Nd}(DM)$  более, чем на 400–500 млн лет, по сравнению с U–Pb возрастом кристаллизации пород по циркону (табл. 3). Параметры  $\epsilon_{Nd}$  для всех образцов, рассчитанные на разные значения возраста, находятся среди отрицательных значений и существенно различаются – от –0.7 для обр. 60008-3 до –5.4 для обр. 60306-1.

Такие характеристики указывают на значимое или существенное участие корового вещества и длительную коровую предысторию. Степень участия палеоархейского вещества в формировании протолита (обр. 60336-3а) метасадков серии Мензис была существенной – об этом свидетельствует значительная пропорция детритового циркона с  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастом 3.2–3.5 млрд лет, палеоархейский  $T_{Nd}(DM) = 3510$  млн лет и низкое отрицательное значение  $\epsilon_{Nd}(T) = -2.1$  [1].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На ранних этапах архейской геологической истории формирование наиболее древних гранито-гнейсовых куполов, в том числе ТТГ состава,



**Рис. 14.** Лейкократовый, биотитовый гранитогнейс горы Блумфилд (датированный обр. 60 331-1). Длина рукоятки молотка 50 см.

Мигматизация  $mg_2$  (светло-серая секущая лейкосомы гранитного состава) гнейсов этапа  $D_2$ , аналогичная датированной жильной неосоме на массиве Раймилл (~2.7 млрд лет).

происходило на относительно тонкой коре до 30 км в условиях высокого термического режима мантии [3, 6, 24, 44, 64]. Это обуславливало формирование высокоградиентной первичной базитовой коры и за ее счет образование разогретых микроблоков ранней сиалической коры, в том числе в Антарктике, возможно, начиная с конца хадея—начала эоархея [3, 6, 11, 17, 27, 42, 44, 63].

Также ведущим процессом формирования ТТГ расплавов считается плавление базитов [42, 52]. Выполненные многочисленные эксперименты по плавлению амфиболитов, а также сопоставление РЗЭ и редкоэлементного состава модельных и природных расплавов позволяет оценивать вероятные условия формирования существующих ТТГ ассоциаций [25, 62].

Геологическая история Рукерской области предположительно началась с внедрения пород древних ТТГ ассоциаций с возрастом ~3.4 млрд лет, отвечающих времени становления палеоконтинента Моусон, образовавшихся в результате плавления нижнекорового базитового источника [36, 47] (табл. 4). К рубежу 3.1 млрд лет было сформировано большинство гранито-гнейсовых куполов Рукерского террейна, отвечающих ортогнейсам серии Моусон и сохранивших некоторые петрогеохимические признаки ТТГ серий, несмотря на значимые геохимические перестройки. Их образование происходило, вероятно, в результате плюм-литосферного взаимодействия с частичным плавлением базитовой составляющей на границе верхняя мантия—кора и существенной контаминации древних коровых источников (ранних палеоархейских гранитоидов Моусон). В область

плавления была вовлечена древняя сиалическая кора (3.4 млрд лет и древнее (?)), выступившая в качестве основного источника кислых расплавов. Возможно, ее участие способствовало более высокой кремнекислотности ортогнейсов серии Моусон и ТТГ гнейсов в сравнении с фанерозойскими ТТГ комплексами, как показано на примере Балтийского щита [6].

Эта кора сформировалась в ходе орогении Моусон и представляла древнейший кристаллический фундамент для последующего седиментогенеза и вулканизма серии Мензис. Протократон Моусон являлся как первым источником терригенного материала, так и плацдармом для формирования исходных магматических расплавов мезо—неархейских ТТГ ассоциаций (2800 млн лет), а в дальнейшем ядром для аккреции неархейских блоков и палеопротерозойских коровых террейнов (серии Рукер, Содружество).

Геодинамические условия формирования ТТГ гнейсов (2.8 млрд лет) оставались схожими, что подтверждается общим геохимическим подобием, однако в область плавления источника добавлялась доля вулканогенно-осадочного материала серии Мензис, на что может указывать более молодые значения  $T_{Nd}(DM)$  — ~3250 млн лет, в сравнении с мезо—архейской серией Моусон.

В ортогнейсах Моусон региона исследования не было обнаружено тектоно-структурных маркеров, отвечающих орогении Моусон (см. табл. 4, этап  $M_0$ ), т.к. они полностью были стерты последующими тектоно-термальными событиями с новой сланцеватостью и линейностью. Это могла быть наложенная регрессивная стадия метамор-

Таблица 2. Результаты SHRIMP-II-анализа зерен циркона ТТГ гнейсов г. Блумфилд (южные горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида).

Точки замеров	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст (млн лет)	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ возраст (млн лет)	Дискордантность (%)	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Корреляционный коэффициент
Плагиогнейс, обр. 60 030-1																	
c1.1	0.12	234	159	88.1	0.70	2343 ±49	2683 ±9	+15	2.282	2.49	0.1833	0.54	11.08	2.5	0.438	2.49	0.98
c10.1	—	144	45	61.7	0.32	2610 ±20	2684 ±8	+3	2.004	0.95	0.1834	0.48	12.62	1.1	0.499	0.95	0.89
c14.1	0.11	189	85	82.5	0.46	2651 ±19	2800 ±7	+7	1.966	0.86	0.1968	0.41	13.80	1.0	0.509	0.86	0.90
c5.1	0.01	105	56	49.3	0.55	2813 ±24	2784 ±20	-1	1.828	1.06	0.1949	1.23	14.70	1.6	0.547	1.06	0.65
cb9.1	0.01	917	799	431	0.90	2813 ±14	2787 ±3	-1	1.828	0.62	0.1953	0.19	14.73	0.7	0.547	0.62	0.96
cb4.1	0.01	722	82	345	0.12	2849 ±16	2797 ±25	-2	1.799	0.69	0.1964	1.53	15.05	1.7	0.556	0.69	0.41
c2.1	0.19	682	589	319	0.89	2802 ±16	2799 ±4	-0	1.837	0.68	0.1967	0.27	14.77	0.7	0.544	0.68	0.93
c12.1	—	112	70	53	0.65	2828 ±24	2805 ±9	-1	1.816	1.04	0.1975	0.53	14.99	1.2	0.551	1.04	0.89
c8.1	0.01	225	198	107	0.91	2833 ±37	2808 ±6	-1	1.812	1.63	0.1978	0.36	15.05	1.7	0.552	1.63	0.98
c6.1	0.16	85	73	40.4	0.89	2841 ±27	2812 ±10	-1	1.806	1.15	0.1983	0.62	15.14	1.3	0.554	1.15	0.88
c3.1	—	97	49	44.6	0.52	2767 ±24	2823 ±9	+2	1.865	1.07	0.1996	0.56	14.76	1.2	0.536	1.07	0.88
r1.2	0.00	1156	89	485	0.08	2563 ±20	2581 ±3	+1	2.049	0.93	0.1724	0.18	11.60	1.0	0.488	0.93	0.98
r6.2	0.00	927	63	397	0.07	2607 ±25	2582 ±3	-1	2.006	1.18	0.1725	0.21	11.86	1.2	0.499	1.18	0.99
r8.2	0.02	686	41	294	0.06	2606 ±15	2650 ±4	+2	2.007	0.70	0.1797	0.23	12.34	0.7	0.498	0.70	0.95
r11.1	0.38	788	43	346	0.06	2661 ±14	2659 ±4	-0	1.957	0.63	0.1807	0.24	12.73	0.7	0.511	0.63	0.93
r13.1	—	827	63	363	0.08	2660 ±15	2672 ±4	+1	1.957	0.68	0.1820	0.21	12.82	0.7	0.511	0.68	0.95
r2.2	0.01	1037	182	467	0.18	2718 ±25	2683 ±16	-2	1.907	1.12	0.1833	0.94	13.25	1.5	0.524	1.12	0.77
r12.2	0.01	1003	163	443	0.17	2672 ±13	2687 ±3	+1	1.947	0.62	0.1838	0.19	13.02	0.6	0.514	0.62	0.96
r5.2	—	929	151	410	0.17	2672 ±13	2691 ±3	+1	1.947	0.61	0.1842	0.19	13.05	0.6	0.514	0.61	0.95
r7.1	0.02	1479	96	663	0.07	2708 ±21	2696 ±11	-1	1.916	0.93	0.1848	0.64	13.30	1.1	0.522	0.93	0.83
r9.2	0.05	1495	178	696	0.12	2792 ±22	2721 ±4	-3	1.845	0.95	0.1876	0.27	14.02	1.0	0.542	0.95	0.96
Амфибол-биотитовый меланократовый гнейс (обр. 60 325-3)																	
18.1	0.74	1785	1009	395.2	0.58	1479	2692 ±4	+50	3.879	0.6	0.1844	0.24	6.55	0.6	0.258	0.6	0.93
8.1	—	942	377	376.9	0.41	2465	2773 ±4	+13	2.147	0.7	0.1936	0.24	12.43	0.7	0.466	0.7	0.94
9.1	0.04	196	88	78.6	0.46	2467	2772 ±8	+13	2.145	0.9	0.1935	0.50	12.44	1.0	0.466	0.9	0.87
17.1	0.22	154	138	66.5	0.92	2622	2773 ±10	+7	1.992	1.1	0.1936	0.59	13.40	1.3	0.502	1.1	0.89
5.1	0.03	165	176	75.0	1.11	2741	2791 ±8	+2	1.887	1.7	0.1958	0.49	14.30	1.8	0.530	1.7	0.96
19.1	0.12	62	47	28.5	0.78	2752	2787 ±13	+2	1.878	2.7	0.1952	0.82	14.33	2.8	0.532	2.7	0.96
3.1	0.06	78	56	35.7	0.75	2757	2812 ±12	+2	1.874	1.3	0.1983	0.73	14.59	1.5	0.534	1.3	0.86
7.1	0.00	195	117	90.6	0.62	2789	2786 ±8	-0	1.847	0.9	0.1951	0.51	14.56	1.1	0.541	0.9	0.88
15.1	—	91	72	42.7	0.81	2796	2795 ±11	-0	1.842	1.2	0.1963	0.67	14.69	1.4	0.543	1.2	0.87
13.1	—	158	124	73.8	0.81	2796	2805 ±8	+0	1.841	1.1	0.1974	0.51	14.78	1.2	0.543	1.1	0.91
21.1	0.00	117	112	54.7	0.99	2804	2801 ±10	-0	1.835	1.1	0.1969	0.59	14.79	1.2	0.545	1.1	0.88
2.1	0.06	158	113	74.1	0.74	2809	2803 ±9	-0	1.831	2.0	0.1972	0.53	14.85	2.1	0.546	2.0	0.97
6.1	0.20	69	44	32.5	0.66	2829	2783 ±24	-2	1.815	1.3	0.1948	1.49	14.80	2.0	0.551	1.3	0.67

Таблица 2. Окончание

Точки замеров	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст (млн лет)	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ возраст (млн лет)	Дискордантность (%)	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$ $\pm\%$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ $\pm\%$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ $\pm\%$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ $\pm\%$	Коэффициент корреляции		
11.1	—	100	73	47.4	0.76	2833	27	$\pm 11$	1.812	0.1949	14.82	1.3	0.552	1.2	0.87
1.1	—	107	107	50.7	1.03	2835	25	$\pm 10$	1.811	0.1956	14.89	1.3	0.552	1.1	0.87
4.1	—	99	84	46.9	0.88	2836	27	$\pm 11$	1.810	0.1957	14.91	1.3	0.553	1.2	0.86
16.1	—	141	143	66.8	1.05	2839	24	$\pm 9$	1.808	0.1971	15.03	1.2	0.553	1.0	0.87
12.1	0.03	1166	55	476.7	0.05	2510	13	$\pm 3$	2.101	0.1799	11.81	0.7	0.476	0.6	0.95
10.1	—	264	78	111.1	0.30	2567	34	$\pm 7$	2.044	0.1866	12.58	1.7	0.489	1.6	0.97
14.1	—	40	28	17.3	0.73	2622	37	$\pm 19$	1.992	0.1850	12.80	2.0	0.502	1.7	0.83
20.1	—	956	250	416.6	0.27	2646	14	$\pm 6$	1.970	0.1875	13.12	0.7	0.508	0.6	0.86
Гранитоиды (обр. 60331-1)															
14.1	0.03	1072	67	289	0.06	1759	27	$\pm 7.2$	3.187	0.14804	6.41	1.8	0.3138	1.7	0.972
15.1	0.00	962	107	344	0.11	2240	33	$\pm 4.5$	2.407	0.17287	9.9	1.8	0.4155	1.7	0.988
16.2	0.01	1096	69	422	0.06	2389	35	$\pm 4.2$	2.23	0.17556	10.86	1.8	0.4485	1.7	0.990
17.1	0.01	1606	84	642	0.05	2463	35	$\pm 3.4$	2.15	0.18207	11.68	1.7	0.4652	1.7	0.993
12.1	0.01	1226	62	496	0.05	2486	36	$\pm 3.7$	2.125	0.18282	11.86	1.7	0.4706	1.7	0.992
15.1re	0.01	1449	90	636	0.06	2658	38	$\pm 3.3$	1.959	0.18504	13.02	1.7	0.5104	1.7	0.993
8.2	0.01	1288	216	551	0.17	2606	37	$\pm 4.1$	2.007	0.18526	12.75	1.8	0.4983	1.7	0.990
3.1	0.01	874	53	386	0.06	2675	38	$\pm 4.3$	1.944	0.1854	13.15	1.8	0.5143	1.7	0.989
19.1	0.00	1790	108	784	0.06	2655	38	$\pm 3.0$	1.962	0.1877	13.19	1.7	0.5097	1.7	0.994
2.1	0.01	969	1095	361	0.17	2323	34	$\pm 4.3$	2.304	0.18788	11.24	1.8	0.4339	1.7	0.989
9.2	0.00	997	39	458	0.04	2761	39	$\pm 3.8$	1.871	0.19114	14.09	1.8	0.5346	1.7	0.991
8.1	0.08	123	62	51.9	0.52	2581	40	$\pm 11.0$	2.031	0.1912	12.98	2	0.4925	1.9	0.939
13.1	0.25	41	23	19.7	0.57	2835	49	$\pm 19.0$	1.81	0.194	14.78	2.4	0.552	2.1	0.874
9.1	0.20	54	30	24.8	0.58	2763	46	$\pm 16.0$	1.869	0.1948	14.37	2.3	0.535	2	0.896
18.1	0.19	74	62	33.6	0.86	2730	43	$\pm 14.0$	1.897	0.1952	14.19	2.1	0.527	1.9	0.913
4.2	0.11	76	42	33.8	0.57	2702	44	$\pm 13.0$	1.921	0.1957	14.04	2.2	0.521	2	0.927
1.1	0.11	72	41	33.6	0.58	2796	44	$\pm 14.0$	1.842	0.1957	14.65	2.1	0.543	2	0.917
10.1	0.09	57	35	26.6	0.63	2798	46	$\pm 15.0$	1.84	0.1962	14.71	2.2	0.544	2	0.909
4.1	0.10	69	44	32.2	0.66	2801	46	$\pm 14.0$	1.838	0.1963	14.72	2.2	0.544	2	0.923
16.1	0.01	462	191	208	0.43	2722	39	$\pm 799.4$	1.904	0.19674	14.25	1.8	0.5253	1.8	0.983
5.1	0.13	96	69	45.8	0.74	2835	44	$\pm 5.4$	1.81	0.1968	14.99	2	0.552	1.9	0.931
7.1	0.13	43	22	20.4	0.53	2853	48	$\pm 18.0$	1.796	0.1971	15.13	2.3	0.557	2.1	0.888
11.1	0.01	465	334	219	0.74	2820	41	$\pm 5.3$	1.822	0.19744	14.94	1.8	0.5489	1.8	0.984
6.1	0.14	64	36	30.6	0.58	2865	49	$\pm 16.0$	1.787	0.1987	15.34	2.3	0.56	2.1	0.909
20.1	0.01	54	31	25.4	0.60	2811	46	$\pm 15.0$	1.83	0.1993	15.02	2.2	0.546	2	0.909

Примечание. (1) — свинец, скорректированный по  $^{204}\text{Pb}$ ; погрешности в пределах 1 $\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  обозначает обыкновенный и радиогенный свинец соответственно; ошибка калибровки в TEMORA Standard составила 0.22%.

**Таблица 3.** Sm–Nd изотопные данные метаморфических и метаинтрузивных пород массива Раймилл и горы Блумфилд.

Образец (номер)	Возраст (млн лет)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	ε <sub>Nd</sub> (0)	ε <sub>Nd</sub> (T)	T <sub>Nd</sub> (DM)
Ортогнейсы серии Моусон								
60318–2	3150	9.73	42.45	0.1386	0.51134	–25.4	–1.8	3651
Метаосадки серии Мензис*								
60008–3	3100	2.997	12.83	0.1082	0.51079	–36.0	–0.7	3384
60336–3а	3100	1.397	7.413	0.1139	0.51084	–35.2	–2.1	3510
Гнейсы ТТГ ассоциации								
60020–1	2800	20.72	104.0	0.1205	0.5112	–28.6	–1.1	3216
60033–4	2800	18.96	96.82	0.1183	0.5111	–30.0	–1.8	3259
60331–1	2800	16.71	86.3	0.11705	0.51108	–30.4	–1.7	3244
60522–4	2800	12.56	61.0	0.12446	0.51121	–27.9	–1.8	3295
Синтектонический гранит–пегматит								
60023–4	2700	1.08	4.36	0.1497	0.5116	–20.44	–4.1	3687
Метагабброид**								
60306–1	2400	2.213	9.705	0.1378	0.51143	–23.6	–5.4	3435

Примечание. \* – по данным [1], \*\* – параметр ε<sub>Nd</sub>(T) для метагаббро рассчитан на значение 2400 млн лет в соответствии с определением возраста внедрения для г. Рукер, (по [16, 32]).

физма M<sub>1</sub> или высокоградиентный метаморфизм протекал селективно. В других районах развития ортогнейсовой серии Моусон были отмечены гранулитовые минеральные парагенезы.

Для сравнительной оценки глубинности и определения условий формирования расплавов гранитогнейсов Моусон и ТТГ ассоциаций наиболее информативны РЗЭ (La), Yb, Sr, Y, Nb, Ta, содержание которых в магматическом расплаве определяется количеством плагиоклаза (Sr), граната и амфибола (Yb, Y) и некоторых других минералов в рестите [51]. Реститовый плагиоклаз концентрирует Eu и Sr, а гранат контролирует уменьшение тяжелых РЗЭ и Y в расплаве.

В.Р. Ветрин [4] провел анализ пяти реститовых ассоциаций от пироксен-плагиоклазовой до ±пироксен-гранат-амфиболовой, где было показано, что в модельных расплавах происходит снижение концентраций тяжелых лантаноидов и Y и общий рост содержания Sr и легких РЗЭ. Это приводит к увеличению La/Yb и Sr/Y и определяется сменой P–T условий среды с увеличением температуры и давления (3 → 8 → 16 → 20 кбар).

Условия формирования и геохимия архейских ТТГ комплексов была суммирована [42, 44, 51, 52].

Экспериментальные исследования, показывающие, что при давлениях 10–12 кбар, расплав сосуществует с остатком амфибол-плагиоклаз-пироксен с небольшим количеством граната и без рутила. Группа ТТГ низкого давления (<10 кбар) имеет безгранатовый амфиболитовый рестит (ро-

говая обманка+плагиоклаз). ТТГ магмы низкого давления обеднены Sr, поскольку реститовый плагиоклаз концентрирует Sr.

Представленные на спайдер-диаграммах точкой всех групп пород, при высоких суммарных содержаниях РЗЭ, характеризуются умеренными и низкими значениями отношений (La/Yb)<sub>n</sub>, что указывает на относительно небольшие глубины магмообразования. Для всех архейских гнейсов это подтверждается отрицательными аномалиями Eu и Sr, указывающими на низкобарические (<10 кбар) процессы фракционирования (см. рис. 10). Такие параметры характерны в случае нахождения расплава в равновесии с плагиоклаз-пироксен-амфиболовым реститом и низкой степенью плавления граната [51].

Об относительно низком давлении метаморфизма свидетельствуют крайне редкие находки минеральных парагенезов с гранатом и метаморфических ортопироксенов.

Условия метаморфизма серии ортогнейсов Моусон на одноименном уступе оцениваются в 8 кбар (T ≈ 700°C) в пограничных условиях между амфиболитовой и гранулитовой фациями [7].

Средние отношения La/Yb в случае ортогнейсов Моусон и ТТГ гнейсов увеличиваются от ранних к поздним сериям. Концентрация La растет значительно активнее, нежели Yb, что дает рост La/Yb, свидетельствующий об изменении P–T условий магмообразования и составе магматического источника. Одновременное повышение со-

**Таблица 4.** Возраст и последовательность тектоно-термальных событий в докембрийской эволюции Рукерской области.

Этап событий	Возраст тектоно-термального события (млн лет)	Массив Раймилл, гора Блумфилд	Другие регионы в пределах Рукерской области
1	3400–3150	<i>Орогенция Моусон 3400–3100 млн лет, метаморфизм <math>M_0</math> [1, 4, 47]</i>	
		заключительный этап орогенции Моусон: – внедрение протолитов ортогнейсов Моусон (Южная часть массива Раймилл) – кристаллизация магматического протолита гранитоидного состава, по [1]: $\geq 3164.2 \pm 9.2$ млн лет (ортогнейс); $\geq 3163.2 \pm 7.8$ млн лет (гранитогнейс) [1].	внедрение протолитов ортогнейсов серии Моусон, (по [34, 47–49, 57]): 3390–3380 млн лет; $3370 \pm 11$ млн лет (трондьемит (?). Макью Блафф)); 3180–3160 млн лет (гранит).
2	3000–2800	<i>Метаморфизм <math>M_1</math> (орогенция Стинир, по [48])</i> – амфиболитовая до гранулитовой фации метаморфизма – деформации $D_1$ – образование сланцеватости $S_1$ в протолитах гранитогнейсов – изоклинальные лежачие складки $F_1$ ; – синтетектоническое формирование мезо-неоархейских протолитов гранитогнейсов ТТГ серии, [22]: $2917 \pm 82$ – $2878 \pm 65$ метаморфизм (?), Nd-отношения (метагабброиды горы Рукер)	
		– синтетектоническое внедрение протолитов Vt-Amf гранитогнейсов, плагиогнейсов ТТГ ассоциации (гора Блумфилд): <b><math>2802 \pm 12^*</math></b> (обр. 60030-1); <b><math>2798 \pm 8^*</math></b> (обр. 60325-3); <b><math>2798 \pm 8.4 \pm 8.3</math> млн лет*</b> (обр. 6033101). – внедрение протолитов плагиогнейсов монцонитового состава, обр. 48129-1, массив Раймилл, (по [48]): $2800 \pm 7$ млн лет	– внедрение протолитов Vt-Amf гнейсов гранодиоритового состава, обр. 48126-1, массив Стинир, (по [48]): $2814 \pm 11$ млн лет; – синтетектоническая лейкосома гнейсов, обр. 9828, уступ Моусон, Макью Блафф, [34]: $2788 \pm 5$ млн лет
3	$\leq 3000$ – $2700$ (?)	– образование осадочных толщ за счет разрушения протолитов гранитогнейсов серии Моусон и мезо–неоархейских ТТГ-гранитогнейсов; – формирование первичной слоистости $S_0$ ; – локальное проявление финальной ретроградной фазы метаморфизма $M_1$ ( $S_0 \rightarrow S_{1ms}$ (?))	

Таблица 4. Окончание

Этап событий	Возраст тектоно-термального события (млн лет)	Массив Раймилл, гора Блумфилл	Другие регионы в пределах Рукерской области
4	2700 – 2680	<i>Метаморфизм M<sub>2</sub></i>	
		– эпидот-амфиболитовая до низов амфиболитовой фации метаморфизма – образование мигматитовой полосчатости в гнейсах mg <sub>2</sub> – формирование в ортогнейсах Моусон локальной новой сланцеватости S <sub>2</sub> , секущей сланцеватость S <sub>1</sub> – изоклиальная складчатость F <sub>2</sub> ; – переход в толщах серии Мензис от первичной слоистости к метаморфической сланцеватости S <sub>0</sub> → S <sub>1ms</sub>	
		– внедрение синметаморфических гранитоидных жил: 2690 ± 31 млн лет (обр. 60318-4); [1] – метаморфические каймы в цирконах: <b>2688 ± 7*</b> млн лет (обр. 60030-1); <b>2716 ± 9*</b> млн лет (обр. 60325-3); ~ <b>2700*</b> млн лет (обр. 60331-1).	– деформированный гранит-аплит, массив Стинир, (по [48]): 2682 ± 17 млн лет (обр. 48135-1).
5	2500–2400 (?)	<i>Метаморфизм M<sub>3</sub></i>	
		– низкоградиентный амфиболитовый или гранулитовый метаморфизм (?) (по [2, 32–33, 48, 56, 57]); – деформации D <sub>3</sub> – формирование субширотно ориентированных пологих открытых складок F <sub>3</sub> серии Моусон и Мензис; – отсутствие новых ориентировок в метаморфической сланцеватости гранитогнейсов (или образование субпараллельных ориентировок S <sub>3</sub> )	
6	2400–2365(?)	– внедрение пластовых тел габброидов, секущих архейские серии и деформированные жилы неоархейских гранитоидов – зоны бластомилонитизации субширотного простираения D <sub>3</sub> и синтектоническое внедрение даек долеритов (возраст с горы Рукер, по [16, 32]), секущих силлы габброидов – локальная динамометаморфическая перекристаллизация даек	
7	~1000 (?)	<i>Рейнерское тектоно-термальное событие (амфиболитовый метаморфизм M<sub>4</sub>)</i>	
		– образование минеральных парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации в габброидах и долеритах (?); U–Pb изотопные свидетельства в цирконах (по [1, 34, 36, 48, 50, 56])	
8	520–480	<i>Пан-Африканское тектоно-термальное событие M<sub>5</sub></i>	
		– образование локальных зон тектонического сжатия северо-западного простираения	

Примечание. \* – полученные геохронологические данные; S<sub>1ms</sub> – сланцеватость в метаосадках.

держаний Eu и Yb от ортогнейсов к ТТГ гнейсам, является также следствием увеличения доли плагиоклаза и амфибола в магматическом расплаве. Частные случаи снижения содержания Eu (и/или Yb), являются следствием фракционирования плагиоклаза (±Amf) как результат дифференциации исходных магм. Синхронное относительное обогащение ТТГ гнейсов как легкими лантаноидами (La), так и Sr свидетельствует о возможном

присутствии геохимически дифференцированно-го метабазитового источника.

Приведенные данные об изменении составов РЗЭ и редких элементов от ортогнейсов серии Моусон к ТТГ гнейсам отражают относительное увеличение мощности архейской сиалической коры на мезоархейском отрезке или, как минимум, – рост давления (от 5–6 до 8–10 Кбар) с увеличением доли плагиоклаза, амфибола в расплаве

Таблица 5. Возрастная корреляция геологических событий в архейских гранит-зеленокаменных областях мира (по [4, 14, 21, 23, 29, 33, 47, 48]).

Временной интервал (млрд лет)	Восточная Антарктида (Рузерская область)		Австралия (млрд лет)	Африка, ЮАР (млрд лет)	Карелия, Фенноскандия (млрд лет)	Канада (млрд лет)	Украина (млрд лет)
	массив Раймилл, г. Блумфилд	массив Стинир и другие горные объекты					
3.4–3.0	3.4–3.0 млрд лет <i>Орогенция Моусон (метаморфизм M<sub>0</sub>)</i>		3.4–3.3 провинция Йилгарн	3.2–3.1 Каапвааль (тоналиты), зеленокаменный пояс Барбертон	3.2–3.1 Водлозерский блок: 3.5–3.2 ТТГ-серия Койтелайнен	3.0 провинция оз. Верхнего (тоналитовый магматизм)	3.1 Гуляйпольский блок
2.9–2.8	3.0–2.8 млрд лет <i>Орогенция Стинир (метаморфизм M<sub>1</sub>)</i> — деформация D <sub>1</sub> ; — амфиболитовая до гранулитовой фации метаморфизма; — образование куполов ТТГ-ассоциации ~2800 млн лет		2.9 ТТГ-гнейсы, Пилбара	2.9–2.82 — тоналиты Машаба и гнейсы Чингези	2.8 Зеленокаменный пояс Беломорья (2.79–2.76 млрд лет); Кольская гранит-зеленокаменная область (2.76–2.73 млрд лет)	2.8 провинция оз. Верхнего (ТТГ-гнейсы)	2.9–2.8 Волчанский, Ремовский, Шевченковский блоки
≤3.0–2.69	3.1–2.8 млрд лет — образование вулканогенно-осадочных толщ серии Мензис		2.9–2.72 зеленокаменный пояс провинции Йилгарн	2.9–2.8 осадки надгруппы Пантола	2.9–2.8 Северо-Карельская система зеленокаменных поясов	2.9–2.6 надгруппа Йеллоунайф	2.9–2.8 Приазовский, Среднеприднепровский метаблоки

Примечание. \* — полученные данные.

и нахождении магматического источника на границе с гранатсодержащим реститом.

Относительно небольшое увеличение глубины означало соответственно рост давления и температуры, где в рестите количество реститового плагиоклаза уменьшалось, и его значительная доля переходила в расплав, а количество клинопироксена в рестите увеличивалось, о чем свидетельствует уменьшение отрицательных аномалий как Eu, так и Sr, от ортогнейсов Моусон к гранитогнейсам и плагиогейсам ТТГ ассоциации.

Высокие содержания РЗЭ в ТТГ гнейсах, с учетом пониженной глиноземистости и преимущественно калиевой специализации (средние значения по архейским гнейсам  $K_2O/Na_2O \geq 1$ ), позволяют соотносить такие породы с оригинальной группой низко-Al, низко-Ti, калиевых архейских гранитоидов, выделенной Э. Мартином [40–44] как редкая разновидность ТТГ ассоциации. Ортогнейсы серии Моусон и ТТГ гнейсы сопоставляются с внутриплитными гранитоидами А-типа.

Дискуссионным вопросом развития Рукерского зеленокаменного пояса до сих пор остается выявление последовательности становления архейских серий Моусон и Мензис и их возрастное положение. Например, считалось, что определенная доля пород серии Мензис, по меньшей мере, такие же древние или древнее, чем свита Моусон [33]. Иначе, предполагается, что формирование ортогнейсов Моусон происходило в течение длительного этапа тектоногенеза от 3400 до 3100 млн лет, сопоставляется с орогенией Моусон, а древние палеоархейские осадки в пределах Рукерского террейна не выделены [47, 48].

Длительное становление серии Мензис с возрастными границами (по детритовым цирконам) от палеоархея до неоархея позволяет предполагать наличие на начальном этапе узких, локальных, изолированных бассейнов осадконакопления, заложенных на завершающем этапе развития блока Моусон, и максимальной седиментацией на интервале 3135–2960 млн лет. Вероятно, эти процессы связаны с началом подъема плюма и возможно более активного растяжения коры. Происходило субширотное удлинение бассейна в современном залегании, унаследованное от исходной ориентировки дискретных зон осадконакопления, в дальнейшем объединенных в единую рифтовую структуру.

Небольшое увеличение в мощности архейской коры, очевидно, сменилось далее дивергентными процессами и ее заметным утонением к началу протерозоя, что связано с активизацией плюмовых процессов – рифтогенезом, осадконакоплением и последующим раннепалеопротерозойским основным магматизмом.

Таким образом, на рубеже архея–палеопротерозоя (2.4–2.5 млрд лет) мог происходить общий процесс мантийно–корового взаимодействия. В ходе исследования мантийных ксенолитов северной части гор Принс–Чарльз была рассмотрена возможность последней термальной вспышки в верхней мантии с древнейшим возрастом преобразования  $2438 \pm 200$  млн лет, ее рекристаллизацией, изменением Sm/Nd отношений, перераспределением изотопных систем [2].

Sm–Nd данные демонстрируют относительно близкий палеоархейский возраст мантийного источника для всех разновидностей горных пород, включая, палеопротерозойские метабазитовые комплексы. Близкие возрасту  $T_{Nd}(DM)$ , свидетельствуют об общем магматическом источнике, зарождение которого можно отнести также к раннеархейскому этапу корообразующих событий.

Модельный Sm–Nd возраст  $T_{DM}$  метагабброидов составляет 3435 млн лет, что на 200 млн лет больше чем  $T_{DM}$ -возраст гнейсов ТТГ ассоциации. Такой факт может являться еще одним доказательством растяжения коры, когда магматическим источником становятся древние, активизированные палеоархейские мантийно–нижнекорые образования в ходе прогрессирующего раскрытия континентального рифта. С другой стороны, низкое отрицательное значение  $\epsilon_{Nd}(T) = -5.4$  указывает, что помимо нижней базитовой коры в роли контаминанта для палеопротерозойских базитов могли выступать как архейские гранитогнейсы серии Моусон, так и мезо–неоархейские ТТГ гнейсы.

В рамки модели плюм–литосферного взаимодействия хорошо укладывается обогащение мантийного источника, а также контаминация древнего корового вещества [23, 26, 29, 35]. Однако степень контаминации метабазитов с корой была невысокой, поскольку геохимические характеристики E–MORB, полученные для метабазитов и долеритов отражают состав плюмового источника, который часто имеет близкие геохимические черты с обогащенными базальтами MORB. Принадлежность магматического источника метабазитов и долеритов к плюмовым подтверждается и соответствующими диаграммами (см. рис. 10).

Минералого–петрографические и петролого–геохимические особенности габброидной ассоциации и дайковых серий Рукерского комплекса указывают на значительную степень влияния плюмовой компоненты при их формировании в условиях корово–мантийного взаимодействия и контаминации родоначальных мантийных расплавов продуктами континентальной коры.

Общий структурно–тектонический анализ Рукерской области, положение разновозрастных серий внутри террейна, а также региональная интерпретация геофизических данных позволили



**Рис. 15.** Структура Рукерской гранит-зеленокаменной области.

1 – палео–мезоархейские гранито-гнейсовые купола серии Моусон (3400–3100 млн лет); 2 – зеленокаменный пояс, мезо–неоархейская серия Мензис, неоархейская серия Стинир (3100–2750 млн лет); 3 – мезо–неоархейские купола ТТГ гнейсов (~2.8 млрд лет); 4 – палеопротерозойская серия Рукер (2.5–2.1 млрд лет); 5 – неопротерозойская серия Содружество (1–0.9 млрд лет); 6–7 – границы: 6 – структурно-формационных областей, 7 – геологических серий; 8 – горные объекты (массивы, нунатаки)

представить площадь развития Рукерского террейна в виде структурной мозаики, представляющей чередование линейных зеленокаменных поясов, разделенных изометричными гранито-гнейсовыми, гранит-мигматитовыми купольными структурами [46] (рис. 15).

Чешуйчато-надвиговые ансамбли зеленокаменных поясов максимально деформированы и имеют доминирующее субширотное простирание, большинство купольных структур мезоархея в виде отдельных вкраплений расположены среди пород мезоархейской метавулканогенно-осадочной серии Мензис [15].

Северная окраина Рукерского террейна имеет мозаичный структурно-морфологический рисунок, характерный для большинства гранит-зеленокаменных областей мира, ее строение согласуется с восточными и южными блоками Рукерского комплекса.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного комплексного исследования тектонического строения и вещественного состава серии ортогнейсов Моусон, метавулканогенно-осадочной серии Мензис зеленокаменного пояса, а также тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, слага-

ющих Рукерскую провинцию были выделены этапы тектонических деформаций и метаморфизма Рукерского террейна, последовательность смены архейских тектоно-магматических процессов в северном блоке Рукерской области, что отражено в следующих выводах:

1. Ортогнейсы серии Моусон исследованной площади по составу близки ТТГ ассоциациям и представляют собой палео-мезоархейские купола, образованные реоморфизованными гранито-гнейсовыми (гранит-мигматитовыми) ассоциациями, по периметру тектонически обрамленными породами мезо–неоархейской метавулканогенно-осадочной серии Мензис.

2. Образования серии Мензис слагают надвинутые структуры зеленокаменного пояса, и, представляют собой усеченный разрез (без участия коматиитов) толщ, представленных преимущественно слабометаморфизованными среднекислыми метаосадками и основными и средними метавулканитами, которые представляют собой, разномасштабные, крутопадающие, тектонические пластины или широко чередующиеся блоки.

3. Образование купольных структур ТТГ ассоциации произошло на рубеже 2800 млн лет и ~2700 млн лет последовал интенсивный тектоно-термальный импульс.

4. Полученные новые геохронологические данные по ТТГ гнейсам показали наличие тектоно-термального импульса около 2700 млн лет, после образования купольных структур ТТГ ассоциации на рубеже 2800 млн лет.

5. Интерпретация геохимических и изотопно-геохимических данных с учетом известных  $P-T$  условий метаморфизма ортогнейсов Моусон, метаосадков серии Мензис позволяет предполагать низкобарические условия формирования комплексов от 5–6 кбар до 8–10 кбар (для ТТГ гнейсов). С изменением  $P-T$  условий источник гранитоидных расплавов эволюционировал во времени и на мезоархейском этапе находился в равновесии с плагиоклаз-пироксен-амфиболовым реститом, далее с увеличением мощности коры к мезо–неоархейскому рубежу доля плагиоклаза и амфибола в расплаве росла и расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с гранатсодержащим реститом. Метаосадки Мензис представляют теригенные отложения, сформированные в близких к дельтовым и прибрежно-морским обстановкам осадконакопления.

6. Формирование большей части первично осадочных пород серии Мензис связано с рифтогенезом палеоархейской континентальной коры в процессе плюм-литосферного взаимодействия и внедрения раннепалеопротерозойских дайковых роев базитов со значительным добавлением к магматическим источникам мантийно-плюмового компонента близкого по составу к E-MORB.

7. Как показал проведенный геохимический и геодинамический анализ метаморфических серий и метаинтрузивных образований, формирование геологических комплексов в архее происходило в геодинамических обстановках близких к континентальным рифтогенным и/или в областях внутриплитного магматизма. Магматизм характеризуется антидромной последовательностью эволюции, типичной в процессе развития рифтовых структур, а также развитием контрастных, бимодальных кислых и основных магматических серий.

8. Геохимические характеристики показывают значительное участие сиалической коры в становлении внутриплитных архейских магматических комплексов, с присутствием мантийной компоненты, как результата плюм-литосферного взаимодействия.

9. Последовательность тектоно-магматических процессов гранит-зеленокаменной Рукерской области Восточно-Антарктического кратона, геологический возраст событий, вещественный состав как крупных структурно-вещественных блоков, так и отдельных серий и магматических ассоциаций (в том числе мезоархейских гранито-гнейсовых куполов серии Моусон и мезо–неоар-

хейских гранито-гнейсов ТТГ ассоциации) во многом подобны или аналогичны гранит-зеленокаменным областям древних кратонов мира Африки, Австралии, Канады, Фенноскандии.

**Благодарности.** Автор благодарен А.А. Щипанскому (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за конструктивное обсуждение, Н.К. Гонжурову (АО “ПМГРЭ”, г. Санкт-Петербург, Россия) за предоставленный каменный материал (обр. 60030-1), а также аналитикам А.Н. Ларионову и П.А. Львову (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия), выполнившим U–Pb определения возраста по циркону, Е.С. Богомолу (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) за изотопно-геохронологические определения Sm–Nd систем. Автор признателен рецензенту Ш.К. Балтыбаеву (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Н.Л., Маслов В.А., Каминский В.Д., Семенов В.С., Богомол Е.С., Капитонов И.Н., Гонжуров Н.А., Мельник А.Ю., Егоров М.С. Новые данные о возрасте метаморфических пород Рукерской гранит-зеленокаменной области (юг Гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // ДАН. 2019. Т. 487. № 6. С. 644–649.
2. Беляцкий Б.В., Андроников А.В. Возраст верхней мантии района озера Бивер (Восточная Антарктика): Sm–Nd изотопная систематика мантийных ксенолитов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. Т. 82. № 2. С. 118–138.
3. Блюман Б.А. Эволюция событий в истории развития Земли от 4.5 до 0.9 млрд лет. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 312 с.
4. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Нордгюлен О. Гомологи “серых гнейсов” среди архейских пород Кольской Сверхглубокой скважины (опыт петролого-геохимического моделирования состава нижней коры и условия образования тоналит-трондьемитовых пород) // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 3. С. 163–196.
5. Вревский А.Б. Геодинамические модели раннего докембрия Фенноскандинавского щита: петрологические и изотопно-геохимические ограничения // Вестн. СПбГУ. 2013. Сер. 7. Вып. 3. С. 4–15.
6. Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20–38.
7. Каменев Е.Н., Маслов В.А., Семенов В.С., Курилин Р.Г., Михайлов В.М., Алексеев Н.Л., Каменев И.А., Семенов С.В. Структура и метаморфизм Антарктического щита // Геотектоника. 2013. № 2. С. 58–75.
8. Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косоугольной слоистости. – Л.: Недра 1968. 128 с.

9. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. — Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Междунар. союза геол. наук. — М.: Недра, 1997. 247 с.
10. *Лидер М.Р.* Седиментология. Процессы и продукты. — Под ред. В. Г. Кузнецова. — М.: Мир, 1986. 439 с.
11. *Ломизе М.Г., Хаин В.Е.* Геотектоника с основами геодинамики. — М.: КДУ, 2005. 560 с.
12. *Маслов В.А.* Докембрийская эволюция Рукерской гранит-зеленокаменной области Восточной Антарктиды: структурно-формационные особенности, возраст и последовательность геологических процессов, геодинамический анализ. — В сб.: *Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем.* — Мат-лы научн. конф. КНЦ РАН, г. Петрозаводск — Петрозаводск: КНЦ РАН, 2017. С. 162—168. 352 с.
13. *Маслов В.А.* Докембрийская эволюция и структура Рукерской гранит-зеленокаменной области Восточно-Антарктического кратона. — В сб.: *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики.* — Мат-лы ЛП Тектонического совещ. ГИН РАН, г. Москва — М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 83—87.
14. *Миц М.В.* Тектоника и геодинамика гранулитогнейсовых комплексов Восточно-Европейского кратона // *Геотектоника.* 2018. № 3. С. 58—88.
15. *Миц М.В., Пастухов В.Г., Гусев Г.С., Моралев В.М., Песков А.И., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Глуховский М.З., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Паталаха Е.И., Раевский А.Б., Фонарев В.И., Хворова Г.П., Щербатов И.Б.* Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. — М.: Роскомнедра-Госкомгеология Украины—Геокарт—МАНПО. 1994. 503 с.
16. *Михальский Е.В., Ковач В.П., Лайба А.А.* Позднеархейские граниты и метавулканиды Рукерской области (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида): предварительные результаты U—Pb датирования и геохимические особенности. — В сб.: *Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги.* — Мат-лы научн. конф. КНЦ РАН, г. Петрозаводск. — Петрозаводск: КНЦ РАН, 2009. С. 118—122.
17. *Мишкин М.А., Вовна Г.М.* Хадейская протогора земли: модель формирования и ее возможный состав // *ДАН.* 2010. Т. 433. № 4. С. 504—506.
18. *Перетяжко И.С., Савина Е.А.* Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // *Петрология.* 2010. Т. 18. № 5. С. 536—566.
19. *Равич М.Г., Каменев Е.Н.* Кристаллический фундамент Антарктической платформы. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. 658 с.
20. *Равич М.Г., Соловьев Д.С., Федоров Л.В.* Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида) — Под ред. М.Г. Равича — Л.: Гидрометеоздат, 1978. 230 с.
21. *Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Ларионов А.Н., Червяковская М.В., Базиков Н.С., Корши Е.Х.* Геохронология ТТГ ассоциации в мезоархее Курского блока восточной Сарматии // *Вестн. ВГУ. Сер.: Геол.* 2019. № 2. С. 70—80.
22. *Семенов В.С., Каменев Е.Н., Михайлов В.М., Каменев И.А., Семенов С.В.* Последовательность метаморфических событий в раннем докембрии южной части гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) // *Зап. РМО.* 2008. Ч. 137. № 6. С. 1—27.
23. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). — Под ред. О.И. Володичева — Петрозаводск: КНЦ РАН, 2009. 296 с.
24. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. — Под ред. Л.С. Бородин — М.: Мир, 1988. 384 с.
25. *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // *Геохимия.* 2000. № 7. С. 704—717.
26. *Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарылажского выступа, Прибайкалье // *Петрология.* 2008. Т. 16. № 5. С. 501—526.
27. *Хаин В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // *Геотектоника.* 2006. № 5. С. 3—24.
28. *Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А.* О среднем составе ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // *ДАН.* 2017. Т. 472. № 2. С. 24—25.
29. *Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийноплюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. — М.: ЛКИ, 2008. 560 с.
30. *Обстановки осадконакопления и фации.* — Под ред. Х. Рединга — М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с. Т. 2. 381 с.
31. *Рейн Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. — Под ред. А.В. Коченова — М.: Недра. 1981. 439 с.
32. *Belyatsky B.V., Kamenev E.N., Laiba A.A., Mikhalsky E.V.* Sm—Nd ages of metamorphosed volcanic and plutonic rocks from Mount Ruker, the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica. — In: *9th International Symposium in Antarctic Earth Sciences*, (Terra Nostra, Berlin, Germany. 2003. Abstr.), pp. 101—123.
33. *Boger S.D.* An Archaean province in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: U—Pb zircon evidence for c. 3170 Ma granite plutonism and c. 2780 Ma partial melting and // *Precambrian Research.* 2006. Vol. 145. No. 3. P. 207—228.
34. *Boger S.D., Maas R., Fanning C.M.* Isotopic and geochemical constraints on the age and origin of granitoids from the central Mawson Escarpment, southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. 155. P. 379—400.
35. *Condie K.C.* Mantle plumes and their record in the Earth History. — (Cambridge, NY— Melbourne. Cambridge Univ. Press, 2001), 306 p.
36. *Fitzsimons I.C.W.* Proterozoic basement provinces of southern and south-western Australia, and their correlation with Antarctica. — In: *Proterozoic East Gondwana: Super-Continent Assembly and Breakup.* — Ed.

- by M. Yoshida, B.F. Windley, S. Dasgupta S, (Spec. Publ. Geol. Soc., London, 2003), P. 93–13.
37. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. No. 42. P. 2033–2048.
  38. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot 3.75. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochron. Centre Spec. Publ.* 2012. № 5. P. 1–71.
  39. *Ludwig, K.R.* 2003 User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochron. Center Spec. Publ.* 2012. No. 4. pp. 74. www.bgc.org
  40. *Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. Vol. 46. P. 411–429.
  41. *Martin H.* Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry // *J. Petrol.* 1987. Vol. 28. P. 921–953.
  42. *Martin H., Moyen J.-P.* Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of the Earth // *Geology.* 2002. Vol. 30. P. 319–322.
  43. *Martin H.* The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. – In: *Archaean Crustal Evolution.* – Ed. by K.C. Condie, (Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 1994), P. 205–259.
  44. *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 1–24.
  45. *Maslov V., Alekseev N.,* Precambrian evolution of the Ruker granite-greenstone terrain of the East Antarctica: structure, age and geodynamic setting. – In: *Structure, Evolution, and Heterogeneity of Antarctica's Continental Lithosphere.* – XIII Int. Symp. Antarctic Earth Sci., July 24–25, 2019, Incheon, South Korea, (Abstr. List-Poster), A172. P. 13.
  46. *McLean M.A., Wilson C.J.L., Boger S.D., Betts P.G., Rawling T.J. and Damaske D.* Basement interpretations from airborne magnetic and gravity data over the Lambert Rift region of East Antarctica // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. P. 1–20.
  47. *Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Sheraton J.W., Ronald N.W.,* 2006. Two distinct Precambrian terranes in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints // *Gondwana Research.* 2006. Vol. 9. P. 291–309.
  48. *Mikhalsky E.V., Henjes-Kunst F., Belyatsky B.V., Ronald N.W.* New Sm–Nd, Rb–Sr, U–Pb and Hf isotope systematics for the southern Prince Charles Mountains (East Antarctica) and its tectonic implications // *Precambrian Research.* 2010. Vol. 182. No. 1–2. P. 101–123.
  49. *Mikhalsky E.V., Henjes-Kunst F., Ronald N.W.* Ultramafic rocks in high-strain zones of the Southern Mawson escarpment, Prince Charles Mountains (East Antarctica): Evidence for major crustal shear zones of the Palaeoarchaean age? // *Terra Antarctica.* 2007. Vol. 14. No. 1. P. 69–84.
  50. *Mikhalsky E.V., Laiba A.A., Beliatsky B.V.* Tectonic subdivision of the Prince Charles Mountains: a review of geologic and isotopic data. – In: *Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences.* – Ed. by D.K. Futterer, *D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller, F. Tessensohn,* (Springer, Berlin–Heidelberg–NY. 2005), P. 69–82.
  51. *Moyen J.-F.* The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth // *Lithos.* 2011. Vol. 123. P. 21–36.
  52. *Moyen J.-F., Martin H.* Forty years of TTG research // *Lithos.* 2012. Vol. 148. P. 312–336.
  53. *Nugent L.J.* Theory of the tetrad effect in the lanthanide (III) and actinide (III) series // *J. Inorg. Chem.* 1970. Vol. 32. P. 3485–3491.
  54. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. Vol. 100. P. 14–48.
  55. *Pearce J.A., Harris N.B., and Tindle A.G.* Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *J. Petrology.* 1984. No. 5. P. 956–983.
  56. *Phillips G., White R.W., Wilson C.J.L.* On the roles of deformation and fluid during rejuvenation of a poly-metamorphic terrane: inferences on the geodynamic evolution of the Ruker Province, East Antarctica // *J. Metamorph. Geol.* 2007. Vol. 25. P. 855–871.
  57. *Phillips G., Wilson C.J.L., Campbell I.H., Allen C.M.* U–Th–Pb detrital zircon geochronology from the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica – defining the Archaean to Neoproterozoic Ruker Province // *Precambrian Research.* 2006. Vol. 148. P. 292–306.
  58. *Phillips G., Wilson C.J.L., Fitzsimons, I.C.W.* Stratigraphy and Structure of the Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Terra Antarctica.* 2005. Vol. 12. No. 2. P. 69–86.
  59. *Sharpenok L., Kostin A., Kukharensko E.* Diagram alkali sum–silica (TAS) for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks – EGU General Assembly, April 7–12, 2013, (Vienna, Austria, 2013. Abstr.), Vol. 15. P. 13518.
  60. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in the Oceanic Basins,* – Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989). Vol. 42. P. 313–345.
  61. *Tingey R.J.* The geologic evolution of the Prince Charles Mountains – an Antarctic Archean cratonic block. – In: *Antarctic Geoscience.* – Ed. by C. Craddock, (Univ. of Wisconsin, Madison, USA, 1982), P. 455–464.
  62. *Turkina O.M.* Model types of tonalite-trondhjemite melts and its natural counterparts // *Mineral. Mag.* 1998. P. 1547–1548.
  63. *O'Neill C., Debaille V.* The evolution of Hadean–Eoarchaeon geodynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 406. P. 49–58.
  64. *Williams I.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe – Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. – In: *Reviews in Economic Geology,* – Ed by M. McKibben, W.J. Shanks, W. Ridley, (Soc. Econom Geol., Toronto, Canada, 1998. Vol. 7), P. 1–35.

## Precambrian Evolution and Structure of the Granite-Greenstone Ruker Province of the East Antarctic Craton: Age and Sources of Archean Granitoid Magmatism

V. A. Maslov\*

*Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean ("VNIIOkeangeologia"),  
Angliyskiy av., bld. 1, 190121 Saint-Petersburg, Russia*

*\*e-mail: massev@gmail.com*

Comprehensive results of the interpretation of structural–petrological studies, new geochemical, geochronological data of metamorphic rocks of the Rymill and Bloomfield Mountains in the northern part of the granite-greenstone province of Rucker of paleoarchean origin, are presented. The northern block of the Ruker Terrane is composed of Meso–Neoarchean granite-gneiss domes along the perimeter, tectonically “framed” by fragments of the greenstone belt of the Meso–Neoarchean metavolcanogenic-sedimentary Menzies series. The entire set of rocks covers a significant time interval 3.2–2.5 Ga. The composition of Mesoarchean granite-gneiss domes of the Mawson series (3.2–3.1 Ga) corresponds to ancient granitoids and is close to tonalite-trondemite-granodiorite complexes (TTG) in comparison with similar associations of ancient cratons of Australia, Canada and the Fennoscandia. Mawson Orthogneiss is polymetamorphic, and significant degree of gneiss recrystallization is associated with Meso–Archean metamorphism, the completion time of which is compared with the formation of the first identified Meso–Neoarchean rock blocks of the late granite-gneiss dome of the TTG association ~2.8 Ga, and pronounced tectono-thermal event ~2.7 Ga. Orthogneiss of Mawson series and TTG-gneisses are compared with plate A-type granites and are classified as type of Archean granitoids with low-Ti content, mainly potassium. Geochemical analysis of rocks composition showed that the formation of the primary melts of the Meso–Archean Mawson orthogneisses occurred, probably, at shallower depths of the earth’s crust ( $P < 8–10$  kbar), in comparison with the Meso–Neoarchean TTG-gneisses. The formation of primary sedimentary rocks of the Menzies Series is associated with rifting of the Paleoarchean continental crust during plume-lithospheric interaction, and intrusion of Early Paleoproterozoic metabasites and dike swarms with a significant addition to magmatic sources of the mantle-plume component of the E-MORB type.

*Keywords:* East Antarctica, tectonics, Archean geochronology, granite-gneiss domes, greenstone belts, TTG associations, rifting, plume-lithospheric interaction

УДК 551.242.51

## УГЛЕВОДОРОДНЫЕ СИСТЕМЫ АВТОКЛАВНОГО ТИПА ПРИКАСПИЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (РОССИЯ): УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

© 2022 г. Ю. А. Волож<sup>1, \*</sup>, Л. А. Абукова<sup>2</sup>, М. П. Антипов<sup>1</sup>, И. С. Патина<sup>1</sup>, И. А. Гарагаш<sup>3</sup>, О. К. Навроцкий<sup>4</sup>, Д. А. Соин<sup>5</sup>, А. А. Суслов<sup>2</sup>, Р. Р. Гумерова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт проблем нефти и газа РАН, ул. Губкина, д. 3, 119333 Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт физики Земли РАН, д. 10, ул. Б. Грузинская, 123242 Москва, Россия

<sup>4</sup>АО “Нишне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики”, ул. Московская, д. 70, 410012 Саратов, Россия

<sup>5</sup>АО “ГазпромВНИИГАЗ”, пр-д Проектируемый № 5537, д. 15, п. Развилка, г.о. Ленинский, 142717 Московская область, Россия

\*e-mail: mpantipov@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.08.2022 г.

После доработки 17.10.2022 г.

Принята к публикации 30.10.2022 г.

На основе современных представлений о структурной организации геологической оболочки Земли авторы обосновывают геофлюидодинамические закономерности локализации углеводородных систем (и их элементов) на больших глубинах. По мнению авторов, в условиях высоких компрессионных нагрузок, оказываемых вышележащими отложениями, надежного всестороннего литологического экранирования коллекторов, гидродинамической стагнации в глубокопогруженных комплексах эвапоритовых бассейнах может быть развит особый – автоклавный – тип углеводородных систем. Авторы прогнозируют, что в Прикаспийской нефтегазоносной провинции в подсолевом нефтегазоносном этаже (в нижнедевонско–нижнепермских отложениях) автоклавная углеводородная система могла сформироваться за счет: экранирующей роли значительного по мощности соленосного комплекса (i), нереализованного генерационного потенциала нефтегазоматеринских толщ, представленных глубоководными отложениями и погруженных на 4–6 км и более (ii), гидродинамической стагнации водонапорной системы (iii). Под контролем этих условий приконтактные с нефтегазоматеринскими породами палеорусловые объекты и внутрибассейновые карбонатные постройки выполняют роль высокочемких резервуаров для продуктов катагенной флюидогенерации, а сегрегация однофазного флюида с фазообособлением углеводородов в периоды резкого снижения пластового давления завершает процесс образования уникальных и крупных месторождений углеводородов.

**Ключевые слова:** геофлюидодинамическая концепция поисков углеводородов, сейсмостратиграфические комплексы, большие глубины, гидродинамическое экранирование, автоклавный тип углеводородных систем, пластовое давление, поровое давление, Прикаспийская впадина

**DOI:** 10.31857/S0016853X22060078

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящей статье рассматриваются условия формирования углеводородной системы (УВС) автоклавного типа на больших глубинах осадочного чехла. Объектом исследования выбрана Прикаспийская нефтегазоносная провинция (НГП) – регион площадью более 500 тыс. км<sup>2</sup> с промышленно развитой инфраструктурой, необходимой для скорейшего ввода перспективных площадей в промышленное освоение, и внеконкурентными возможностями наращивания ресурсного углеводородного

потенциала за счет освоения подсолевой части разреза мощностью свыше 13 км [13, 23].

На основе данных и материалов, полученных при исследовании Прикаспийской нефтегазоносной провинции, авторы раскрывают особенности механизма сопряженного нефтегазообразования и нефтегазонакопления на больших глубинах в условиях надежной гидродинамической изоляции, мощных нефтегазоматеринских пластов и резервуаров повышенной емкости, способных вмещать уникальные и крупные по запасам месторождения углеводородов.

Актуальность исследования определяется тем, что предлагаемые научные аргументы и методические решения по прогнозу нефтегазоносности глубокопогруженных частей осадочного чехла применимы к условиям ряда других нефтегазоносных провинций. Это обеспечивает научно-практическую значимость направлению и объекту исследований прежде всего для обоснования экономически эффективной стратегии поиска уникальных и крупных месторождений углеводородов в нефтегазоносных регионах.

Авторы отчетливо осознают гипотетический характер собственных заключений и выводов, основанных на прогнозе изменений свойств геологической среды на глубинах, неохваченных бурением. При этом мы считаем, что доказательства теоретической обоснованности и практической результативности предлагаемой поисковой концепции послужат импульсом для развития фундаментальных основ тектонодинамического и геофлюидодинамического анализа продуктивности недр, создания достоверных моделей формирования и эволюции глубокопогруженных углеводородных систем.

### УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ

Целесообразность ориентации поисково-разведочных работ на нефть и газ на больших глубинах в нашей стране широко дискутируется, — имеет своих сторонников и противников [10, 12, 16, 22, 27, 35]. С научной точки зрения нередко ставится под сомнение возможность сохранения углеводородов в древних бассейнах на стратиграфических уровнях ниже карбона [14]. Озабоченность специалистов вызывают также высокие финансовые риски, слабая фактографическая база данных бурения и результатов изучения ядра глубоких горизонтов. Свои ограничения накладывают проблемы вскрытия и опробования глубокопогруженных продуктивных пластов в условиях сверхвысоких пластовых давлений, агрессивной (гидро)геохимической среды. Однако для многих регионов со сформированной инфраструктурой добычи, транспорта и переработки углеводородов, вовлечение в хозяйственный оборот углеводородного потенциала нефтегазоносных комплексов, залегающих ниже эксплуатируемых объектов, остается практически безальтернативным решением [9].

Среди индустриальных регионов с длительной историей разработки месторождений углеводородов Прикаспийская НГП занимает особое место, т.к. по существующим оценкам ее углеводородный потенциал больше, чем в Волго-Уральской, Предкавказской, Восточно-Сибирской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинциях в совокупности. Площадь перспективных земель по изогипсе “–4 км” превышает более, чем в два раза совокупные размеры Пермского, Вилли-

стонского, Предаппалачского, Оринокского, Верхнеамазонского древних осадочных бассейнов [4, 17, 20, 23].

Имеет значение и то, что, применительно к Прикаспийской НГП, выполнен большой объем научно-исследовательских работ, направленных на развитие общей теории нефтидогенеза, детализацию геолого-геофизического строения нижнего геодинамического этажа Прикаспийской НГП [2, 4, 8, 21, 24, 29].

А.А. Трофимук [28] высоко ценил результаты прогноза крупных и гигантских месторождений в пределах Прикаспийской впадины и отметил, что впервые в нашей стране были выявлены месторождения, по плотности запасов на единицу площади и продуктивности скважин приближающиеся к соответствующим показателям месторождений Ирана.

Начиная с 2000 г. на материалах подсолевого комплекса Прикаспийской НГП стали активно исследоваться механизмы нефтегазогенерации и аккумуляции углеводородов в пределах структур плитных комплексов древних платформ, толщах дислоцированных, метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород [3, 9, 13].

В Геологическом институте РАН (г. Москва, Россия) в лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов научными сотрудниками М.П. Антиповым, Ю.А. Воложем, И.Е. Варшавской, Н.П. Чамовым и Е.Е. Куриной под руководством Ю.Г. Леонова была создана сейсмостратиграфическая 4D модель Каспийского региона по программе Президиума РАН “Глубокая нефть” [4, 8, 18].

На основе данной модели в Нижне-Волжском научно-исследовательском институте геологии и геофизики (г. Саратов, Россия) специалистами О.И. Меркуловым и Е.В. Постновой был определен углеводородный потенциал Прикаспийской НГП в 70 млрд тонн нефтяного эквивалента начальных ресурсов, а также показана высокая вероятность открытия одного уникального и более полутора десятков крупных месторождений нефти [25].

В Институте проблем нефти и газа РАН (г. Москва, Россия) в течение 20 лет проводятся исследования геофлюидодинамических механизмов формирования зон нефтегазоаккумуляции на больших глубинах осадочного чехла Земли [1, 12].

В последние годы найдены месторождения нефти и газа до глубин 16 км [42]. По данным, полученным в 2022 г., добыча нефти в КНР проводится в осадочных бассейнах из пластов, расположенных на глубинах [39]:

- 5 км (Бохай и Сунляо);
- 6 км (Ордосе);
- 7 км (Сычуаньский);
- 9 км (Таримский).

Доказано, что по состоянию на 2013 г. Мексиканский, Аравийский и Восточно-Венесуэльский нефтегазоносные бассейны совокупно содержат 48.7% от общего объема нефти, обнаруженных в мире на глубинах ниже 4.5 км [33].

В России в настоящее время поиски месторождений углеводородов ниже 4–5 км практически не ведутся, несмотря на обоснованные доводы целесообразности масштабного разворота поисковых и разведочных работ на нефть и газ на больших глубинах, прежде всего, – в Прикаспийской НГП [9, 13]. Здесь объемы неосвоенных ресурсов углеводородов велики, также есть возможность апробации технологий вскрытия продуктивных пластов в сложных горно-технических условиях применительно к карбонатным и терригенным коллекторам, что чрезвычайно важно для развития эффективной методики поиска месторождений углеводородов в глубоководных горизонтах нефтегазоносных провинций, недостаточно изученных бурением.

Следует также отметить, что поисковые работы нефти и газа могут стать импульсом для развития осадочно-миграционной теории нефтегенеза, которой принадлежит важная роль в успешном освоении углеводородного потенциала нефтегазоносных провинций мира. Эта теория является фундаментальной основой стратегии поисково-разведочных работ крупнейших нефтегазодобывающих компаний. Однако объяснительные возможности теории, а также ее ранней производной – антиклинальной поисковой концепции, – во многом утрачиваются при переходе с малых и средних глубин на большие глубины.

К необходимости развития теоретических основ поиска нефти и газа на больших глубинах исследователи пришли не сегодня, в мире уже многие годы активно наращивается научное знание по изучению углеводородных систем, расположенных ниже 4 км [19, 33, 38, 45]. Выявлены наиболее существенные особенности глубоководных нефтегазолокализирующих объектов, к которым, в частности, относятся:

- тяготение месторождений к районам с низким температурным градиентом [39];
- широкое развитие непрерывных по площади маломощных пластовых резервуаров нефти и газа [45, 47];
- концентрация крупных запасов газа в коллекторах с низкой и сверхнизкой проницаемостью [33];
- наличие отдельных разуплотненных резервуаров с улучшенными коллекторскими свойствами [5];
- слабая выраженность традиционных (нефте-) газовойдных контактов у вторично преобразованных коллекторов [37, 46];

– локализация скоплений углеводородов в синклиналиях и моноклиналях [44];

– снижение активности катагенных трансформаций органического вещества при отсутствии возможностей оттока жидких и газообразных продуктов флюидогенерации [19, 40].

В дополнение к этим обобщениям авторы настоящей статьи излагают свой взгляд на функционирование глубоководных углеводородных систем (УВС), фокусируя внимание на место УВС в общем ряду разномасштабных нефтегазолокализирующих объектов, особенности механизмов сопряженного нефтегазообразования и нефтегазонакопления в пределах подсолевых нефтегазоносных этажей с различным геофлюидодинамическим режимом проявления стагнационного водонапорного режима. Это дало возможность уточнения геофлюидодинамических условий локализации углеводородов в нижнедевонско–нижнепермских отложениях Прикаспийской НГП.

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ НГП

### Границы Прикаспийской НГП

В соответствии с традиционными подходами к структурно-тектоническому районированию осадочных чехлов древних и молодых платформ Прикаспийская НГП выделяется в границах распространения галокинетических соляных структур, охватывая Прикаспийскую низменность и акваторию северной части Каспийского моря. Однако такой подход к выделению границ провинции разделяется далеко не всеми исследователями, т.к. в нем не учитывается влияние лито-фациальных характеристик осадочного чехла и его подземной гидросферы на распределение скоплений углеводородов [8, 11, 22, 23].

В соответствии с предлагаемыми нами принципами нефтегазогеологического районирования сводится к обособлению внутри увосферы разноранговых нефтегазолокализирующих объектов (НГЛО) и их последующему картографированию [4, 8]. При этом границы НГЛО проводятся согласно границам соответствующих по рангу сейсмостратиграфических тел, обладающих  $3D + t$  параметрами (три пространственных и один возрастной параметры).

Поясним, что под термином “нефтегазолокализирующий объект” мы понимаем иерархически упорядоченные четырехмерные парагенетически связанные породно-слоевые ассоциации внутри увосферы, которые отличаются от окружающей их геологической среды повышенной плотностью свободных углеводородов (УВ) и особенностями их распределения. Иерархический ряд таксонов НГЛО следующий:

“пространственно ограниченная часть увосферы нефтегазоносной провинции → нефтега-

зоносный этаж → углеводородная система → → нефтегазоносный комплекс → нефтегазоносный горизонт”. Соответствующий ему ряд объектов картографирования, расположенных в пределах гидродинамически закрытых (стагнационных) систем, представлен последовательностью:

“нефтегазоносная провинция → нефтегазоносная субпровинция → нефтегазоносная область → нефтегазоносный район → зона нефтегазонакопления → совмещенный “мини-очаг” генерации и аккумуляции УВ → месторождение УВ”.

В настоящее время под термином “нефтегазоносная провинция” понимается значительная по размерам и стратиграфическому объему осадочного выполнения обособленная территория, приуроченная к одной или группе смежных крупных тектонических структур (таких, как антеклиза, синеклиза, авлакоген и впадина), обладающих сходными чертами геологического строения и развития, общностью стратиграфического диапозона нефтегазоносности, близкими геохимическими, литолого-фациальными и гидрогеологическими условиями, а также большими возможностями генерации и аккумуляции углеводородов [14].

Как показывает анализ многочисленных работ отечественных и зарубежных исследователей, посвященных проблемам нефтегазогеологического районирования, в качестве наиболее крупных НГЛО рассматриваются геологические объекты двух генетически различных типов [6–8, 14, 15, 41]:

- Объекты первого типа – это комплексы заполнения как бассейнов (региональные и зональные седиментационные системы), так и мегабассейнов (межгорные впадины и впадины окраинно-континентальных, окраино-океанических и средиземных морей), расположенных в пределах Циркумгеократического подвижного пояса мезозойско-кайнозойского (альпийского) мегацикла тектогенеза.

- Объекты второго типа – это крупнейшие структуры осадочных чехлов древних и молодых платформ:

- ассоциации нефтегазоносных провинции [6];
- тектоно-седиментационные провинции [30];
- их аналоги, которые представляют собой фрагменты, сохранившиеся в слабоизмененном виде, осадочных чехлов платформ и комплексов заполнения осадочно-породных бассейнов завершающих тектонических циклов [28].

Приведенные генетические различия нефтегазоносных провинций (НГЛО) находят выражение при картографировании:

- объекты первого типа – нефтегазоносные бассейны;
- объекты второго типа – нефтегазоносные провинции.

Однако, такой подход не совсем точно отражает суть их различий и не соответствует современному определению понятия “нефтегазоносная провинция” [8, 22]. Мы полагаем более корректным, что:

- НГЛО первого ранга являются провинциями;
- различия в типах провинций определять по сложности строения их разреза.

Поскольку провинции подвижных поясов представляют собой осадочно-породные бассейны с простым строением, то их целесообразно относить к одноэтажному типу нефтегазоносных провинций, а провинции древних и молодых платформ со сложным строением осадочного чехла – к многоэтажным провинциям.

Для многоэтажных провинций необходимо обоснование критериев выделения их границ, главными из которых является пространственное положение доминантного нефтегазоносного этажа и экранирующей его покрывки и, что особенно важно, их современное положение.

В соответствии с распространением региональной покрывки Прикаспийская НГП помимо Прикаспийской впадины (одного из структурно-тектонических элементов осадочного чехла платформ, выделяемого по отложениям нижнедевонско–нижнепермского комплекса), частично включает территории прилегающих структур:

- юго-восток древней Восточно-Европейской платформы;
- северо-запад молодой Центрально-Евразийской платформы.

В состав древней платформы, в которую входит Прикаспийская НГП, включаются такие крупнейшие структуры юго-востока Русской плиты, как:

- восточный склон Воронежской антеклизы (Приволжская моноклираль);
- южное окончание Рязано-Саратовского прогиба;
- южный склон Волго-Уральской антеклизы (Бузулукский прогиб, Соль-Илецкий выступ).

В состав Прикаспийской НГП, являющейся частью молодой Центрально-Евразийской платформы, входят [8]:

- западный склон Уральского орогена (смежные территории);
- часть Туранской плиты (северный борт Северо-Устюртской впадины);
- северо-восточная часть Скифской плиты (зоны Каракульско-Смушковских и Северо-Бузачинских дислокаций).

Эти регионы, выделенные нами в качестве Северо-западной и Юго-восточной субпровинций Прикаспийской НГП, рассматриваются в составе смежных с ней Волго-Уральской (с северо-запада), Предкавказско-Мангышлакской (с юго-за-

пада) провинций, а также Северо-Устюртской области (с юго-востока) [8] (рис. 1).

### Обоснование границ элементов районирования

Прикаспийская НГП относится к типу многоэтажных провинций с доминантным (нижнедевонско–нижнепермским) нефтегазоносным этажом, регионально выдержанным флюидоупором для которого является соленосная толща [15]. Данная толща определяет специфическую, дисгармоничную архитектуру надсолевого и соленосного комплексов отложений, обусловленную процессами галокинеза.

Прикаспийская НГП уникальна по строению фундамента (консолидированная кора), осадочного чехла (осадочно-вулканогенный слой) и подземной гидросферы всей земной коры [18]. Это обусловлено положением провинции в составе суперконтинента Родиния (Пангея-2) в позднем протерозое и раннем палеозое (на этапе формирования ее фундамента), а затем в составе Пангеи-3 Вегенера в позднем палеозое и мезозое–кайнозое в ходе эволюционного преобразования фундамента и формирования осадочного чехла [23].

Решающее значение в становлении современного облика фундамента имело то обстоятельство, что северо-западная часть территории Прикаспийской НГП в составе архей–раннепротерозойского континента Балтия в рифее являлась частью пассивной окраины Пангеи-2, а к началу венда находилась в зоне коллизии самостоятельных литосферных плит континентального типа Балтика и Скифия [28].

Современная структура осадочного чехла провинции и присутствие в его разрезе уникальной пермской эвапоритовой формации определились в соответствии с особым положением Прикаспийской НГП в пределах узла сочленения таких тектонических структур земной коры, как Восточно-Европейская древняя платформа, Урало-Монгольский (палеозойский) и Средиземноморский (мезозойско–кайнозойский) складчатые пояса.

### Особенности строения разреза земной коры Прикаспийской НГП

Основные черты строения разреза земной коры Прикаспийской НГП отражены на схеме его сейсмогеологического районирования и сеймо-стратиграфического расчленения разреза земной коры северной части Каспийского региона (рис. 2).

В пределах Прикаспийской НГП возрастной диапазон парагенезисов магматических и метаморфических комплексов, слагающих консолидированный слой ее земной коры, не выдержан и

изменяется, последовательно омолаживаясь с запада на восток и с севера – на юг (рис. 3).

В северо-западной части Прикаспийской НГП структуры имеют архей–раннепротерозойский возраст, в юго-восточной части – рифейский возраст, в восточной части – палеозойский возраст. Соответственно изменяется возрастной диапазон парагенезисов породно-слоевых ассоциаций, слагающих осадочный чехол Прикаспийской НГП, а также его структурная организация.

### Строение осадочного чехла Прикаспийской НГП

**Геодинамические сейсмокомплексы.** Осадочный чехол Прикаспийской НГП имеет трехчленное строение и состоит из складчатого, доплитного и плитного геодинамических сейсмокомплексов. Исключение представляет часть территории провинции, принадлежащая к древней Восточно-Европейской платформе, где в разрезе осадочного чехла выделяется только плитный и доплитный геодинамические сейсмокомплексы. Образования более ранних этапов развития земной коры, возникшие в результате последующих процессов вертикальной аккреции, входят в состав консолидированной коры.

Выявленные типы геодинамических сейсмокомплексов имеют следующие отличия:

- формации, характерные типу сейсмокомплекса;
- интенсивность и стиль дислокаций;
- степень эпигенетического преобразования (стадии катагенеза) слагающих пород.

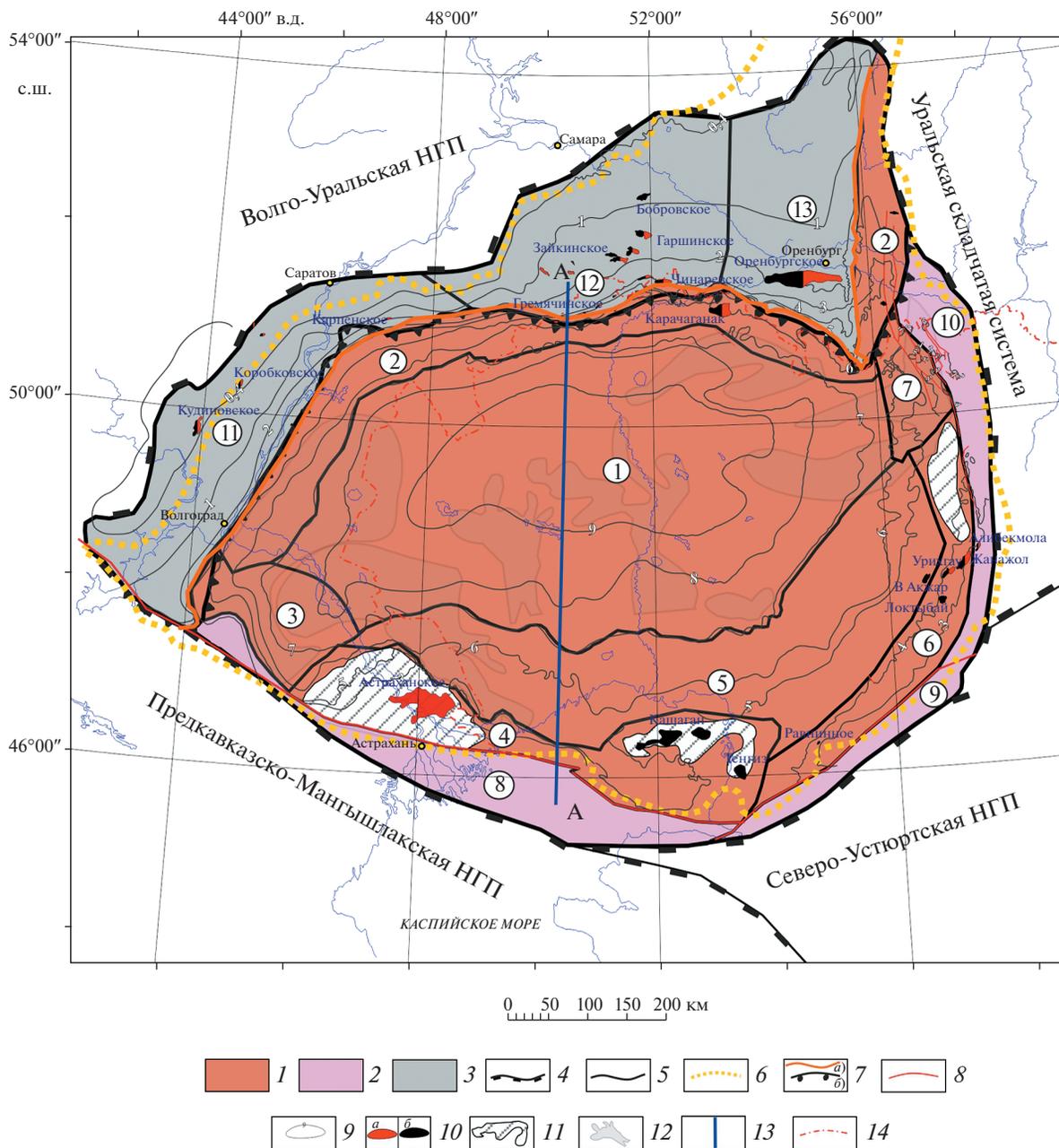
Однотипные геодинамические сейсмокомплексы различаются по возрасту слагающих их тектонических комплексов.

Выделенный складчатый геодинамический сейсмокомплекс в разрезе осадочного чехла Прикаспийской НГП охватывает возрастной интервал в полосе вдоль ее границы:

- Русская плита древней платформы – поздний протерозой (рифей);
- Туранская плита молодой платформы – от ордовика (?) до конца ранней перми (артинский ярус);
- Скифская плита – от раннего девона (пражский ярус) до конца перми.

Соответственно изменяется и возраст нижней границы доплитного геодинамического сейсмокомплекса Прикаспийской НГП, она расположена:

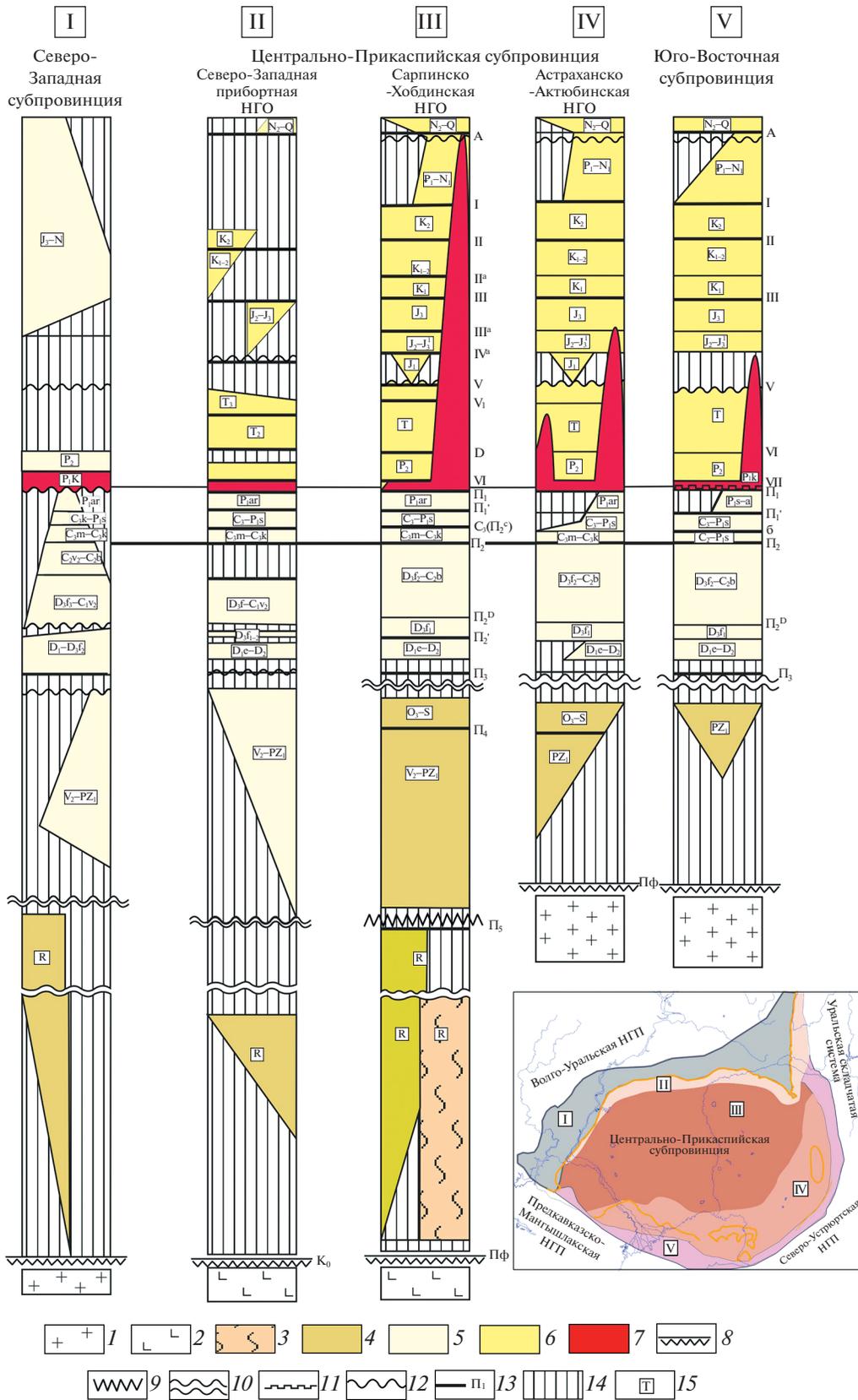
- в северной и центральной частях – на уровне пражского яруса раннего девона;
- в юго-восточной части (вдоль границы с Туранской плитой) – на уровне подошвы кунгурского яруса перми;
- в юго-западной части (вдоль с границы со Скифской плитой) – на уровне подошвы триаса.

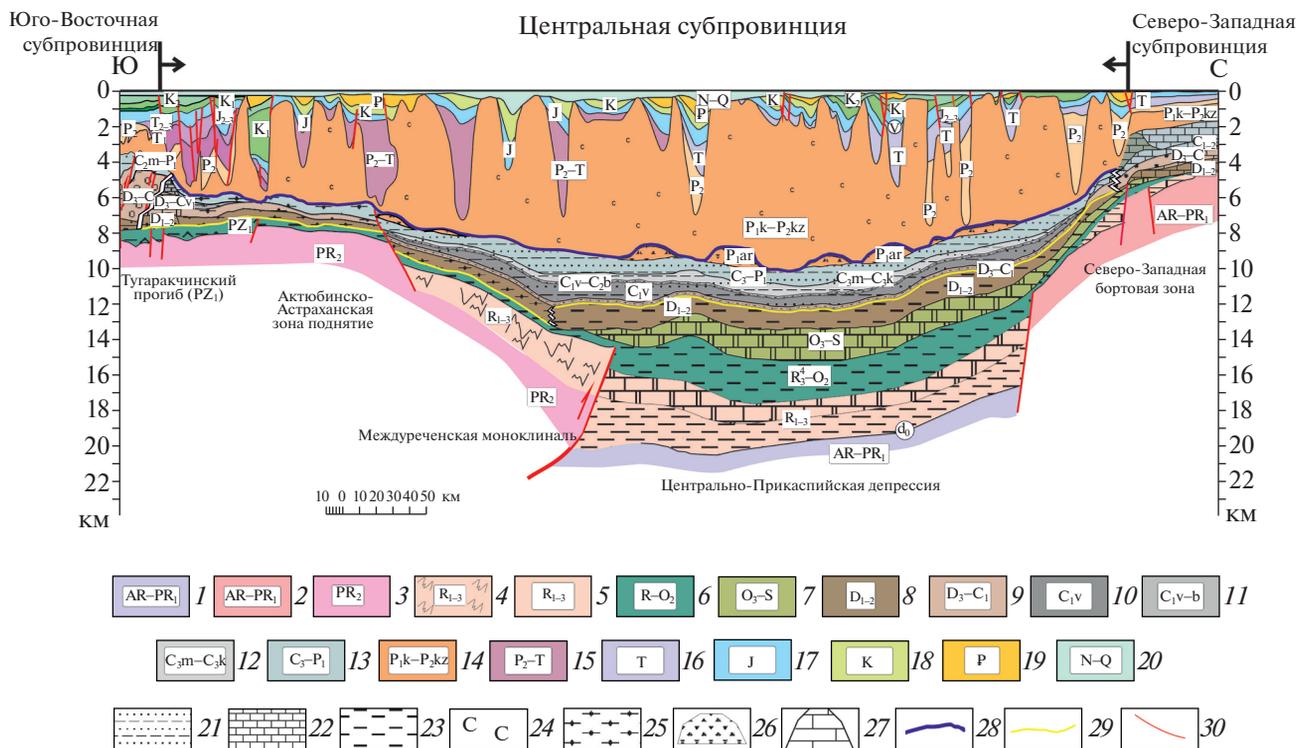


**Рис. 1.** Схема нефтегазогеологического районирования (по данным [8], с изменениями и добавлениями). Обозначены (цифры в кружках) нефтегазоносные области: 1 – Центрально-Прикаспийская; 2 – Северо-Западная прибортовая; 3 – Сарпинская; 4 – Астраханско-Тенгизская; 5 – Междуреченско-Акжарская; 6 – Южно-Эмбинско-Темирская; 7 – Алексеевская; 8 – Юго-Западная-Северокаспийская; 9 – Южно-Эмбинская; 10 – Примугоджарско-Бельская; 11 – Карасальская; 12 – Южно-Бузулукская; 13 – Оренбургская.  
 1–3 – субпровинции: 1 – Центральная, 2 – Юго-Восточная, 3 – Северо-Западная; 4–6 – границы: 4 – НГП, 5 – нефтегазоносных областей, 6 – кунгурской соли; 7 – карбонатные уступы: а – Р<sub>1</sub>, б – D<sub>3</sub>–С<sub>2</sub>б; 8 – разрывные нарушения; 9 – изогипсы по подошве кунгура; 10 – месторождения: а – газовые, б – нефтяные и нефтегазовые; 11 – карбонатные внутрибассейновые платформы; 12 – подводные конусы выноса; 13 – положение сейсмогеологического профиля А–А' Прикаспийской НГП (см. рис. 3); 14 – государственная граница

**Рис. 2.** Строение осадочного чехла Прикаспийской НГП.  
 1–2 – реологические слои консолидированной коры: 1 – верхний неслоистый (прозрачный), 2 – нижний слоистый (утоненная кора); 3–5 – геодинамические сейсмокомплексы осадочного чехла: 3 – складчатый, 4 – доплитный, 5 – плитный; 6–7 – дислокационные сейсмокомплексы солянокупольных областей: 6 – надсолевой, 7 – солевой; 8–13 – границы возрастных сеймостратиграфических подразделений (сеймострат) земной коры: 8 – кровли консолидированной коры, 9 – кровли складчатого геодинамического сейсмокомплекса, 10 – кровли доплитного геодинамического сейсмокомплекса, 11 – подошвы солевого дислокационного сейсмокомплекса, 12 – сейсмогеологических этажей, 13 – квазисинхронных сейсмокомплексов (опорные сейсмические горизонты и их индексы); 14 – перерывы осадконакопления; 15 – возраст квазисинхронных сейсмокомплексов

Прикаспийская НГП





**Рис. 3.** Сейсмогеологический разрез Прикаспийской НГП и типы флюидосистем. 1–3 – консолидированная кора: 1 – архейско-протерозойская утоненная, 2 – архейско-протерозойская, 3 – верхнепротерозойская (кадомская); 4 – складчатый комплекс осадочного чехла (рифейский); 5–7 – доплитные комплексы осадочного чехла: 5 – рифейский, 6 – рифейско-средне-ордовикский, 7 – средне-ордовикско-силурийский; 8–20 – плитные комплексы осадочного чехла: 8 – нижне-среднедевонский, 9 – среднедевонско-нижнекаменноугольный, 10 – визейский, 11 – визейско-башкирский, 12 – московско-касимовский, 13 – гжельско-артинский, 14 – кунгурско-казанский, 15 – верхнепермско-триасовый, 16 – триасовый, 17 – юрский, 18 – меловой, 19 – палеогеновый, 20 – неоген-четвертичный; 21–25 – сейсмофации: 21 – терригенно-карбонатные, 22 – карбонатные, 23 – терригенные, 24 – соленосные, 25 – глубоководные кремнисто-глинистые; 26–27 – потенциальные коллекторы нефтегазолализующих объектов (НГЛО) в автоклавной УВС: 26 – терригенного состава (подводные конусы выноса), 27 – карбонатного состава (внутрибассейновые карбонатные платформы); 28–29 – флюидоупоры в подсолевом комплексе: 28 – региональные, 29 – зональные; 30 – разломы

Возраст плитного геодинамического сейсмокомплекса Прикаспийской НГП охватывает интервал от раннего девона до кайнозоя включительно с некоторым увеличением стратиграфического диапазона в юго-восточной части Прикаспийской НГП за счет отложений нижнего палеозоя, в северо-западной части (на склонах структур, расположенных на юго-востоке Русской плиты) – за счет отложений рифея.

**Дислокационные сейсмокомплексы.** Мощная соленосная толща ранне-среднепермского возраста, подвергнутая воздействию процессов галокинеза, разделяет осадочный чехол Прикаспийской НГП на две дисгармонично дислоцированные части, которые принято относить к специфическим возрастным сеймостратиграфическим подразделениям (сеймостратонам) трансрегионального ранга – дислокационным сейсмокомплексам.

Верхняя (нижнедевонско-нижнепермская) часть разреза подсолевого сейсмокомплекса формировалась в благоприятных для образования и сохра-

нения нефти и газа тектонических и лито-фациальных условиях в обстановке дальнего погруженного шельфа или глубоководных котловин.

Нижнедевонско-нижнепермский разрез представлен мощным (общей мощностью ~5–7 км) циклически построенным комплексом терригенных (преимущественно глинистых) глубоководных отложений с высокой долей захороненного органического материала с встроенными в него массивами внутрибассейновых карбонатных платформ [4, 5].

### Нефтегазогеологическое районирование Прикаспийской НГП

На основе проведенного уточнения строения всего разреза осадочного чехла Прикаспийской НГП, а также его сеймостратиграфических подразделений (ранг геодинамических и дислокационных сейсмокомплексов) было выполнено неф-

тегазогеологическое районирование ее территории (см. рис. 1).

При проведении границ субпровинций в качестве первостепенных учтены такие факторы, как генезис структур соленосного дислокационного сейсмокомплекса и особенности строения увосферы провинции, а также принимались во внимание лито-фациальные неоднородности сейсмогеологических этажей и квазисинхронных сейсмокомплексов подсолевого геодинамического сейсмокомплекса и надсолевого дислокационного сейсмокомплекса.

При выделении границ нефтегазоносных областей внутри субпровинций основное значение имели следующие факторы [8]:

– лито-фациальные неоднородности различных квази-синхронных сейсмокомплексов подсолевого геодинамического сейсмокомплекса в Северо-Западной и Юго-Восточной субпровинциях;

– генезис соляных структур и стадия галокинеза в Центральной субпровинции.

**Строение подземной гидросферы Прикаспийской НГП.** Геофлюидодинамика верхнего (надсолевого) этажа Прикаспийской НГП контролируется тем, что в надсолевой части разреза Прикаспийской впадины развит классический водонапорный режим затрудненного и весьма затрудненного водообменов [31]. Региональный поток подземных вод водоносных комплексов (верхний альб–верхняя пермь–триас) имеет единое направление – с север–северо-востока на юг–юго-запад с основной разгрузкой в акватории Каспийского и Аральского морей. Скорости и градиенты регионального потока достаточно значимые – градиенты пластовых давлений составляют 0.1 мПа/км, скорости потока оцениваются в широком диапазоне значений – от сантиметров до первых метров в год [31].

Геофлюидодинамика нижнего (подсолевого) этажа изучена неполно [2, 26]. Однако, даже многочисленные имеющиеся данные, позволяют оценить ее решающую роль в функционировании автоклавной углеводородной системы (механизмов формирования в ней месторождений углеводородов).

## АВТОКЛАВНАЯ УГЛЕВОДОРОДНАЯ СИСТЕМА ПОДСОЛЕВОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ЭТАЖА

### Поле поровых давлений и стагнационный гидродинамический режим

В ходе создания сейсмостратиграфической 4D модели Каспийского региона нами для Центральной субпровинции Прикаспийской НГП составлен комплект карт масштаба 1 : 2500000 по шести горизонтам, которые характеризуют современную региональную структуру надсолевых комплексов

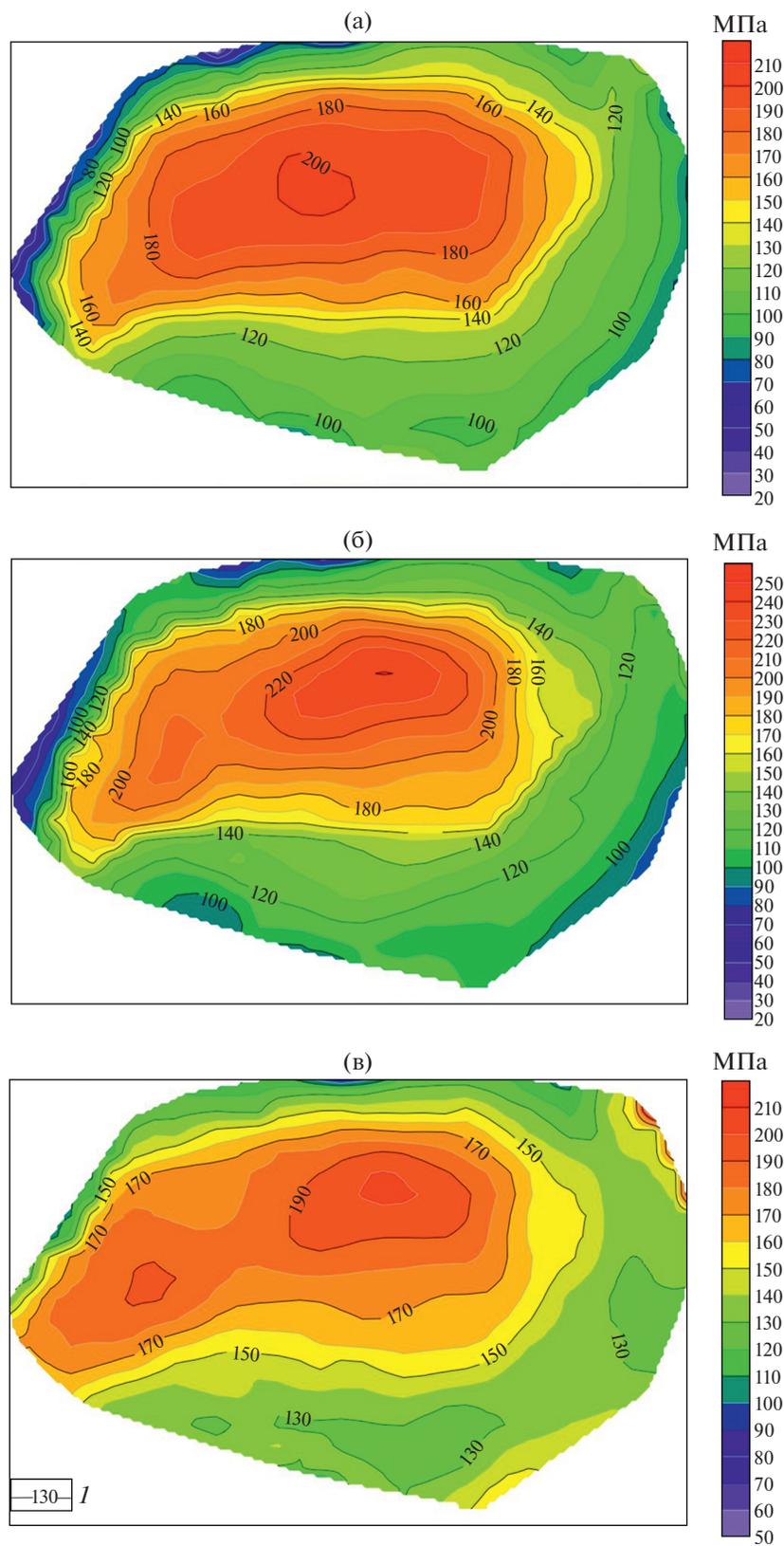
со снятым влиянием соляной тектоники [4]. За тем между парами построенных сопряженных структурных поверхностей методом схождения были определены мощности ограниченных ими отложений перми, триаса, юры, мела, палеоген–миоцена и плиоцена–квартера. Поскольку эти отложения на территории Прикаспийской НГП представлены континентальными и мелководно-морскими осадками, накопление которых происходило в условиях тектонического прогибания, их мощность использовалась для определения величины аккомодационного пространства, сформированного исключительно за счет погружения фундамента и колебания уровня моря в момент их накопления.

Полученные данные позволили детализировать представления о термобарических параметрах углеводородной системы подсолевого нефтегазоносного этажа Прикаспийской НГП, а также интерпретировать влияние геологических событий, происходивших в течении последних 280 млн лет (время накопления соленосной толщи и надсолевых отложений), на изменения этих параметров (рис. 4).

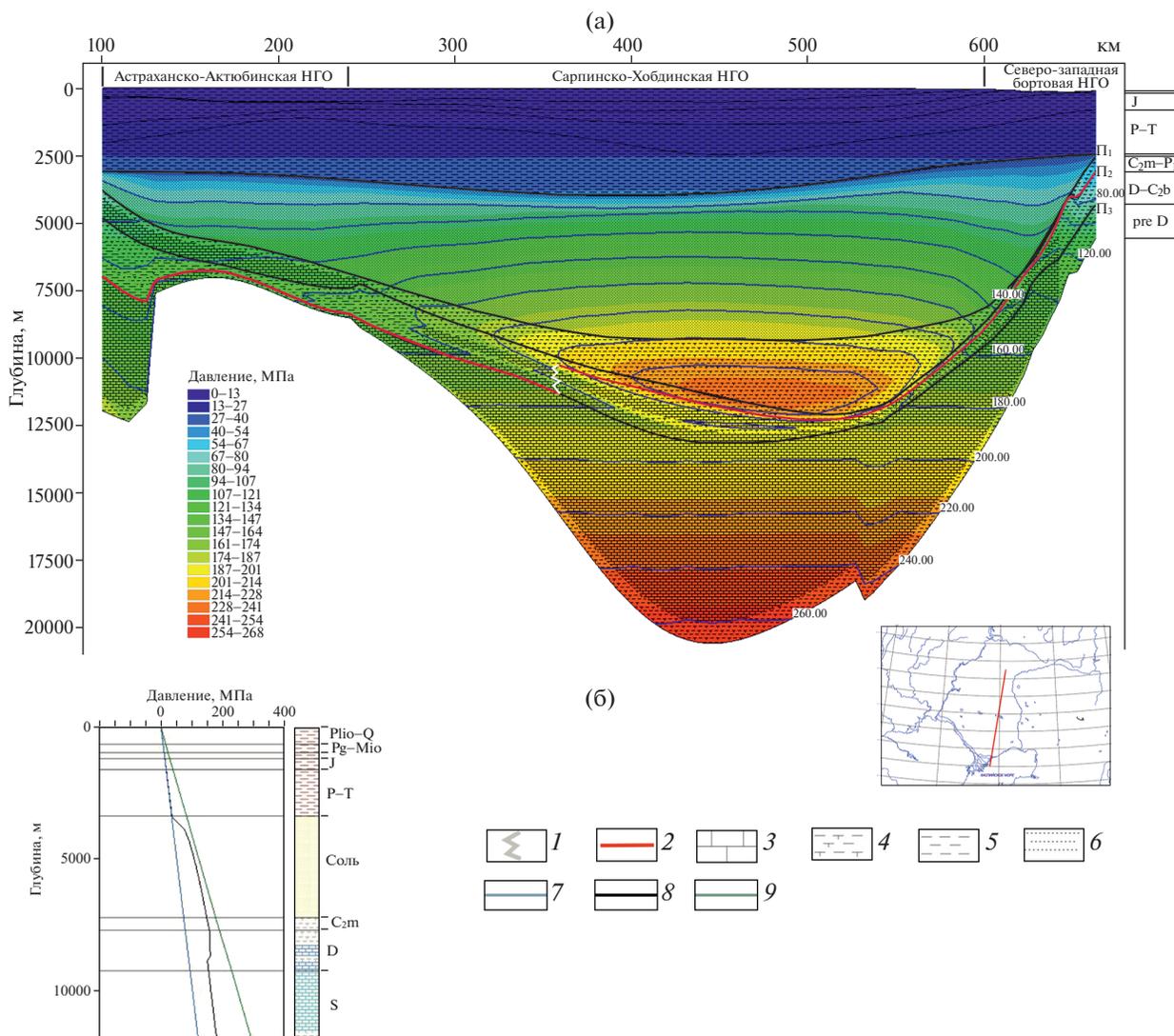
Анализ составленных карт поровых давлений, которые были рассчитаны на уровне глубин залегания регионально прослеживаемых отражающих горизонтов  $P_1$ ,  $P_2$  и  $P_3$  в подсолевом нефтегазоносном этаже Прикаспийской НГП, дал возможность выявить и закартировать гидродинамически замкнутые зоны пониженных и повышенных давлений, при этом допускалось, что эти построения соответствуют картине распределения гидродинамических потенциалов, поскольку в из-за картирования мелкого масштаба 1 : 2500000, плотность флюида условно принималась равной плотности пластовых вод.

Поровые давления на уровне глубины горизонта  $P_1$  характеризуются минимальными значениями, на уровне горизонта  $P_2$  они достигают максимума и на уровне горизонта  $P_3$  вновь снижаются (см. рис. 4). Показана четкая картина распределения поровых давлений на профиле в разрезе всего осадочного чехла Центральной субпровинции Прикаспийской НГП (рис. 5, а). Формирование замкнутого очага повышенного порового давления происходит на глубинах 8–11 км (см. рис. 5).

Флюидодинамическую обстановку Центральной субпровинции в разрезе детализирует эпюра порового давления, построенная для одной из точек депрессии (см. рис. 5, б). Из анализа особенностей распределения порового давления по всему разрезу и основным горизонтам следует, что флюидодинамическую картину подсолевого сейсмокомплекса субпровинции характеризует стагнационный режим водообмена, предполагающий практически нулевую скорость перемещения флюидных масс во всех направлениях и повы-



**Рис. 4.** Карты современных рассчитанных поровых давлений (в МПа) Прикаспийской НПП. Реконструкция по результатам моделирования опорных отражающих горизонтов (П) на поверхность: (а) – П<sub>3</sub> – преддевонская (D<sub>1</sub>); (б) – П<sub>2</sub> – предмосковская (C<sub>2m</sub>); (в) – П<sub>1</sub> – предкунгурская (P<sub>1k</sub>). I – изобары



**Рис. 5.** Распределение поровых давлений в разрезе Центральной субпровинции Прикаспийской НГП. (а) – разрез по профилю А–А’ – положение профиля показано на карте (справа); (б) – эпюра в точке, расположенной в центре субпровинции. Сейсмогеологические этажи: J – юрский; P–T – пермско–триасовый; C<sub>2m</sub>–P<sub>1</sub> – московско–нижнепермский; D–C<sub>2b</sub> – девонско–башкирский; pre D – додевонский. 1 – боковая полупроницаемая граница автоклавной УВС; 2 – граница автоклавной УВС; 3 – карбонаты; 4 – аргиллиты; 5 – песчано-глинистые породы; 6 – эвапориты; 7 – давление: а – гидростатическое, б – поровое, в – литостатическое

шенную геохимическую роль поровых вод глубоководных отложений [1, 36, 41, 43].

Изолированность системы достигается за счет наличия надежных выше- и нижележащих флюидоупоров (прежде всего, эвапоритовой природы), боковое закрытие происходит по линиям литофациальных замещений, тектоническим нарушениям.

Нами было обосновано, что стагнационный гидродинамический режим в резервуарах (внутрибассейновые карбонатные платформы, подводные конуса выноса), включенных в глинистые толщи глубоководных отложений, обусловлен снижением градиента пластовых давлений, под-

держивается бездренажностью окружающей геологической среды [2, 3].

### Строение автоклавной очаговой УВС

В поле влияния стагнационного гидродинамического режима возникает и развивается гидродинамически (квази)закрытая система. Это значит, что потенциал системы во всем объеме выравнивается, как следствие (на основании правила М. Хабберта [34]) к зонам пониженных давлений тяготеют флюиды пониженной плотности (по отношению к плотности воды). С точки зрения поиска месторождений углеводородов именно зоны

пониженных поровых давлений рассматриваются как гидродинамические ловушки [2, 26, 43].

Такой механизм формирует гидродинамически (квази) закрытые и термодинамически открытые углеводородные системы, названные нами автоклавными. В силу многообразия геологических условий, автоклавные углеводородные системы (УВС) могут быть очаговыми и блочными – в данной статье мы рассматриваем автоклавную очаговую УВС.

В условиях подсолевого комплекса Центральной субпровинции Прикаспийской НГП зона пониженных поровых давлений приурочена к нижнедевонско–нижнепермскому сейсмогеологическому этажу, сформированному в обстановке дальнего погруженного шельфа или глубоководных котловин. Разрез представлен комплексом терригенных глубоководных отложений (общей мощностью порядка 5–7 км), обогащенных органическим веществом (рис. 6).

Для автоклавной очаговой УВС Центральной субпровинции верхней границей УВС является поверхность предкунгурского несогласия, маркирующая основание галогенной толщи филипповско–иренского возраста (трансрегионального флюидоупора в разрезе осадочного чехла провинции), нижней границей УВС служит полихронная поверхность в основании мощной толщи глубоководных отложений, возраст которых меняется в широком диапазоне: от раннего девона до среднего карбона.

Структура автоклавной очаговой УВС изменчива в пространстве – ее стратиграфический диапазон охватывает временной интервал от раннего девона до ранней перми и последовательно увеличивается, переходя с северо-западного на юго-восточное направление, в связи с этим в пределах Центральной субпровинции выделены три области:

- Северо-Западная (прибортовая);
- Сарпинско-Хобдинская;
- Астраханско-Актюбинская.

Положение выделенных областей уверенно картируется распределением поровых давлений, рассчитанных на глубину залегания регионально прослеживаемых подсолевых горизонтов  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  (рис. 7).

В разрезе автоклавной очаговой углеводородной системы в пределах каждой из перечисленных областей выделяются зональные флюидоупоры, которые делят разрез на отдельные нефтегазоносные комплексы (каждый комплекс обладает собственными значениями пластовых давлений). Количество комплексов в разрезе областей зависит от стратиграфического объема ее автоклавной УВС. Различаются следующие комплексы:

- нижне-среднедевонский, верхнедевонско–башкирский и среднекаменноугольно–нижнепермский в Астраханско-Актюбинской области;

- московский и верхнекаменноугольно–нижнепермский, верхнеартинско–нижнекунгурский в Сарпинско-Хобдинской области;

- среднекаменноугольный и верхнеартинско–нижнекунгурский в Северо-Западной (прибортовой).

В пределах Северо-Западной (прибортовой) и Астраханско-Актюбинской областей на современной стадии изученности выделяются замкнутые минимумы давлений, отождествляемые с зонами нефтегазоаккумуляции, внутри которых (с учетом лито-фациальных особенностей разреза) прогнозируются разновозрастные генерационно-аккумуляционные мини-очаги карбонатного (внутрибассейновые карбонатные постройки) и терригенного (подводные конусы выноса) составов. В Сарпинско-Хобдинской области из-за слабой изученности выявить замкнутые отрицательные аномалии поровых давлений не удалось. Здесь показаны только предполагаемые контуры верхнеартинско–нижнекунгурских подводных конусов выноса.

Сравнение схем нефтегазогеологического районирования осадочного чехла Прикаспийской НГП и строения автоклавной очаговой углеводородной системы Центральной субпровинции Прикаспийской НГП показывает полное совпадение границ субпровинций и расхождение границ областей (см. рис. 1, см. рис. 7).

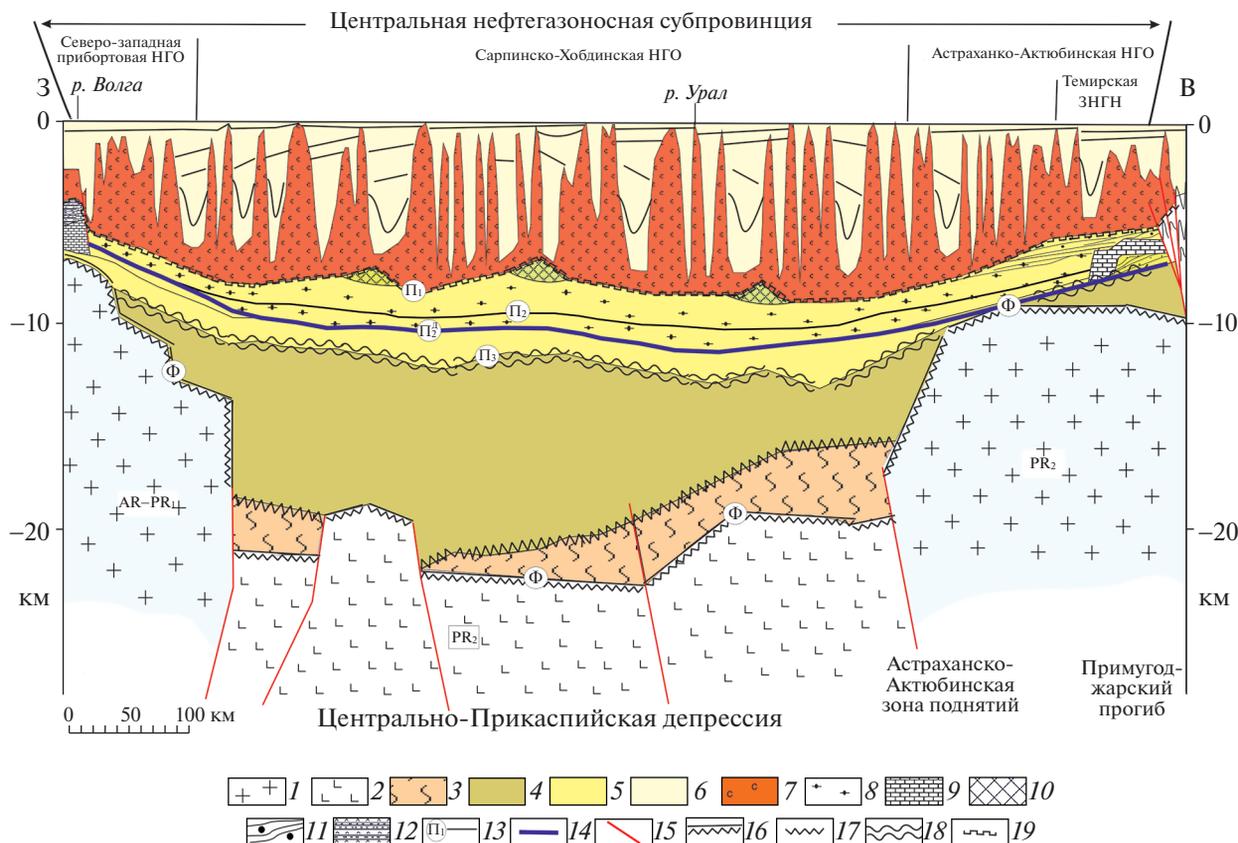
Наиболее схожи границы Северо-Западной прибортовой области. В границах Астраханско-Актюбинской области автоклавной углеводородной системы размещаются три нефтегазоносные области – Астраханско-Джамбайская, Гурьевская (Кашаган-Тенгизская), и Темирская. В пределах Сарпинско-Хобдинской области автоклавной углеводородной системы также находятся три нефтегазоносные области – Сарпинская, Центральная, Алексеевская.

Причины расхождения границ обусловлены особенностями строения автоклавной очаговой УВС и, соответственно, отличиями признакового пространства при определении границ одноранговых таксонов в разных схемах.

На схеме строения автоклавной очаговой углеводородной системы Центральной субпровинции границы нефтегазоносных областей выделены как таксоны нефтегазолокализирующих областей (НГЛО), а на схеме нефтегазогеологического районирования Прикаспийской НГП – как объекты районирования провинций.

#### **Направления изучения автоклавной очаговой углеводородной системы Прикаспийской НГП**

На основе анализа геофлюидодинамической обстановки возможно уточнение границ нефтегазолокализирующих областей (НГЛО) крупных рангов. Более детальная картина геофлюидодинамиче-



**Рис. 6.** Схематичный сейсмостратиграфический разрез по региональному профилю Челкар–Волгоград. Положение профиля Челкар–Волгоград показано на рис. 7.

Обозначено: НГО – нефтегазоносная область; ЗНГН – зона нефтегазоносного накопления.

1–2 – реологические сейсмокомплексы консолидированной коры: 1 – верхний неслоистый (прозрачный), 2 – нижний слоистый (утоненная кора); 3–5 – геодинамические (структурно-тектонические) сейсмокомплексы осадочного чехла: 3 – складчатый, 4 – доплитный, 5 – плитный; 6–7 – структурно-дислокационные сейсмокомплексы солянокупольной провинции: 6 – надсолевой, 7 – солевой; 8 – глубоководные депрессионные отложения; 9 – карбонатные и рифовые породы; 10 – терригенные толщи подводных конусов выноса; 11 – мелководные отложения прибрежных равнин; 12 – сульфатно-карбонатные отложения шельфов; 13 – опорные сейсмические горизонты и их индексы; 14 – граница автоклавной углеводородной системы; 15 – разрывные нарушения; 16–19 – границы возрастных сейсмостратиграфических подразделений (сейсмострат) земной коры: 16 – кровли консолидированной коры, 17 – кровли складчатого геодинамического сейсмокомплекса, 18 – кровли доплитного геодинамического сейсмокомплекса, 19 – подошвы солевого дислокационного сейсмокомплекса

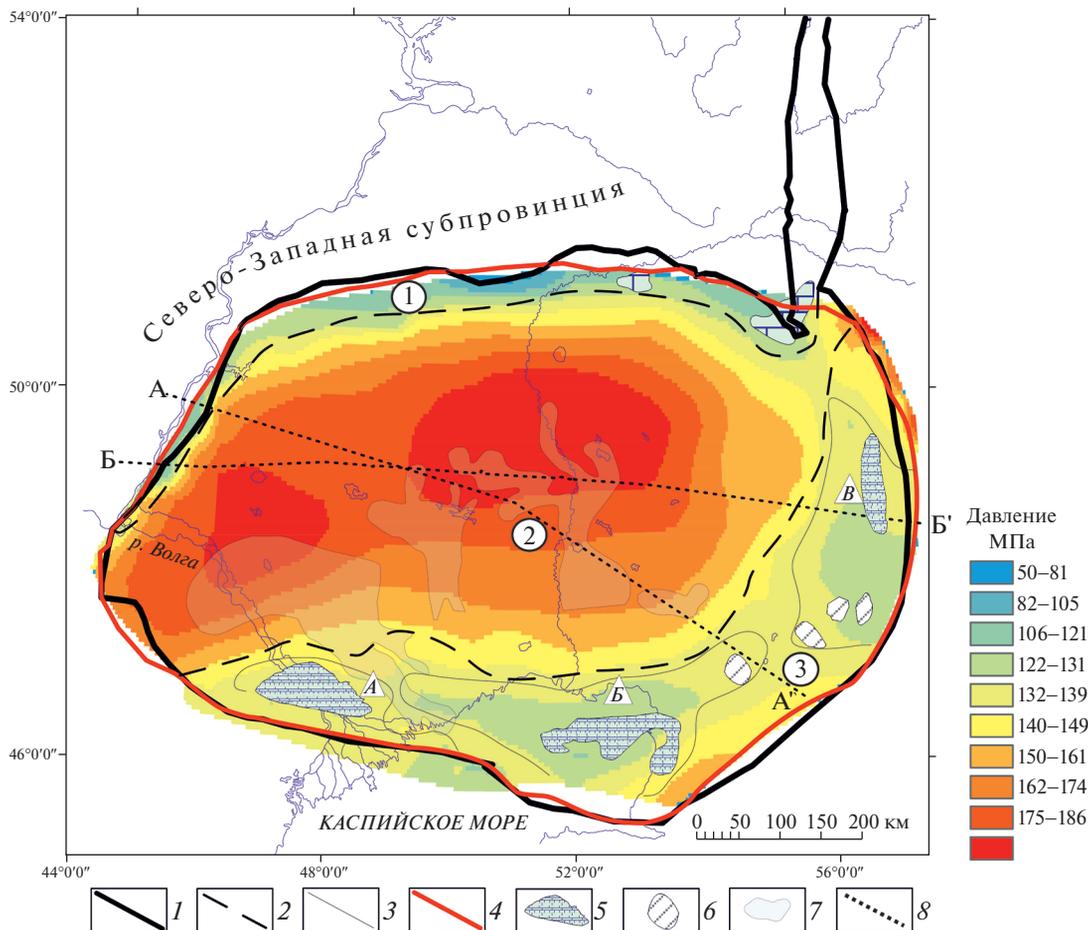
ской неоднородности, контролирующей положение зон нефтегазоаккумуляции, генерационно-аккумуляционных мини-очагов может быть установлена при учете воздействия литостатических нагрузок на подсолевые отложения, которые зависят от влияния процессов образования солей (галогенеза) и галокинеза на ход эволюции автоклавной очаговой углеводородной системы. В этом случае прямо применима оригинальная методика раздельного учета формирования аккомодационного пространства в период накопления соленосной и надсолевых толщ за счет тектонического погружения фундамента и перемещения кровли соли в процессе галокинеза [17].

Не менее важно выявление времени резких спадов пластовых давлений (рис. 8), в результате чего в автоклавных очаговых системах происхо-

дит достижение системой термобарических условий фазообособления углеводородов.

Такая ситуация возможна в связи с эрозией, особенно на последних этапах геологической истории (предъюрская, предмеловая и пред-неогеновая эрозия). Учет этих процессов позволит определить пространственно-временное положение зон нефтегазоаккумуляции и их более мелких элементов (мини-очагов и месторождений углеводородов).

Величины давлений показаны для разрезов трех виртуальных скважин (по одной в каждой из выделенных нефтегазоносных областей). Изменения порового давления во времени показаны в пределах Северо-Западной бортовой (см. рис. 8, а, синий цвет), Сарпинско-Хобдинской (см. рис. 8, б, серый цвет) и Астраханско-Актюбинской НГО (см. рис. 8, в, красный цвет) Центральной суб-



**Рис. 7.** Схема строения очаговой автоклавной углеводородной системы (УВС) Центральной субпровинции Прикаспийской нефтегазоносной провинции (НГП).

Нефтегазоносные области (цифры в кружках): 1 – Северо-Западная прибортовая; 2 – Сарпинско-Хобдинская; 3 – Астраханско-Актюбинская;

Зоны нефтегазонакопления (буквы в треугольниках): А – Астраханско-Джамбайская; Б – Гурьевская (Кашаган-Тенгизская); В – Темирская.

Цветовая гамма соответствует величинам поровых давлений, рассчитанных на глубину залегания отражающего горизонта  $P_3$ .

1–4 – границы: 1 – Центральной субпровинция, 2 – нефтегазоносных областей, 3 – зон нефтегазонакопления, 4 – расчетной модели; 5–7 – генерационно-аккумуляционные мини-очаги: 5 – нижнедевонско-турнейские внутрибассейновые карбонатные платформы, 6 – нижне-среднедевонские внутрибассейновые карбонатные платформы, 7 – верхнеартиноско-нижнекурганские подводные конусы выноса; 8 – линии разрезов (см. рис. 5, см. рис. 6)

провинции, рассчитанных на поверхности трех отражающих горизонтов:

$P_3$  – подошва девона;

$P_2$  – в средне-башкирском ярусе;

$P_1$  – в артинском ярусе.

Большое значение мы придаем необходимости учета геомеханических свойств геологической среды как фактора трансформации поля давлений в зависимости от эволюции напряженного состояния осадочной толщи. Приведен профиль, пересекающий Астраханский свод, характеризующий картину распределения поровых давлений и коэффициентов аномальности подсолевой части разреза (рис. 9). Вычислительный эксперимент выполнен с помощью программного кода FLAC3D [48].

Установлено, что распределение давлений имеет сложную связь с соляной тектоникой и механическими свойствами осадочной толщи. Предполагается, что повышение напряженности происходит в ряду

“молодые мульды” → купола → “древние мульды”.

**Рис. 8.** Графики величины поровых давлений внутри автоклавной углеводородной системы (УВС) очагового типа.

Изменение поровых давлений во времени в точке на поверхность:

(а) –  $\Pi_3$ ; (б) –  $\Pi_2$ ; (в) –  $\Pi_1$ .

1–3 – нефтегазоносные области (НГО): 1 – Северо-Западная бортовая (скв. Южно-Дьяковская), 2 – Астраханско-Актюбинская (скв. Астраханская-5), 3 – Сарпинско-Хобдинская; 4 – эрозионные события

Коэффициент аномальности поровых давлений находится в пределах от 1.6 до 1.9. Картина распределения поровых давлений во многом контролируется литостатическими нагрузками, определяя как региональную закономерность – концентрацию углеводородов под крупными купольными структурами, так и локальную – в межкупольных мульдах локального масштаба. При моделировании вдоль указанных разрезов использовались физические параметры величин осадочных пород, слагающих подсолевые комплексы Астраханского карбонатного массива (см. рис. 9, в). Мы считаем необходимым дальнейшую проверку нашего предположения построением более детальных геолого-геофизических моделей по Астраханскому своду.

### ВЫВОДЫ

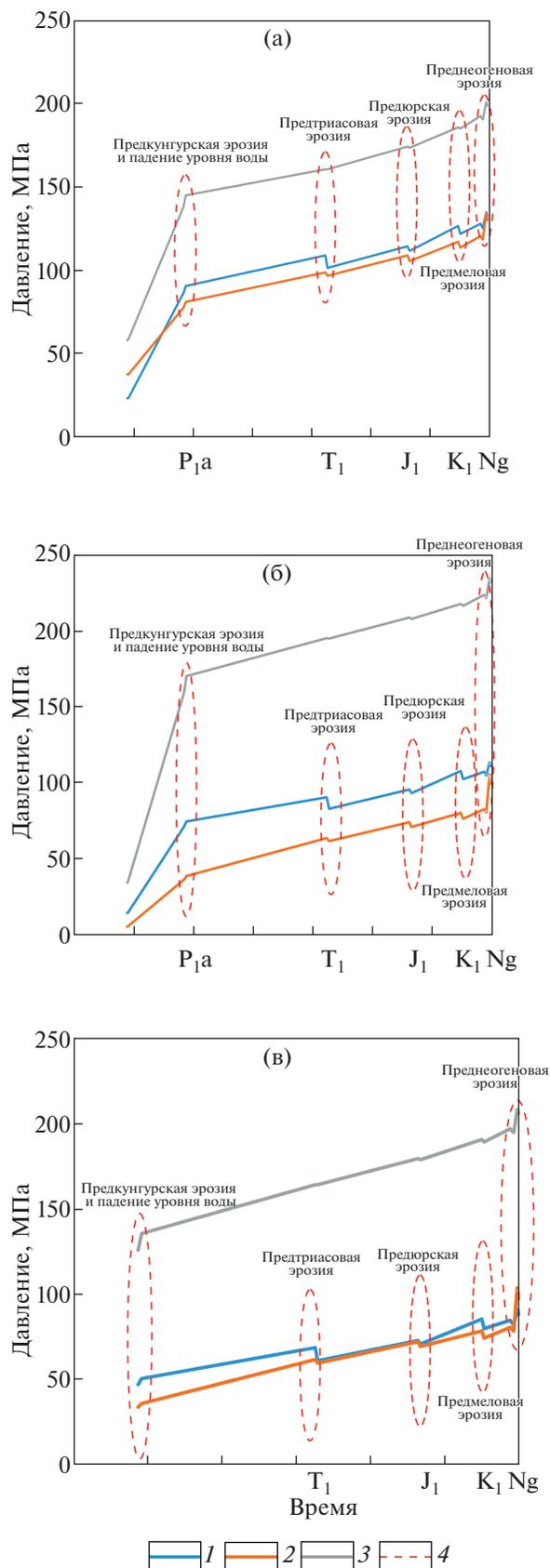
1. В иерархическом ряду нефтегазолокализирующих объектов “увосфера → нефтегазоносный этаж → углеводородная система → нефтегазоносный комплекс → нефтегазоносный горизонт” на уровне нефтегазоносного этажа формируются самостоятельные геофлюидодинамические режимы, определяющие особенности углеводородных систем.

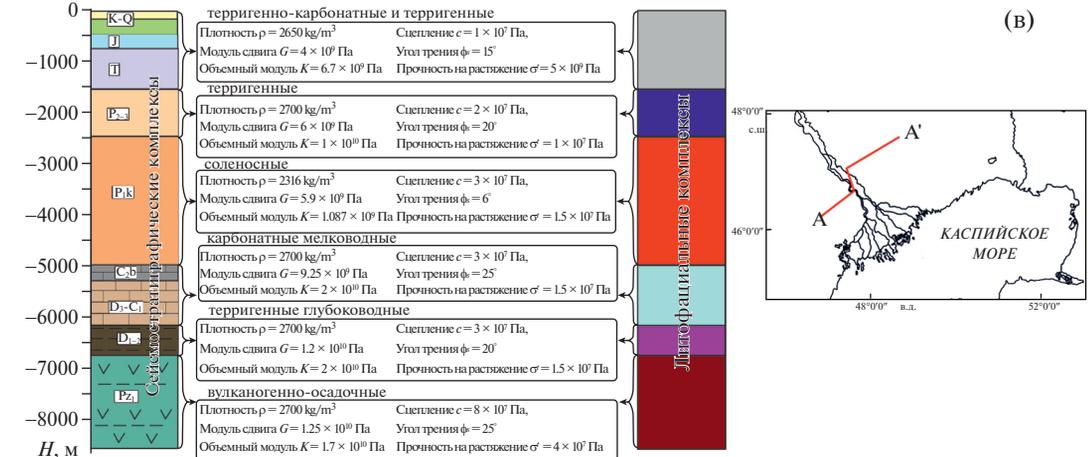
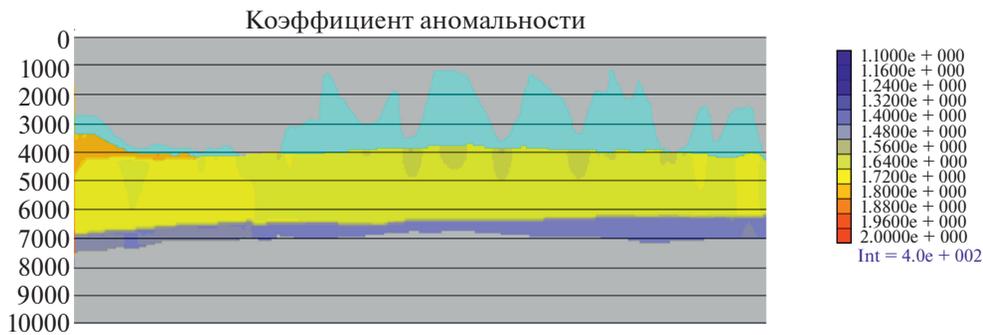
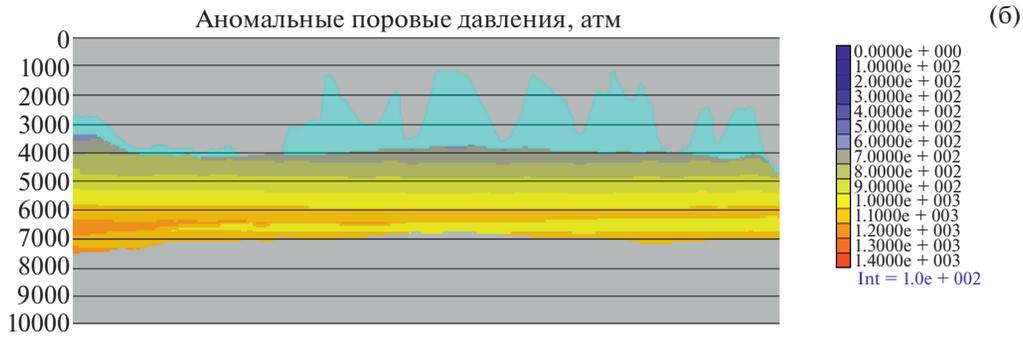
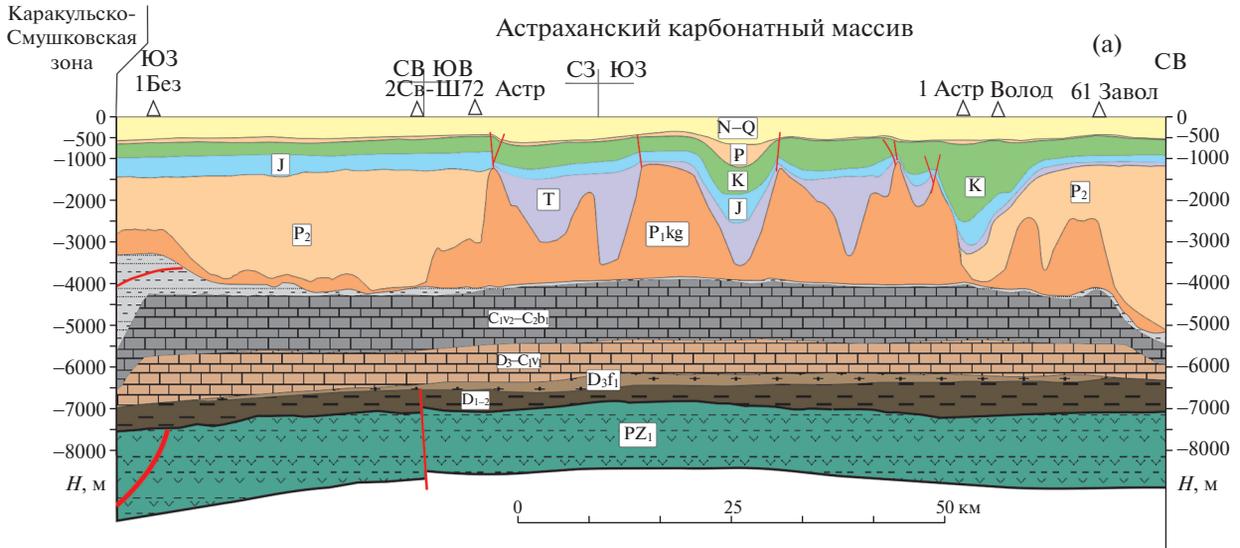
2. В подсолевом этаже Астраханского свода выявлены признаки стагнации водонапорной системы:

- снижение с глубиной градиентов пластовых давлений и температур;
- отсутствие возможностей дальнейшей вертикальной и латеральной миграции;
- переход функции ведущего фактора нефтегазонакопления от структурного экранирования к гидродинамической локализации.

3. Под контролем стагнационного водонапорного режима формируются автоклавные углеводородные системы очагового или блочного типа. Главными отличительными чертами очаговых автоклавных УВС являются:

- постоянство гидродинамического потенциала в объеме системы;
- снижение зависимости процессов нефтегазонакопления от структурных и литологических особенностей разреза и повышение роли литостатического давления как фактора, управляющего





**Рис. 9.** Геомеханическая модель распределения коэффициента аномальности и значений порового давления, вычисленных с использованием программного комплекса FLAC3D [8], вдоль профиля А–А' через Астраханский свод. (а) – современный геологический разрез Астраханского карбонатного массива; (б) – коэффициенты аномальности и значений порового давления; (в) – параметры, используемые для расчета модели автоклавной системы Астраханского карбонатного массива; (г) – положение профиля А–А'.

шего положением замкнутых минимумов гидродинамических потенциалов (гидродинамических замков) – зон локализации углеводородов;

– зависимость распределения энергетических параметров системы от проявления соляной тектоники;

– усиление влияния геомеханических процессов на формирование термобарических полей в гидродинамически (квази)закрытых резервуарах.

4. Принимая во внимание постоянство гидродинамических потенциалов на границах замкнутых пьезоминимумов и при допущении равенства в системе плотности флюидов, в Прикаспийской НГП выделены Центральная, Юго-Восточная и Северо-Западная субпровинции. Центральная субпровинция имеет два этажа нефтегазоносности и, соответственно, две различные геофлюидодинамические системы, что отличает ее от других субпровинций. В подсолевой (нижней) геофлюидодинамической системе развит стагнационный водонапорный режим, контролирующий распространение в ней автоклавной УВС. В пределах данной автоклавной УВС выделены Центрально-Прикаспийская, Сарпинская и Астраханско-Актюбинская нефтегазоносные области. Каждая из выделенных областей представляет собой обособленную энергетическую область, оконтуренную замкнутой изобарой, и имеет собственные возрастные характеристики.

5. В пределах Астраханско-Актюбинской НГО по параметрам максимальных и минимальных замкнутых изобар определены границы Астраханско-Джамбайской, Гурьевской и Темирской зон нефтегазоаккумуляции.

6. Из-за геофлюидодинамической связанности всего бассейна принципиальное значение имеет методика учета относительных изменений гидродинамических потенциалов в ряду НГЛО более высоких рангов: “Прикаспийская НГП → Центральная субпровинция → Астраханско-Актюбинская НГО → Астраханская зона нефтегазоаккумуляции → мини-очаги (Астраханская внутрибассейновая карбонатная платформа и Заволжский подводный конус выноса)”.

**Благодарности.** Авторы благодарят анонимных рецензентов за полезные комментарии и признательны редактору за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках Госзадания ГИН РАН по плану научно-исследовательских работ РАН; в рамках Госзадания ИПНГ РАН по темам FMME-2022-0001 1220228000253-3

и FMME-2022-0007-122022800276-2 и договора НИР № 4322124460 “Разработка комплексных моделей осадочного чехла Прикаспийского региона”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л.А., Карцев А.А., Лашкевич В.С., Иванова А.Д. Механохимия поровых вод глинистых отложений в аспекте генезиса нефти и газа. – В кн.: *Генезис нефти и газа*. – Под ред. А.Н. Дмитриевского – М.: ГЕОС. 2003. С. 5–7.
2. Абукова Л.А., Волож Ю.А. Геофлюидодинамика глубокопогруженных зон нефтегазоаккумуляции осадочных бассейнов // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 8. С. 1069–1080.
3. Абукова Л.А., Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н., Антипов М.П. Геофлюидодинамическая концепция поисков скоплений углеводородов в земной коре // *Геотектоника*. 2019. № 3. С. 79–91.
4. Антипов М.П., Волож Ю.А., Чамов Н.П. Четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов. – В кн.: *Современные проблемы геологии*. – Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хуторского – М.: Наука, 2004, С. 251–270 (Тр. ГИН РАН. Вып. 565).
5. Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность. – Ред. Ю.А. Волож, В.С. Парасына – М.: Научный мир, 2008. 221 с.
6. Бакиров А.А., Бордовская М.В., Мальцева А.К., Табасаранский З.А. Геология и геохимия нефти и газа. – Под ред. А.А. Бакирова, З.А. Табасаранского – М.: Недра, 1982. 288 с.
7. Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В., Кравченко К.Н., Левинсон В.Г. и др. Нефтегазоносные бассейны земного шара. – Под ред. И.О. Брода, И.В. Высоцкого – М.: Недра: 1965, 598 с.
8. Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П. и др. Ограницах и районировании Прикаспийской нефтегазоносной провинции // *Георесурсы*. 2021. Т. 23. № 1. С. 60–69.
9. Волож Ю.А., Федонкин М.А., Гогоненков Г.Н., Толкачев В.М. О новых подходах поисковых работ в традиционных провинциях добычи // *Нефтегазовая вертикаль*. 2020. № 7. С. 74–80.
10. Волож Ю.А., Милетенко Н.В., Певзнер Л.А. Шлезингер А.Е. Методология глубинного геологического картирования осадочных бассейнов. – М.: ВНИИ-Геосистем, 1995. 91 с.
11. Высоцкий И.В., Высоцкий В.И., Оленин В.Б. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. – М.: Недра, 1990. 264 с.
12. Дмитриевский А.Н., Самсонов Ю.В., Вагин С.Б. и др. Историко-генетическая оценка нефтегазобразования и нефтегазоаккумуляции в осадочных бассейнах Сибирской платформы. – Под ред. А.Н. Дмитриевского – М.: Недра, 1989. 220 с.

13. *Исказиев К.О., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф.* Нефть на больших глубинах: залежи оффшорных месторождений Мексиканского залива // Вестн. нефтегазовой отрасли Казахстана. 2021. № 1. С. 3–7.
14. *Каламкаргов Л.В.* Нефтегазоносные провинции и области России и сопредельных стран. М.: Нефть и газ, 2005. 570 с.
15. Карта нефтегазоносности Российской Федерации масштаба 1 : 5000000. – Под ред. К.А. Клещева – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 8 листов.
16. *Коротков Б.С., Коротков С.Б.* Газовый потенциал глубоких горизонтов // Вести газовой науки. 2011. № 3. С. 26–31.
17. *Кузнецов Н.Б., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А.* XLV тектоническое совещание “Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с океанической/субокеанической корой в областях с континентальной корой // Геотектоника. 2013. № 4. С. 85–86.
18. *Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н.* Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: Наука, 2010. № 593. С. 1–64 (Тр. ГИН. Вып. 593).
19. *Лопатин Н.В.* Концепция нефтегазовых генерационно-аккумуляционных систем как интегрирующее начало в обосновании поисково-разведочных работ // Геоинформатика. 2006. № 3. С. 101–120.
20. *Максимов С.П., Дикенштейн Г.Х., Лоджевская М.И.* Формирование и размещение залежей нефти и газа на больших глубинах. – Под ред. С.П. Максимова, Г.Х. Дикенштейна, М.И. Лоджевской – М.: Недра, 1984. 287 с.
21. *Навроцкий О.К.* Rock-Eval и люминесцентная микроскопия против миграции углеводородов (или к пересмотру одной научной парадигмы в нефтяной геологии). – В кн.: *Геологические науки–2021.* – Мат-лы Всерос. научно-практич. конф. – Саратов: Техно-Докор, 2021. С. 9–14.
22. *Обрядчиков О.С.* Особенности геологического строения, нефтегазоносность и перспективы поиска новых уникальных месторождений УВ в Прикаспийской впадине. – В сб.: *Нефтегазоносные бассейны Казахстана и перспективы их освоения.* – Под ред. Б.М. Куандыкова – Алматы: КОНГ, 2015. С. 292–298.
23. *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция.* – Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа – М.: Научный мир, 2004. 516 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 543).
24. *Орешкин И.В., Постнова Е.В., Пятаев А.А.* Качественная оценка фазового состояния углеводородных смесей и геотермобарические условия нефтегазонакопления средне-верхнедевонского нефтегазового комплекса в юго-восточной части Бузулукской впадины (Саратовская часть) // Изв. СарГУ. Сер.: Науки о Земле. 2015 Т. 15. Вып. 1. С. 45–55.
25. *Постнова Е.В., Меркулов О.И.* Состояние базы углеводородов юго-востока европейской части России и первоочередные направления геологоразведочных работ // Минеральные ресурсы России. Сер: Экономика и управление. 2017. № 5. С. 4–12.
26. *Рабкин Ф.С., Абалгаев М.Ж., Аксаева Ф.К.* и др. О природе структурных инверсий полей пластовых давлений в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины // Изв. Ан КазССР. Сер. геол. 1990. № 1. с. 9–16.
27. *Тимофеев П.П.* Проблемы изучения осадочных формаций осадочнопородных бассейнов. – В кн.: *Формации осадочных бассейнов.* – Под ред. П.П. Тимофеева, Ю.К. Бурлина – М.: Наука, 1986. С. 3–9.
28. *Трофимук А.А.* Проблемы развития газодобывающей промышленности СССР. – В кн.: *Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа.* – Под ред. В.С. Суркова, А.Э. Конторовича – Новосибирск: Наука, 1991. С. 6–14.
29. *Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постникова И.С.* Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 2020. № 5. С. 29–54. <https://doi.org/10.31857/S0016853X20050057>
30. *Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Гарецкий Р.Г., Патина И.С.* Строение и эволюция древних и современных тектоно-седиментационных систем // Геотектоника. 2019. № 3. С. 42–60.
31. *Якуцени В.П.* Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины. – М: Гостопиздат, 1961. 138 с.
32. *Bally A.W., Snelson S.,* Realms of subsidence In: *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*, Ed. by A.D. Miall, (Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 1980. Vol. 6), P. 9–94.
33. *Cao B., Bai G., Wang Y.* More attention recommended for global deep reservoirs // *Oil and Gas Journal*. 2013. Vol. 111. No. 9. P. 78–85.
34. *Hubbert M.R.* Entrapment of petroleum under hydrodynamic condition.// *AAPG Bull.* 1953. No. 37. P. 954–1026.
35. *Hu W., Bao J., Hu B.* Trend and progress in global oil and gas exploration // *Petrol. Explor. Develop.* 2013. Vol. 40. No. 4. P. 439–443.
36. *Jiang X.W., Wang X.S., Wan L., and Ge S.* An analytical study on stagnant points in nested flow systems in basins with depth-decaying hydraulic conductivity // *Water Resources*. 2011. No. 47. W01512. <https://doi.org/10.1029/2010WR00934P6>
37. *Li W., Yu Z., Wang X., Yu Zh., Lu X., and Feng Q.* Formation mechanisms of deep and ultra-deep over pressure caprocks and their relationships with super-large gas fields in the petroliferous basins of China // *Natur. Gas Industry*. 2020. No. 7. P. 443–452.
38. *Magoon L.B., Dow W.G.* The Petroleum System – from Source to Trap – Ed.by L.B. Magoon, W.G. Dow, (AAPG Mem. 1994 (Tulsa). No. 60), pp. 644.
39. *Pang X.-Q., Jia C.-Z., Wang W.-Y.* Petroleum geology features and research developments of hydrocarbon accumulation in deep petroliferous basins // *Petroleum Science*. 2015. Vol. 12. P. 1–53. <https://doi.org/10.1007/s12182-015-0014-0>
40. *Pang X., Jia C., Zhang K., Li M., Wang Y., Peng J., Li B., and Chen J.* The dead line for oil and gas and implication for fossil resource prediction // *Earth System Sci. Data*. 2020. No. 12. P. 577–590. <https://doi.org/10.5194/essd-12-577-2020>
41. *Person M., Butler D., Gable C.W., Villamil T., Wavrek D., and Schelling D.* Hydrodynamic stagnation zones: A new play concept for the Llanos Basin, Colombia //

- AAPG Bull. 2012. Vol. 96. No. 1. P. 23–41.  
<https://doi.org/10.1306/0810111019>
42. Sun L., Fang Ch., Sa L., Yang P., and Sun Z. Innovation and prospect of geophysical technology in the exploration of deep oil and gas // *Petrol. Explor. Develop.* 2015. Vol. 42. No. 4. P. 454–465.
43. Tóth J. Gravitational systems of groundwater flow: Theory, evaluation, utilization, (Cambridge: U.K. Cambridge Univ. Press, 2009), 311 p.
44. Wu H.Y., Liang X.D., Xiang C.F. Characteristics of petroleum accumulation in syncline of the Songliao basin and discussion on its accumulation mechanism // *Earth Science.: China Series D.* 2007. Vol. 50. No. 5. P. 702–709.
45. Zhao J.-Zh., Li J., Wu W.-T., Qing C., Bai Y.-B., and Er C. The petroleum system: A new classification scheme based on reservoir qualities // *Petroleum Science.* <https://doi.org/10.1007/s12182-018-0286-2>
46. Zhao W., Zou C., Wang Z., et al. The intension and signification of “Sag-wide Oil-Bearing Theory” in the hydrocarbon-rich depression with terrestrial origin // *Petrol. Explor. Develop.* 2004. Vol. 31. No. 2. P. 5–13.
47. Zou C., Tao Sh., Yuan X., et al. Global importance of “continuous” petroleum reservoir: Accumulation, distribution and evaluation // *Petrol. Explor. Develop.* 2009. Vol. 36. No. 6. P. 669–682.
48. FLAC3D (Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions), <http://www.itascacg.com/software/FLAC3D>

## Autoclave Type of the Hydrocarbon Systems in the Caspian Oil and Gas Bearing Province (Russia): Conditions of Formation at Great Depth

Yu. A. Volozh<sup>a,\*</sup>, L. A. Abukova<sup>b</sup>, M. P. Antipov<sup>a</sup>, I. S. Patina<sup>a</sup>, I. A. Garagash<sup>c</sup>,  
 O. K. Navrotsky<sup>d</sup>, D. A. Soin<sup>e</sup>, A. A. Suslov<sup>b</sup>, R. R. Gumerova<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences, st. Gubkina, bld. 3, 119333 Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Institute of Physics of the Earth RAS, st. Bol'shaya Gruzinskaya, bld. 10, 123242 Moscow, Russia*

<sup>d</sup>*JSC “Nizhne-Volzhsy Research Institute of Geology and Geophysics”, st. Moscow, bld. 70, 410012 Saratov, Russia*

<sup>e</sup>*JSC “GazpromVNIIGAZ”, pr-d Projected No. 5537,*

*bld. 15, vill. Razvilka, urb. distr. Leninsky, 142717 Moscow Region, Russia*

*\*e-mail: mpantipov@yandex.ru*

On the basis of modern ideas about the structural organization of the geological shell of the Earth, the authors substantiate the geofluid dynamics patterns of the localization of hydrocarbon systems (and their elements) at great depths. According to the authors, under conditions of high compressive loads exerted by overlying deposits, reliable all-round lithological shielding of reservoirs, hydrodynamic stagnation in deep-immersed complexes of evaporite basins, a special type of hydrocarbon systems, autoclaved, can be developed. The authors predict that in the Pre-Caspian oil and gas province in the subsalt oil and gas bearing stage (in the Lower Devonian–Lower Permian deposits), an autoclave hydrocarbon system could have formed due to: the seal of a salt-bearing complex of significant thickness (i), the unrealized generation potential of oil and gas source strata represented by deep-water deposits 4–6 km and deeper (ii), hydrodynamic stagnation of the water system (iii). Under the control of these conditions, paleo-conditional objects and intra-basin carbonate structures near contact with oil and gas source rocks act as high-capacity reservoirs for the products of catagenic fluid generation, and the segregation of a single-phase fluid with phase separation of hydrocarbons during periods of a sharp decrease in reservoir pressure completes the formation of unique and large hydrocarbon deposits.

**Keywords:** geofluid dynamic concept for hydrocarbons exploration, seismostratigraphic complexes, great depths, hydrodynamic seal, autoclave type of hydrocarbon systems, reservoir pressure, pore pressure, Pre-Caspian basin

УДК 551.26(571.1)

## СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ УРАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ОБЗОР ДАННЫХ И РАЗВИТИЕ НОВЫХ ИДЕЙ

© 2022 г. К. С. Иванов<sup>1</sup>, \*, В. Н. Пучков<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН,  
ул. Академика Вонсовского, д. 15, 620016 Екатеринбург, Россия

\*e-mail: ivanovks55@ya.ru

Поступила в редакцию 27.07.2022 г.

После доработки 03.08.2022 г.

После повторной доработки 16.09.2022 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

Авторами обобщены данные по структурно-формационной зональности Урала. Исследованы семь мегазон, на которые делится с запада на восток Уральский складчатый пояс. Предуральский передовой прогиб, Западно-Уральская и Центрально-Уральская мегазоны образуют палеоконтинентальный сектор Урала, т.е. бывшую пассивную окраину континента Балтики/Лавруссии. Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны формируют палеостроводужный сектор, представляющий собой коллаж офиолитов, островодужных и микроконтинентальных (?) террейнов. Границей между ними является шовная зона Главного Уральского глубинного разлома. Авторами приведены новые данные по геохронологии Башкирского антиклинория, принадлежащего Центрально-Уральской мегазоне. В пределах Центрально-Уральской мегазоны впервые выделены палеозойские фации континентального подножья. Проведено сопоставление Тагильского и Магнитогорского островодужных террейнов. Тагильский террейн начал свое развитие раньше и в нем устанавливается два цикла магматизма. Магнитогорская островная дуга характеризуется более коротким периодом формирования, пологим залеганием и менее глубоким эрозионным срезом. Обсуждаются представления, согласно которым Восточно-Уральская мегазона считалась микроконтинентом мадагаскарского типа – Казахстанским или Мугоджарским. Предполагавшийся ранее протерозойский возраст метаморфитов восточного Урала так и остался недоказанным. Восточно-Уральская мегазона – структура достаточно молодая, причем являющаяся неотъемлемой частью самого Урала, а не гипотетических более древних геологических мегаобъектов. Главную складчатость, тектоническое скупивание, метаморфизм и гранитизацию Урал претерпел в позднем палеозое. Показано, что наблюдаемая широтная зональность Урала вызвана разным уровнем современного эрозионного среза. Вертикальные движения, обусловившие наблюдаемую субширотную зональность Урала, произошли преимущественно в средне-позднетриасовое время и были обусловлены сжатием в направлении север–юг.

**Ключевые слова:** Урал, геология, тектоника, структурно-формационная зона, широтная зональность, геологическая история, рифей, палеозой, мезозой

**DOI:** 10.31857/S0016853X22060030

### ВВЕДЕНИЕ

Урал является одним из наиболее известных мировых эталонов складчатых поясов с полным геодинамическим циклом развития, который вот уже более 300 лет является базой для металлургической промышленности России. Вопросам геологического строения и развития Урала посвящено огромное количество публикаций, в том числе большой ряд монографий, которые, как и полученные нами данные, учтены, по возможности, в нашем обзоре [1–90]. На Урале было проведено несколько крупных комплексных геолого-геофизических проектов таких, как проект “Урали-

ды–Варисиды” в рамках Программы “ЕВРО-ПРОБА”, результатом которых явились сейсмопрофили и структурные сечения через Южный, Средний и Полярный Урал, что способствовало лучшему пониманию глубинного строения Уральского орогена (рис. 1, профили URSEIS-95, ESRU, PUT).

Уральская складчатая область протягивается на 2500 км, она является крайним северо-западным звеном огромного палеозойского Урало-Монгольского подвижного пояса. Главную складчатость, а также тектоническое скупивание, метаморфизм и гранитизацию Урал претерпел в позднем

палеозое (максимум в  $C_3-P_1$ ). Урал отличается целым рядом особенностей таких, как:

- широкое развитие и сохранность офиолитов и островодужных комплексов;
- присутствие интрузий Платиноносного пояса;
- прерывистость Уральского пояса экогит-глаукофансланцевых метаморфитов, образованных при повышенном давлении и низких температурах.

Геофизические исследования показали наличие под центральной частью бивергентной структуры Урала холодного, изостатически уравновешенного корня гор [77, 82].

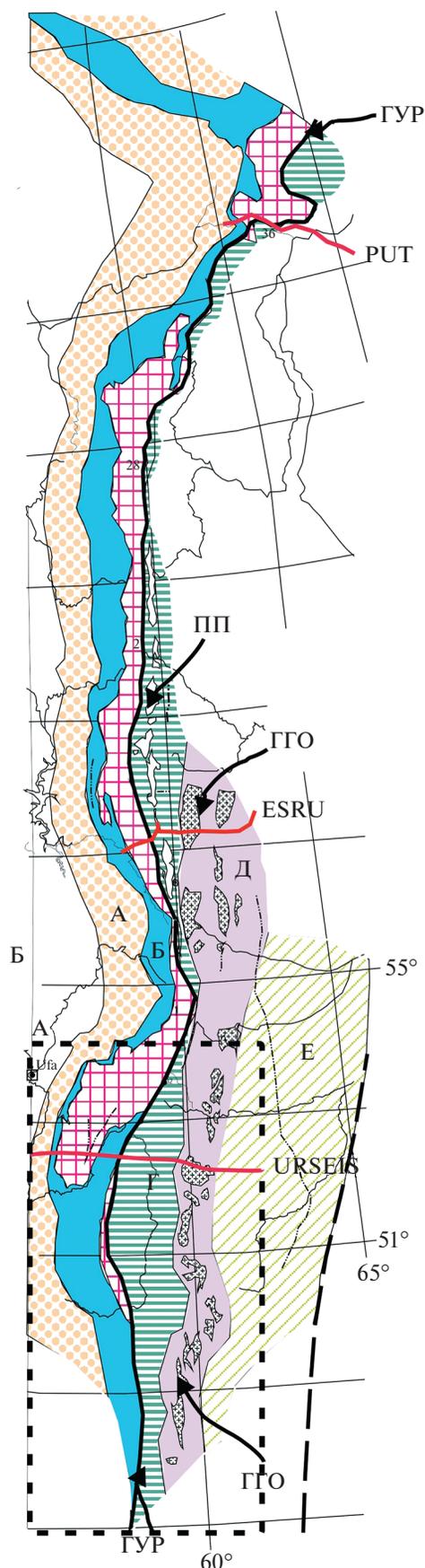
Урал подразделяется на меридиональные структурно-формационные мегазоны, субпараллельные окраине Восточно-Европейской платформы. Западные мегазоны Урала могут быть прослежены на поверхности на всем протяжении пояса. Восточные зоны наблюдаются преимущественно на Южном и Среднем Урале, постепенно исчезая к северу под мезо–кайнозойским чехлом молодой Западно-Сибирской платформы [38, 46, 81].

Наиболее вероятным продолжением Урала на юго-востоке являются варисциды Южного Тянь-Шаня. Опыт сравнительного изучения Урала и Тянь-Шаня, в том числе и наш, свидетельствует, что в Южном Тянь-Шане есть аналоги многих до-позднепалеозойских формаций Урала, хотя различия между регионами существенны, позднепалеозойские формации Урала, начиная с флиша зилаирской серии фамена–турне трассируются на Кавказ через Прикаспийскую впадину [46, 57].

С запада на восток Уральский складчатый пояс структурно подразделяется на (см. рис. 1):

- Предуральский передовой прогиб;
- Западно-Уральская мегазона;
- Центрально-Уральская мегазона;
- Тагило-Магнитогорская мегазона;
- Восточно-Уральская мегазона;
- Зауральская мегазона.

Предуральский передовой прогиб, Западно-Уральская и Центрально-Уральская мегазоны образуют палеоконтинентальный сектор Урала, т.е. бывшую пассивную окраину палео-континента Балтика/Лавруссия. Тагило-Магнитогорская, Во-



**Рис. 1.** Тектонические мегазоны Урала.

Обозначены мегазоны: А – Предуральский краевой прогиб; Б – Западноуральская мегазона; В – Центрально-Уральская; Г – Тагило-Магнитогорская; Д – Восточно-Уральская; Е – Восточно-Уральская; Е – Зауральская.

Обозначены основные структуры Урала: ГУР – Главный Уральский разлом; ГГО – главная гранитная ось Урала; ПП – Платиноносный пояс Урала.

Показаны (линии красным) международные сейсмические трансекты URSEIS, ESRU, PUT в рамках комиссии Европроба.



**Рис. 2.** Шихан Юрактау (54°08'47.3" с.ш. 59°09'27.9" в.д.). Структура сложена рифогенными раннепермскими известняками.

сточно-Уральская и Зауральская мегазоны образуют палеостроводужный сектор, представляющий собой коллаж офиолитов, островодужных и, возможно, микроконтинентальных террейнов. Границей между палео-континентальным и палео-островодужными секторами Урала является гигантская шовная зона (офиолитовая сутура) Главного Уральского глубинного разлома.

### ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ

Предуральский передовой прогиб, заполненный терригенными осадками (предфлишевыми глубоководными конденсированными осадками, эвапоритами, флишем и молассой) верхнего палеозоя и отчасти триаса мощностью до 5–6 км. На юге Урала заложение прогиба знаменуется накоплением флишевой формации позднекаменноугольно–раннепермского возраста, переходящей к западу в конденсированную предфлишевую формацию, представленную преимущественно переслаиванием относительно глубоководных темноцветных аргиллитов, мергелей и известняков. Обычно предполагается, что причиной образования депрессионной предфлишевой формации, начинающей разрез прогиба, послужило опускание края континента под действием веса пластин островодужных пород, надвигавшихся с востока [38, 46].

По западной стороне незагруженного прогиба формировался структурный уступ, обращенный к востоку. Край уступа с течением времени смещался к западу, трассируясь цепочками рифовых массивов. Флишевая формация ( $C_2$ – $P_1$ ) формировалась в стадию активной коллизии и горообразования, надвигообразования. Процесс сопровождался смещением прогиба на запад, на платформу, что хорошо устанавливается по изменению возраста карбонатного (платформенного) основания прогиба.

В кунгурское время флиш отчасти замещается эвапоритами, окончательно заполнившими и nivelированными глубоководную впадину. Мелководная и континентальная молассовая формация ( $P_2$ – $T$ ) смещена на запад по отношению к флишу и формировалась в стадию затухания горообразовательных процессов на Урале. При этом нагрузка на край Русской плиты уменьшилась и она начала всплывать. Возраст основания прогиба меняется, омолаживаясь в сторону платформы и к северу вследствие направленной миграции прогиба с востока на запад и, возможно, с юга на север. Для западных частей прогиба характерны в основном платформенные структуры; на границе прогиба и платформенного шельфа на Южном Урале прослеживается цепочка раннепермских рифов, из которых четыре рифа были подняты над равниной в неогеновое время и отпрепарированы, благодаря наличию сульфатной болочки (рис. 2).

Для восточных частей прогиба, переработанных уральской линейной складчатостью, типичны гребневидные, валообразные, коробчатые и более сложные сжатые складки, включая лежащие изоклинальные, — уральского простираения, осложненные линейными сульфатно-соляными диапирами и надвигами, сместители которых имеют восточное падение и выполаживаются книзу, сливаясь с поверхностями срыва. Глубина Предуральского прогиба значительно меняется. Предуральский прогиб разделен поперечными поднятиями на ряд изолированных впадин в направлении с юга на север — Актюбинская, Бельская, Юрюзано-Сылвинская, Соликамская, Верхнепечорская, Большесынинская, Косью-Роговская, Кортаихинская и Карская впадины [5, 35, 38, 70].

### ЗАПАДНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА

Западно-Уральская мегазона в палеозое принадлежала атлантическому типу, являясь пассивной окраиной Восточно-Европейской платформы, областью перехода платформы к Уральскому палеоокеану, расположенному восточнее. Здесь традиционно выделяются две региональные структурно-формационные зоны, существовавшие с ордовика до карбона [5, 44, 62]:

- западная — Бельско-Елецкая, где развиты терригенно-карбонатные толщи палеошельфа;
- восточная — Зилаиро-Лемвинская терригенно-кремнисто-сланцевая, интерпретируемая как область пассивного континентального склона.

Здесь в раннем-среднем карбоне возникла новая структура — Предуральский краевой прогиб.

Комплексы шельфа, лежащие во внешней Бельско-Елецкой зоне на неразрушенном, хотя и несколько утоненном, допалеозойском кристаллическом основании, характеризуются платформенным обликом. Здесь обычно присутствие рифовых, биогермных, органогенно-детритовых и других известняков с толстостенной макрофауной, а также доломитов, кварцевых песчаников с признаками прибрежно-морского генезиса. Разрезы этой зоны имеют повышенные мощности, но принципиально ничем не отличаются от разрезов платформенного чехла смежной с ней Восточно-Европейской плиты, непосредственным продолжением которого они и являются. Вертикальный ряд формаций начинается здесь с тельпосской терригенно-олигомиктовой формации нижнего ордовика, залегающей либо на грабеновых формациях, либо непосредственно на кристаллическом фундаменте. Данная формация выше сменяется терригенно-известняково-доломитовыми толщами среднего-верхнего ордовика.

Силурийско-каменноугольные отложения представлены преимущественно мелководными слоистыми и рифогенными известняками, в которых залегают пачки хорошо сортированных кварце-

вых песчаников (такатинская свита раннего эйфеля). Рифогенные известняки нижнего девона мощностью до 1500 м образовали барьерный риф, протягивающийся почти по всей окраине Восточно-Европейского континента. Нижнедевонские уральские барьерные рифы располагались на перегибе внешнего шельфа, близ границы с батиальной Зилаиро-Лемвинской зоной.

Тектоника и стратиграфия Бельско-Елецкой зоны исследованы достаточно хорошо, и здесь обычно выделяются и подзоны, отождествляемые с лагуной, рифом, мелким и глубоким шельфом. На Среднем Урале в пределах Бельско-Елецкой зоны с запада на восток выделяются следующие подзоны — Чусовская, Михайловская, Сергинская [62]. Михайловская структурно-фациальная зона включает отложения мелководного шельфа и лагунно-прибрежные карбонатные и терригенно-карбонатные комплексы.

### Зилаиро-Лемвинская структурная зона

Данная зона состоит из пяти районов развития батиальных комплексов с севера на юг — Лемвинский, Малопечорский, Бардымский, Восточно-Зилаирский и Сакмарский комплексы. В истории развития зоны выделяются три стадии [44, 66]:

- заложение Зилаиро-Лемвинской структурной зоны (рифтовая);
- развитие зрелой пассивной континентальной окраины;
- предорогенная (граувакковый флиш).

Для рифтовой стадии (нижний ордовик) наиболее характерны мелководные терригенные молассоидные толщи с щелочно-базальтовыми вулканитами. Стадия пассивной континентальной окраины началась в большинстве районов Урала в среднем ордовике, когда произошло образование и опускание континентального склона, что фиксируется накоплением пелагических существенно кремнисто-глинистых осадков, часто конденсированных. Раннесилурийские отложения повсеместно представлены фтанит-черносланцевой толщей. Цветные кремни, кремнистые брекчии и песчаники с редкими горизонтами глинистых мелководных известняков отлагались на юге вплоть до франа, а на севере — до башкирского века включительно.

На Южном Урале, выше по разрезу, залегают мощные толщи грауваккового флиша (зилаирская формация фамен-турне), образованные за счет размыва пластин вулканогенно-осадочных формаций. В северных районах флиш появляется несколько позднее — в раннем карбоне. Начавшееся в это время сжатие привело в раннем карбоне к полному закрытию Зилаиро-Лемвинской зоны с образованием западновергентной складчатонадвиговой структуры над поверхностями тектонического срыва и шарьированием сформировав-

шихся в ней отложений на запад. Шарьирование батиальных комплексов на шельфовые комплексы подтверждено структурным бурением на западном склоне Среднего Урала и последнее время — на Полярном Урале [5, 18, 46, 47].

В Сакмарском, Бардымском, Кракинском и некоторых других районах на осадочные комплексы пассивной континентальной окраины шарьированы офиолиты и вулканогенно-осадочные и интрузивные остроподужные формации [18, 46, 66].

### ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА

В структуру Центрально-Уральской мегазоны входят метаморфизованные докембрийские и раннепалеозойские толщи, которые формируют осевую и наиболее приподнятую часть Уральских гор. В крупных поднятиях Южного и Среднего Урала (Башкирский и Кваркушский мегантиклинории) на поверхность выходят практически не метаморфизованные докембрийские толщи.

Башкирский мегантиклинорий Южного Урала сложен мощными (до 15 км) мелководными терригенно-карбонатными толщами рифея, с небольшим по объему количеством субщелочных вулканитов и интрузий рифтового генезиса, вероятно обусловленного плюмовой активностью, на временных уровнях ~1800–1650, 1380–1350, 720–700 млн лет, а также терригенными толщами венда 540–635 млн лет [46].

#### Рифей Башкирского мега-антиклинория Южного Урала

Рифей Башкирского мега-антиклинория, представленный стратотипическими разрезами, в последние 10–15 лет был объектом пристального изучения геологами с применением новых методов изотопного датирования, что позволило существенно уточнить возрастные границы главных подразделений рифея и выделить новые стратона [26, 28, 33, 86, 32] (рис. 3).

По особенностям стратиграфического разреза и характеру метаморфизма в Башкирском мега-антиклинории можно выделить шесть зон — северная, южная, юго-западная, восточная, северо-восточная зоны и Улутауская зона, смежная с

Башкирским мега-антиклинорием в Центрально-Уральской зоне.

Детально изучена северная зона (Тараташский антиклинорий), где датированы вулканиты, что дает возможность уточнить возраст рубежей главных возрастных стратонов, разделенных на четыре серии:

- нижняя (бурзяний);
- средняя (юрматиний);
- верхняя (каратавий);
- терминальная (аршиний) рифей.

Именно здесь расположен стратотип рифея.

Нижний рифей представлен в низах айской свитой, которая имеет следующий состав:

- полимиктовые, полевошпат-кварцевые и аркозовые песчаники и алевролиты;
- полимиктовые разногачечниковые конгломераты и гравелиты;
- глинистые сланцы (часто углеродистые);
- песчаные доломиты (в единичных прослоях).

В нижней части разреза присутствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (навышская подсвита). Саткинская свита, согласно залегающая выше, представлена преимущественно доломитами и известняками, нередко содержащими строматолиты и микрофитолиты нижнерифейского комплекса, с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, часто известковистых, местами содержащих микрофоссилии нижнего рифея [21, 62]. Завершает разрез бакальская свита, представленная углеродисто-глинистыми сланцами, доломитами и, в меньшей степени, известняками, подчиненными прослоями кварцевых алевролитов и песчаников (рис. 4).

В 2011 г. были уточнены данные по возрасту основания нижнего рифея — на западном крыле Тараташского поднятия, юго-восточнее д. Аршинка, на северных отрогах г. Большой Миасс из трахибазальтового порфирифта навашского комплекса айской свиты по циркону был определен методом U–Pb (SHRIMP-II) возраст, который составил  $T = 1752 \pm 11$  млн лет (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) [22, 86]. Этот возрастной рубеж стал определяющим не только для навашских вулканитов, но и для нижней

Рис. 3. Схема распространения разрезов рифея различного типа в Башкирском мегантиклинории.

Показаны (цифры красным) типы разрезов: 1 — северная зона (Тараташский антиклинорий); 2 — Южная зона (Ямантауский антиклинорий); 3 — Юго-западная зона (район параметрической Кулгунинской скважины); 4 — Восточная зона (Маярдакский антиклинорий); 5 — Северо-уралтауская зона; 6 — Златоустовско-Таганайская зона.

Показаны (линии красным) границы распространения типов разрезов.

Обозначены этапы: RF<sub>1</sub> — нижний рифей; RF<sub>2</sub> — средний рифей; RF<sub>3</sub> — верхний рифей; RF<sub>4</sub> — терминальный рифей. 1 — тараташский комплекс (архей-ранний протерозой); 2 — вулканиты машакской свиты; 3 — интрузии: а — базиты, б — гранитоиды; 4 — стратиграфические границы; 5 — разломы: а — надвиги, б — прочие структуры; б — точки отбора проб на цирконы: а — трахибазальты навашской свиты, б — риолиты машакской свиты и дайки машакского возраста, в — вулканиты ушатского комплекса с возрастом около 450 млн лет, г — магматические породы аршиния, д — карбонатиты

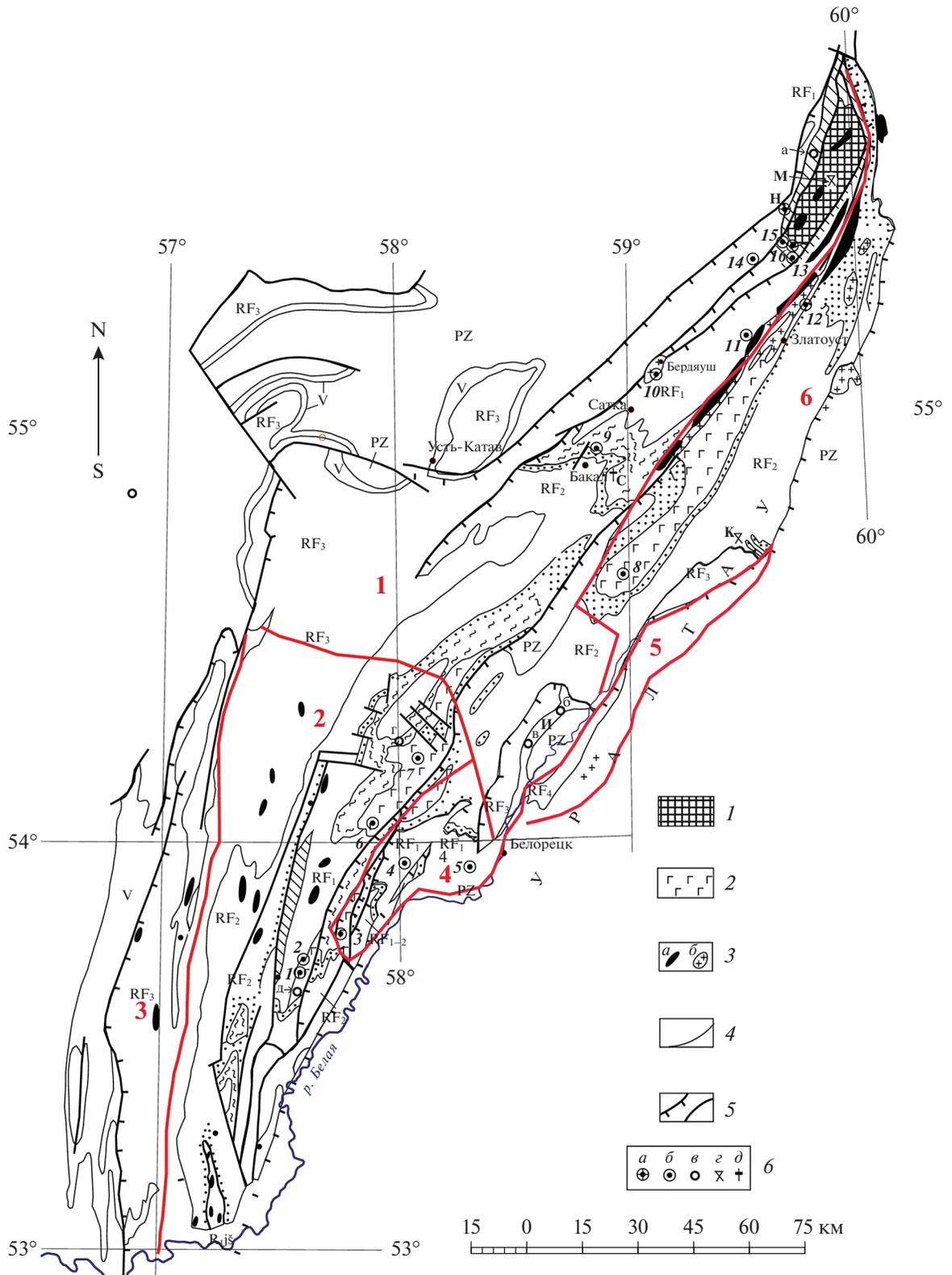




Рис. 4. Разрез бакальской свиты в карьере Иркутскан ( $54^{\circ}54'48''$  с.ш.  $58^{\circ}51'45''$  в.д.).

границы  $\sim 1800$  млн лет всего рифейского разреза Южного Урала, что не противоречит данным о более молодом возрасте  $1777 \pm 79$  млн лет гранитизации в условиях амфиболитового метаморфизма в кристаллическом фундаменте этого региона [86]. В дальнейшем выяснилось, что в поле трахибазальтов навыйской свиты, датированных ранним рифеем, присутствуют щелочные базальты, датироваемые U–Pb методом  $\sim 450$  млн лет (рис. 5).

Можно предполагать, что эти палеозойские базальты вероятно маркируют следы небольшого западного ордовикского рифта, параллельного главному рифту, который располагался восточнее и в дальнейшем переродился в Уральский палеоокеан.

Представления о возрасте машакской свиты, базальной для среднего рифея (юрматиния), также были уточнены преимущественно U–Pb методом. Машакская свита представлена, как и ее аналоги, в низах преимущественно вулканидами (рис. 6). В ее основании преобладают риолиты и базальты, образующие контрастную ассоциацию. Выше машакская свита представлена метабазальтами, риодацитами, углеродисто-глинистыми сланцами, полимиктовыми алевролитами, песчаниками и разногалечниковыми конгломератами. В средней части она сложена чередованием полимиктовых разнозернистых песчаников, метабазальтов, кварцито-песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов, подчинены прослой полимиктовых алевролитов и конгломератов. Верхняя часть свиты представлена чередованием песчаников полимиктовых и кварцевых, алевролитов того же со-

става, углеродисто-глинистых сланцев, туфов кислого и основного состава, риолитов, отмечаются единичные потоки метабазальтов и редкие прослой известняков.

В 2008 г. из машакских вулканидов по циркону U–Pb методом CA-ID-TIMS в Университете штата Айдахо в Бойсе (США) были получены датировки  $1381.1 \pm 0.7$  и  $1380.2 \pm 0.5$  млн лет. Ранее в лаборатории Университета Торонто (Канада) были датированы долериты Главной Бакальской дайки, прорывающей бакальскую свиту, U–Pb методом  $1385.3 \pm 1.4$  млн лет (по бадделиту) [86].

Ближние датировки были получены для Бердяшского плутона рапакиви, Кузино-Копанской расслоенной габбро-пироксенитовой интрузии и Ахмеровского гранитного массива, которые обычно рассматриваются как комагматы машакских вулканидов [26].

По циркону из риолитов машакской свиты также были получены датировки  $1383 \pm 3$ ,  $1386 \pm 5$  и  $1386 \pm 6$  млн лет U–Pb методом (SHRIMP-II) (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) [86]. Поскольку датированные пробы находятся в 300–400 м выше основания юрматиния, было предложено принять возраст основания среднего рифея как 1400 млн лет. Машакский уровень возрастов цирконов установлен не только для северной, Тараташской зоны, но также для южной, Яманташской и восточной, Маярдакской.

Выше машакской свиты стандартный разрез среднего рифея (юрматиния) представлен, следовательно, зигальгинской, зигазино-кома-



Рис. 5. Палеозойские трахибазальты на р. Ушат (приток р. Суroyа) в поле навышских (нижнерифейских) трахибазальтов (55°44'22" с.ш.; 59°44'47" в.д.).

ровской, авзянской свитами, мощностью до 4000 м (кварциты, сланцы, известняки).

Каратавий (верхний рифей) мощность которого колеблется от 2700 до 6300 м, со средним рифеем характеризуется постепенным переходом и представлен зильмердакской (преимущественно песчаники), катавской (известняки и мергели розовой и зеленой окраски, известняки со струйчатой текстурой) свитами и хорошо выделяющейся маркирующей толщей (рис. 7).

Датировки  $707.0 \pm 2.3$  и  $732.1 \pm 1.7$  млн лет, полученные по цирконам из вулканитов аршинской серии северной зоны Башкирского мега-антиклинория, привели к пересмотру возраста и стратиграфической приуроченности этой серии, которая считалась принадлежащей венду [28, 62].

В 2000 г. возраст основания венда был принят в  $600 \pm 10$  млн лет, но, по мнению многих исследователей, граница венд–рифей имеет возраст ~635–650 млн лет [32, 86]. Новые датировки позволили выделить в рифее дополнительное стратиграфическое подразделение: завершающий (терминальный) рифей–аршиний, включающий аршинскую серию ( $R_{4ar}$ ) [22]. Рассматриваемые отложения долгое время, несмотря на значительную мощность (~2 км) и литологическую неоднородность, не расчленились. Нами установлено, что в аршинской серии выделяются толщи, обладающие четкой индивидуальностью, имеющие определенный состав и стратиграфическое положение [22, 86]. Эти толщи выделены в ранге свит

(снизу вверх) — байнасская, махмутовская, игонинская и шумская (терригенные осадки, тиллитоподобные конгломераты и вулканиты).

### Южная зона (Ямантауский антиклинорий)

Здесь отличия в стратиграфии рифея заключаются в ином составе и схеме расчленения отложений нижнего рифея, являющихся возрастными аналогами айской, саткинской и бакальской свит Тараташского антиклинория [2, 21, 62, 86]. Они имеют некоторые особенности состава, строения и биостратиграфической характеристики. Это обстоятельство послужило основанием для выделения здесь местных свит — большеинзерская, суранская и юшинская свиты.

Большеинзерская свита ( $RF_{1bin}$ ) сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, подчинены доломиты, известняки и углеродисто-глинистые сланцы, отмечаются прослои гравелитов и разногалечниковых конгломератов. Нижняя граница большеинзерской свиты не вскрыта эрозией, а с перекрывающей суранской свитой она связана постепенным переходом.

Суранская свита ( $RF_{1sr}$ ) сложена доломитами и доломитизированными известняками, а в средней части свиты представлена глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, мергелями, полевошпат-кварцевыми алевролитами и реже песчаниками.



**Рис. 6.** Базальты машакской свиты на хр. Шатак. Видна столбчатая отдельность, редко встречающаяся в свите.

Юшинская свита ( $RF_{1js}$ ) сложена преимущественно глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, единичны маломощные прослои доломитов и известняков. С подстилающей суранской свитой она связана постепенным переходом.

Обоснование корреляции и основные отличия нижнерифейских отложений Ямантауского и Тараташского антиклинориев подробно изложены [21]. В большеинзерской свите (аналогайской) не присутствуют вулканы, аркозовые разности алевропсаммитов, почти полностью отсутствуют крупнозернистые осадки (гравелиты и конгломераты). Здесь отсутствует ярко выраженная полимиктовость, характерная для ряда горизонтов айской свиты. В суранской свите (аналог саткинской) наблюдается увеличение содержания алевропелитов и незначительное присутствие строматолитов и микрофитолитов, а юшинская свита (аналог терригенно-карбонатной бакальской) имеет почти исключительно терригенный состав.

Разрезы среднего, верхнего и терминального рифея Тараташского и Ямантауского антиклинориев не обладают существенными различиями.

Мы полагаем, что в пределах исследуемых зон, взаимоотношения структур нижнего и среднего рифея меняются [2]. На востоке Ямантауского антиклинория на хребте Шатак их разрез непрерывен. На хребте Машак машакская свита залегает на различных горизонтах юшинской свиты нижнего рифея со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием от  $\angle 5^{\circ}-7^{\circ}$  до  $\angle 30^{\circ}-40^{\circ}$ , что было описано многими исследователями в 1930–1970-е гг. и подтверждено в недавнее время [2, 86]. В более западных разрезах — это запад Ямантауского антиклинория, Бакальское месторождение Тараташского антиклинория и Кулгунинская скважина — машакская свита выпадает из разреза. Зигальгинская свита, основание которой деформировано разломом в Кулгунинской скважине, ложится с размывом на юшинскую или бакальскую свиты верхов бурзяния.



Рис. 7. Выходы отложений катавской свиты около железнодорожной станции Миньяр (55°03'19.3" с.ш. 57°30'59.4" в.д.).

### Юго-западная зона

Юго-западная зона (район параметрической Кулгунинской скважины) расположена в южной части Башкирского мага-антиклинория, к югу от истоков р. Зилим. Выделяется нами в связи с особенностями строения разреза этой скважины, вскрытого до глубины 5154 м [22]. Результаты бурения, интерпретация которых началась в 1981 г., были неожиданными. Планировалось вскрытие предполагаемой поднадвиговой палеозойской толщи под карбонатными отложениями нижнего рифея на глубине 5000–5500 м. Предположение не подтвердилось и начатое бурение было остановлено на глубине 5154 м, не достигнув проектной глубины 7000 м [22].

Затем, также не подтвердилось предполагаемое присутствие в разрезе уральских свит рифея, литологически сопоставимых с разрезом южной зоны. В результате проведенных работ, были выделены новые старосайтовская (доюшинская) и кулгунинская (дозильмердакская) свиты, состав которых резко отличается от одновозрастных отложений стратотипических разрезов Южного Урала в пересечении к востоку от скважины [1].

Некоторые исследователи отметили, основываясь на временном сейсморазрезе 068496, что хорошо прослеживаемые отражающие горизонты, отвечающие литологическим границам свит разреза рифея и венда (характерным для восточной краевой части Волго-Уральской области), без изменений входят в Уральскую складчатую область, причем рифейские толщи (от приютовской толщи сверху до кабаковской толщи внизу) прослеживаются до Кулгунинской скважины и только верхние 950 м разреза скважины вскрыли зильмердакскую и катавскую свиты уральского разреза [22, 60].

Из нашего анализа данных следует, что в раннерифейское время зональность в Башкирского мега-антиклинория располагалась поперек к его будущему простиранию, причем для среднего рифея граница разрезов волго-уральского и уральского типов была неустойчивой. Зональность разрезов уральского типа для среднего и верхнего рифея уже имела уральскую ориентировку, причем это относится как к среднерифейскому (машакскому) рифту, так и к зоне метаморфизма. Полоса наложенного венд-раннекембрийского метаморфизма, которая прослеживается с перерывами по линии Маярдак–Таганай–Злато-

уст—Кваркуш, следует современному уральскому направлению и идет параллельно окраине кратона Балтика вплоть до Полюда, где отклоняется к северо-западу.

### Восточная зона (Маярдакский антиклинорий)

В составе нижнего рифея в сводовой части Маярдакского антиклинория (восточное крыло Башкирского мега-антиклинория) выделена кызылташская свита ( $RF_{1kz}$ ), сложенная двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевыми и мусковит-кварцевыми сланцами, часто графитистыми, и мраморизованными известняками; отмечаются доломиты. В ядре антиклинория присутствуют эклогиты по базитовым дайкам и силлам машакского возраста [79, 91].

Нижнерифейский возраст низов кызылташской свиты уверенно определяется временем внедрения в эти отложения гранитов Ахмеровского массива с возрастом  $1381 \pm 23$  млн лет по циркону, U—Pb метод, SHRIMP-II [26]. В то же время, в свите присутствуют эффузивы (возможно дайки) основного состава, метаморфизованные в эклогитовой фации и также содержащие реликтовые цирконы машакского возрастного уровня [79]. Эффузивы описаны в вышележащей белетарской свите [86]. Этот стратон и подстилающая терригенная аюсапканская свита являются аналогами машакской свиты. Белетарская свита в Маярдакском антиклинории так же, как и машакская в Ямантауском антиклинории, сменяется выше свитами, характерными для стратотипических разрезов Южного Урала — зигальгинской, зигазино-комаровской, авзянской среднего рифея и зильмердакской, катавской свитами верхнего. Более молодые свиты (миньярская, укская) здесь отсутствуют [51].

Основанием для выделения разрезов восточной зоны является их метаморфизм, от зеленосланцевой до эклогитовой фации. Возможно, меняется и первичный литологический состав разреза. Главным отличием является метаморфизм, оценки возраста которого находятся в пределах венда—раннего кембрия [91]. Вероятно, эта зона метаморфизма идентифицируется и на севере Кваркушского антиклинория, где описаны метаморфиты амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций тоже венд—раннекембрийского возраста, что позволяет предполагать принадлежность этой зоны к краю надсубдукционной зоны коллизионного орогена тиманид, значительная часть которого скрыта к востоку от Главного Уральского разлома [30, 91].

В восточной зоне в зигальгинской свите, испытавшей метаморфизм, преобладают кварциты, кварцито-песчаники, мусковит-кварцевые, хлоритоидно-кварцевые (часто — графитистые) и графит-кварцевые сланцы. Если в Тараташ-

ском антиклинории и на западном крыле Ямантауского антиклинория зигальгинская свита является базальной для юрматинской серии и залегает с размывом на подстилающих нижнерифейских отложениях (соответственно бакальская и юшинская свиты), то на восточном крыле Ямантауского и в Маярдакском антиклинориях с подстилающей машакской свитой и ее возрастными аналогами она связана постепенным переходом [21, 51].

В вышележащих зигазино-комаровской и авзянской свитах в Маярдакском и Таганайском антиклинориях и в северном центриклинальном замыкании Верхнебельского синклинория (Златоустовский район) по сравнению с западными разрезами значительно возрастает степень метаморфизма пород и в составе свит появляется мусковит—(двуслюдяно)—кварцевые и двуслюдяно—плагиоклаз—кварцевые сланцы, прослоями и пачками графитистые, а алевролиты и песчаники приобретают кварцитовидный облик и большей частью переходят в слюдистые кварциты.

### Северо-Уралтауская зона

Северо-Уралтауская зона, которую возможно было отнести к Центрально-уральскому поднятию, но она стратиграфически тесно связана с Башкирским мега-антиклинорием. Толщи северной части Уралтауского антиклинория полностью соответствуют суваянскому комплексу, разделенному на шесть свит, из которых четыре нижние свиты (уткальская, курташская, мазаринская и арвякская) отнесены к верхнему рифею [21]. Комплекс и данные свиты названы по стратотипам, расположенным в средней части хр. Уралтау. Однако, по полученным нами и имеющимся данным выяснилось, что средняя и южная часть хр. Уралтау сложена преимущественно палеозойскими толщами, что подтверждено фаунистическими находками [12, 31, 46].

В Златоустовско—Таганайском типе разреза предполагается наличие всех стратонов рифея, начиная с айской свиты. Однако бакальская свита здесь отсутствует и фактически на поверхность выходит только полный разрез отложений среднего и верхнего рифея, причем они отличаются по степени метаморфизма и по составу от отложенный стратотипа [9].

К востоку от Зюраткульского разлома полный разрез рифея начинается с кувашской свиты осадочно-вулканогенного состава, которая отождествляется с машакской свитой (имеет U—Pb датировку, аналогичную возрасту машакской свиты), но значительно сильнее метаморфизована.

Кувашскую свиту слагают (снизу вверх):

— амфиболиты, гнейсы биотит-гранатовые, кварциты горы Два Брата (хр. Уреньга);

– альбит-олигоклазовые порфириды с прослоями кварц-слюдистых сланцев и конгломератов (верховья р. Куваш);

– альбит-олигоклазовые порфириды с прослоями кварц-слюдистых сланцев и конгломератов (горы Березовые, г. Мышляй, хр. Чернореченский, хр. Уреньга).

Мощность кувашской свиты составляет 900–1500 м.

Выше кувашской свиты предполагается наличие гнейсов и амфиболитов уфалейской свиты, однако не указаны мощность и положение типового разреза, существование данной свиты, по нашему мнению, не вполне обосновано.

Дальше следует таганайская свита (снизу вверх):

– сланцы гранат-слюдистые, гранат-ставролит-слюдистые с прослоями кварцитов (>500 м);

– кварциты, сланцы гранат-ставролит-слюдистые, кварц-гранат-кианитовые (700–900 м) (хр. Уреньга, хр. Уральский, хр. Юрма, Таганайский горный массив).

Завершает разрез юрматинской серии среднего рифея уреньгинская свита. Нижнюю подсвиту слагают ставролит-биотит-кварцевые, дистен-мусковит-кварцевые сланцы мощностью 600–1000 м (Таганайский горный массив, г. Косотур).

Верхняя свита состоит из двух толщ:

– нижняя – карбонатная (доломиты, мраморы с прослоями кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев);

– верхняя – кристаллических сланцев (углисто-графитовые филлиты, филлитовые сланцы, кварц-слюдисто-гранатовые, ставролит-гранатовые, силлиманит-слюдистые, альбит-слюдисто-хлоритовые сланцы с прослоями мраморов мощностью до 20 м).

Мощность свиты составляет 600–700 м (хр. Уреньга, хр. Уральский).

Каратауская серия представлена уйташской свитой, состоящей из двух подсвит:

– Медвежьегорская (аркозовые кварциты с прослоями конгломератов, г. Медвежья);

– Семибратская (кварциты, слюдистые кварциты, кварц-слюдистые сланцы, Семибратский железный рудник).

Мощность свиты составляет 350–400 м.

Таганай-Златоустовская зона совместно с Уралтауской и Маярдакской зонами образует метаморфическую полосу на востоке Башкирского мега-антиклинория, которая связана с Восточно-Кваркушской зоной, – они вместе маркируют край кратона Балтика.

На востоке Башкирского антиклинория рифейские толщи отделены от палеозоя (ордовик) разрывом и угловым несогласием, что является проявлением тиманской складчатости, ранее ей присваивалось название байкальской [46] (рис. 8).

### Вендские отложения

Венд (его нижняя граница предположительно составляет 635 млн лет, тогда как верхняя отвечает подошве кембрия) подразделяется на пять свит [21, 32, 62]:

– бакеевская;

– урюкская;

– басинская;

– куккараукская;

– зиганская.

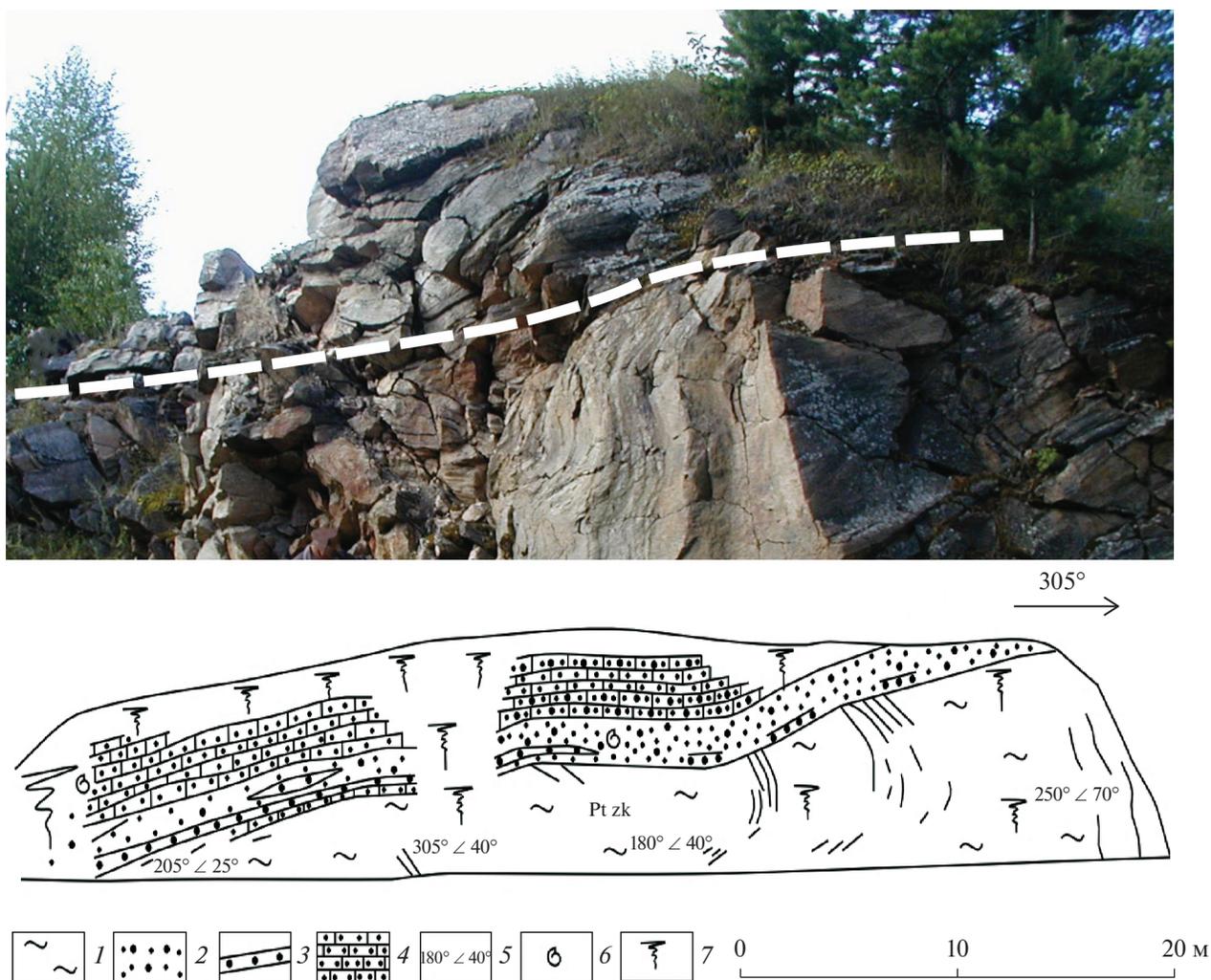
При этом нижние куккараукская и зиганская свиты представлены кварцитами и аркозами, тогда как верхние бакеевская, урюкская и басинская свиты представлены полимиктовыми песчаниками и конгломератами, которые слагают в основном куккараукскую свиту, в них можно различить гальку метабазитов, метакварцитов, красных яшм и гранитоидов (рис. 9). Изменение минерального состава свит от кварцитов и аркозов на полимиктовые песчаники и конгломераты завершает смену направления источника сноса с западного на восточное, образование толщ, родственных флишу и молассе, т.е. орогенных формаций, отвечающих тиманскому орогенезу.

### ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Среди метаморфических толщ Центрально-Уральской мегазоны были выделены ранне-среднепалеозойские осадочные комплексы континентального подножия (суванякский комплекс), сравнимые с современными аналогами, но претерпевшие интенсивную складчатость и метаморфизм зеленосланцевой фации, а в краевых восточных частях Центрально-Уральской мегазоны (максютовский комплекс) и выше – до эклогитовой фации. Палеозойский возраст суванякского комплекса доказан находками раннеордовикских и ранне-среднедевонских конодонтов, силурийских граптолитов, ордовикских и силурийских акритарх и хитинозой [12, 31].

Сопоставление западного склона Урала с пассивными окраинами континентов Атлантического типа было проведено, но не полностью – на Урале ранее были выделены палеозойские терригенно-карбонатные фации шельфа [38, 61]. Позднее были установлены и прослежены вдоль всего западного склона Урала маломощные и медленно накапливавшиеся терригенно-кремнисто-сланцевые относительно глубоководные (батыальные) отложения континентального склона [38, 44].

Однако этим типовая латеральная последовательность осадочных формаций пассивных континентальных окраин не исчерпывается [11, 38]. Глубже континентального склона располагается континентальное (материковое) подножие – внешняя часть континентальной окраины, расположенная между континентальным склоном и



**Рис. 8.** Размыв и угловое несогласие между пологозалегающими песчаниками и конгломератами ордовика и круто залегающими сланцами инзерской свиты верхнего рифея (в верховье руч. Яндык ( $53^{\circ}53'58.6''$  с.ш.  $58^{\circ}04'20.0''$  в.д.), вдоль автодороги “Уфа–Белорецк”, около с. Серменево).

Положение песчаников показано над белой пунктирной линией.

1 – слюдисто-кварцевые сланцы и слюдистые кварциты инзерской свиты; 2 – крупнозернистые кварцевые песчаники с галькой углистых сланцев (средний ордовик); 3 – конгломераты, в гальке кварц и углистые сланцы (средний ордовик); 4 – доломиты и песчаники: *a* – алевритистые и песчаные доломиты (средний ордовик), *b* – крупнозернистые песчаники и конгломераты с доломитовым цементом (углистые сланцы и кварц в гальке); 5 – слоистость (азимут падения); 6 – находки криноидей, гастропод, брахиопод; 7 – осыпи

абиссальным ложем океана. Континентальное подножье постепенно погружается от континентального склона к океану с глубины 2.5–3 км до 4.5–5.5 км, его ширина составляет ~200–300 км. Оно представляет собой полого наклоненный в сторону океана аккумулятивный шлейф, образующийся в результате накопления обломочного материала при размыве континента, в том числе мутьевыми потоками и подводными оползнями. Мощность осадочных отложений на современных континентальных подножьях значительна и составляет от не менее 2–3 км до 4–10 км [11]. Таким образом, нами впервые выделяются на Урале палеозойские сланцево-терригенные фации континентального подножья (суванякский комплекс

и его аналоги), отличающиеся от смежных к западу отложений континентального склона значительно большими мощностями, поскольку кремнистое осадконакопление здесь сменяется на терригенное.

Нами установлено, что Центрально-Уральская мегазона Южного Урала сложена четырьмя различными формационно-геодинамическими комплексами.

#### **Рифейские неметаморфизованные осадочные мелководные терригенно-карбонатные комплексы**

Рифейские, почти неметаморфизованные осадочные мелководные терригенно-карбонатные



**Рис. 9.** Полимиктовые конгломераты куккараукской свиты венда с галькой гранитоидов р. Зуячка ( $54^{\circ}18'39.6''$  с.ш.  $57^{\circ}17'53.3''$  в.д.).

комплексы чехла Восточно-Европейской платформы занимают крайнее западное положение из комплексов Центрально-Уральской мегазоны, образуя на Южном Урале Башкирский мегаантиклинорий. Данные комплексы формировались на протяжении трех циклов в нижнем, среднем и верхнем рифее [21, 62]. Каждый цикл начинается с рифтовых грубообломочных толщ, часто с вулканитами, среднюю часть циклов слагают преимущественно алевро-песчаники и углеродисто-глинистые сланцы, верхняя часть циклов выражена терригенно-карбонатными последовательностями. Данные грубообломочные толщи входят в эпиплатформенные рифтогенно-депрессийные комплексы.

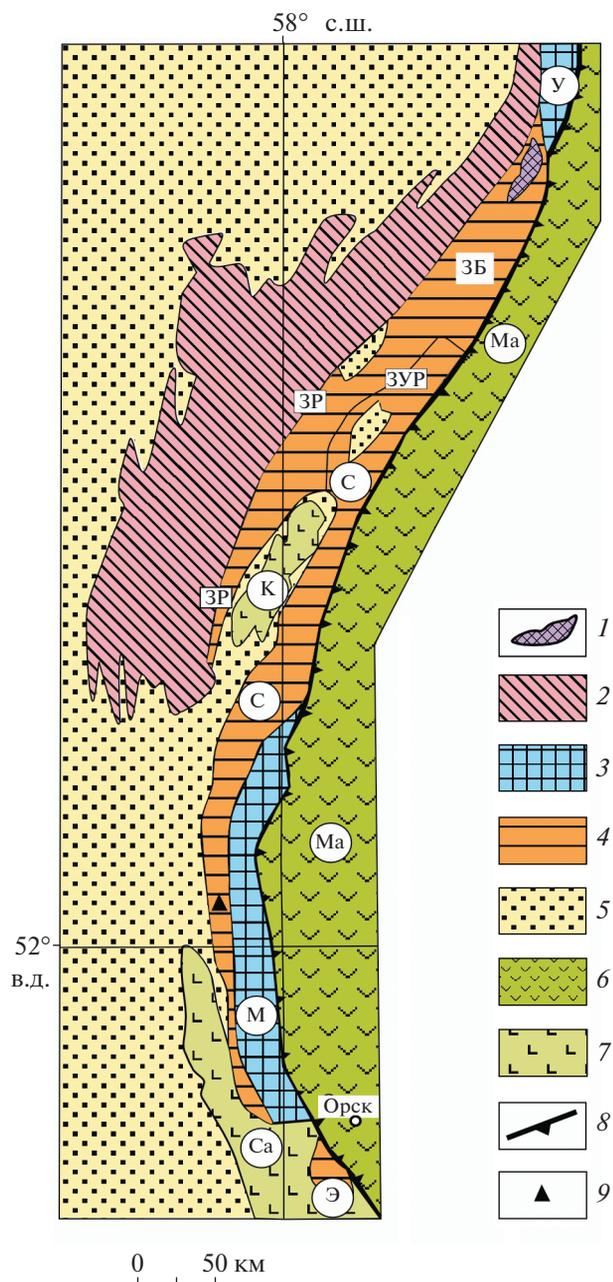
#### **Архейско-палеопротерозойские полиметаморфические комплексы**

Архейско-палеопротерозойские полиметаморфические комплексы являются краевыми частями фундамента Восточно-Европейской платформы и вовлечены в позднепалеозойские складчато-надвиговые деформации. Они расположены восточнее комплексов первого типа (выступов чехла платформы), это – Тараташский метаморфический блок на севере Южного Урала. Толщи, метаморфизованные преимущественно в гранулитовой и амфиболитовой фациях, коррелируются с карелидами, хотя обнаруживаются реликты и более древних, архейских комплексов [62]. Мы считаем, что именно на кристаллическом фунда-

менте Восточно-Европейской платформы, залегают рифейские отложения.

#### **Терригенные отложения**

Терригенные отложения (алевро-сланцы, кварцито-песчаники с подчиненными прослоями конгломератов) имеют большую мощность, они смяты и метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В толщах данных отложений выделены ранне-среднепалеозойские осадочные комплексы континентального подножия (суванякский комплекс и его аналоги), сравнимые по всем параметрам с современными аналогами, но претерпевшие интенсивную складчатость и метаморфизм зеленосланцевой фации. В опорном разрезе (на левом берегу р. Баракал в 60 м от моста на северной окраине хутора Новопретображенского) отложений суванякского комплекса (обнажение № 1534;  $52^{\circ}10'15.84''$  с.ш.,  $57^{\circ}36'12.37''$  в.д.) среди кварцитов с прослоями филлитизированных сланцев и грубозернистых метапесчаников (кварцевых граувакк) отмечается пласт полимиктовых конгломератов (рис. 10). Их цемент сложен серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, а в обломках присутствуют слюдястые кварциты, различные метаморфические сланцы и мрамор. В обломках мрамора нами найдены конодонты раннего ордовика, вероятно, флоского яруса – *Oistodus* aff. *contractus* Lind., *Oistodus* sp. и др. (определение В.А. Наседкиной (УГСЭ, г. Екатеринбург)), что определяет здесь нижний возрастной предел су-



**Рис. 10.** Схема тектонического районирования западного сектора Южного Урала. Обозначены (буквы в кружках) с юга на север: Э – Эбетинская антиформа; Са – Сакмарская зона; М – Максютковский комплекс; С – Суванякский комплекс; К – Кракинский аллохтон; Б – Башкирский мега-антиклинорий; ЗУР – Западно-Уралтаусский разлом; ЗР – Зюраткульский разлом (граница между Башкирским мегаантиклинорием и поднятием Уралтау); Ма – Магнитогорский мегаинклинорий; ЗБ – Златоустовско-Белорецкая зона; У – Уфалейский метаморфический комплекс. 1 – архейско-палеопротерозойские полиметаморфические комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы (Тараташский комплекс); 2 – рифейские, почти не метаморфизованные осадочные мелководные терригенно-карбонатные комплексы чехла Восточно-Европейской платформы (Башкирский мегаантиклинорий); 3 – высокобарические метаморфические комплексы; 4 – поднятие Уралтау, терригенные отложения континентального подножья, смятые и метаморфизованные в зеленосланцевой фации (Суванякский комплекс); 5 – палеозойские (ордовикско-пермские) осадочные комплексы шельфа, континентального склона и наложенного Предуральского краевого прогиба; 6 – палеозойские (преимущественно девонские) вулканогенные, не метаморфизованные комплексы восточного (палеостроводужного) сектора Урала (Магнитогорский мегаинклинорий); 7 – палеозойские (преимущественно ордовикско-девонские) вулканогенные и осадочные, не метаморфизованные комплексы краевых аллохтонов; 8 – Главный Уральский глубинный разлом; 9 – пункт находки ордовикских конодонтов

ванякского комплекса. Именно в данных конгломератах находили микрофитолиты IV юдомского комплекса, что и использовалось для обоснования позднедевонского возраста этих образований [21, 62]. Палеозойский возраст суванякского комплекса подтверждается и другими находками микрофауны [12, 31].

Таким образом, нами впервые выделены на Урале палеозойские сланцево-терригенные фации континентального подножья (суванякский комплекс и его аналоги), отличающиеся от смежных к западу отложений континентального склона значительно большими мощностями, поскольку

кремнистое осадконакопление здесь сменяется на терригенное. Очень небольшая доля грубообломочных осадков в суванякском комплексе вероятнее всего свидетельствует о пологом рельефе размывавшейся восточной части Восточно-Европейской платформы. Современная ширина суванякского комплекса, составляющая 20 км, с учетом фактически наблюдаемой здесь интенсивной складчатости должна быть увеличена до 55–60 км. Но современные аналоги, как правило, в 3–4 раза шире. Отсюда следует, что суванякский комплекс является уцелевшим фрагментом исходной осадочной призмы осадков континентального подножья, ее крайней западной частью. Восточная, очевидно большая часть осадков этого типа, была поглощена Главным Уральским глубинным разломом (палеозоной субдукции).

### Метаморфические эклогит-глаукофансланцевые комплексы

Метаморфические эклогит-глаукофансланцевые комплексы занимают наиболее восточную часть Центрально-Уральской мегазоны. Они прослеживаются вдоль Главного Уральского глубинного разлома на 2000 км и слагают его западное, лежащее крыло. На Южном Урале эти образования представлены максютовским комплексом, где возраст основного этапа метаморфизма составляет 375–380 млн лет [12, 72, 15]. Здесь при



**Рис. 11.** Панорама разреза Главного Уральского разлома на шоссе Белорецк–Сибай около с. Хамитово ( $53^{\circ}30'03.7''$  с.ш.  $57^{\circ}59'42.0''$  в.д.).

На востоке (слева) развалы андезитов и их туфов, в средней части сильно дробленные серпентиниты с зеркалами скольжения, подобные матриксу меланжа, с падением к востоку. Отмечаются габброиды. На западе (справа) графитистые сланцы.

очень интенсивных пластических деформациях тектонически совмещены метакварцитовые толщи континентального подножия (галеевская и юмагузинская свиты) и изначально вулканогенно-черносланцевые толщи кайраклинской и карамолинской свит. В телах мраморов среди вулканогенно-черносланцевых толщ в четырех пунктах были найдены конодонты плохой сохранности, возраст наиболее сохранившихся из которых соответствует верхам силура–низам девона [12, 46]. Согласно [15, 46] максютовский комплекс является фрагментом девонской зоны субдукции, поглащавшей ранне-среднепалеозойские формации Уральского палеоокеана и комплексы континентального подножия Восточно-Европейской платформы [15, 46]. Неоднократно предпринимавшиеся попытки выделить в пределах максютовского и других эклогит-содержащих комплексов зоны Главного Уральского глубинного разлома (марункеуского и др.) дополнительные, как правило, докембрийские этапы высокобарического метаморфизма неубедительны, т.к. основываются на датировании обломочных цирконов из параметаморфических пород [25].

Главная, пока не решенная проблема геологии и тектоники Центрально-Уральской мегазоны — это взаимоотношения докембрийских комплексов с метаморфизованными палеозойскими. Существование здесь докембрийских образований не отрицается, т.к. на Южном и Приполярном Урале выявлено присутствие массивов гранитов вендского возраста [23, 30, 50].

Исследование обломочных цирконов из ордовикских терригенных пород различных зон Южного Урала показало, что возрастной диапазон и особенности изотопного состава Hf детритовых цирконов в значительной степени обусловлены различными для каждой из зон подстилающими доордовикскими комплексами [53]. В зоне Уралтау резко преобладают обломочные цирконы венд–кембрийского возраста с положительными значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ , цирконы других возрастов

практически отсутствуют. Источниками венд–кембрийских цирконов возможно являются вулканиты и гранитоиды окраинно-континентального пояса, которые участвуют в строении зоны Уралтау и некоторых других структур Южного Урала [53]. Данный окраинно-континентальный вулканогенно-плутонический пояс играл важную роль в истории геодинамического развития региона [53].

Таким образом, мегазоны Урала сформированы в результате деформаций пассивной континентальной окраины Лавруссии (Восточно-Европейская платформа), и только некоторые аллохтоны такие, как Сакмарский и Крака Южного Урала, Нязепетровский Среднего Урала, были надвинуты в область западных мегазон Урала с востока, из палеостроводужной части Уральского складчатого пояса.

### ЗОНА ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Зона представляет собой офиолитовую сутуру переменной ширины до 20 км и более, — след исчезнувшей преддуговой впадины Палеоуральского океана. Главный Уральский глубинный разлом, является одной из наиболее значимых сутурных зон, тектонотипом глубинных разломов. Он отделяет западный палеоконтинентальный сектор Урала, представляющий собой пассивную окраину Восточно-Европейской платформы, от восточного, палеостроводужного сектора Урала [6, 38, 44].

Для Главного Уральского глубинного разлома характерно широкое развитие серпентинитового меланжа и тектонических мегабрекчий протяжением в сотни км (Сакмаро-Вознесенская зона Ю. Урала, Райизско-Хараматалоуская зона Полярного Урала и др.) [54, 66] (рис. 11, рис. 12). Также характерны зоны дислокационного метаморфизма и бластомилониты. В Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зонах меланжи образованы преимущественно серпентинизированными



Рис. 12. Серпентинитовый меланж Главного Уральского разлома в районе с. Байгускарово (51°55'24.8" с.ш. 57°59'11.8" в.д.).

гарцбургитами с блоками габбро, амфиболитов, кремней. На севере Присакмаро-Вознесенской зоны и в Кракинских аллохтонах с меланжами ассоциируют базит-ультрабазитовые массивы лерцолитового типа, содержащие блоки гранатовых пироксенитов. В основании Западно-Магнитогорской зоны распространены меланжевые комплексы, которые преимущественно включают базит-ультрабазитовые массивы гарцбургитового типа, базальты с яшмами поляковского комплекса ордовика и нижнедевонские известняки.

Вдоль Главного Уральского глубинного разлома прерывистой полосой прослеживается всеуральский пояс эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма. Судя по сейсмическим данным МОВ ОГТ, трансекта "Урсейс-95" и другим исследова-

ниям, поверхность разлома падает на восток под углом  $\angle 35^{\circ}-55^{\circ}$  [5, 6, 66, 77].

Геологическая история формирования Главного Уральского глубинного разлома разделена на несколько этапов [66].

На начальном этапе западный разлом, входящий в систему разломов Главного Уральского глубинного разлома, представлял собой рифтовый разлом растяжения. Как показывают данные авторов по конodontовому датированию время полного разрыва континентальной коры на Урале составляет 480 млн лет [66].

На последующих этапах Главный уральский глубинный разлом (ГУГР) являлся зоной субдукции, падающей на восток и поглощавшей кору раннепалеозойского Уральского океана [66]. Об

этом свидетельствует генерация разновозрастных высокобарических метаморфических комплексов (западная часть зоны ГУГР) и формировавшихся над ними магматических островодужных ассоциаций. Эклогиты Урала являются главным образом кбровыми эклогитами прогрессивного типа. Высокобарический метаморфизм при температуре  $T = 550\text{--}650^\circ\text{C}$  и давлении  $P \geq 1.1\text{--}1.4$  ГПа метаморфизм здесь не был наиболее ранним и накладывался как на базиты, так и на вмещающие метатерригенные сланцы [20, 72].

Были разработаны модели, альтернативные нашей модели, основанные на представлениях о наиболее древних и глубинных первичных эклогитах, преобразованных только при падающих давлениях, но данные модели не объясняли наличие прогрессивной зональности гранатов, типичной для эклогит-глаукофановых комплексов Урала [15, 20, 25, 52].

Прогрессивный этап метаморфизма максютовского комплекса Южного Урала мы связываем с погружением в зону субдукции до глубин 50–75 км, а в некоторых блоках возможно и более. Структурные исследования показали, что в максютовском комплексе устанавливается не менее четырех этапов деформаций — два ранних этапа проходили при повышающихся температуре и давлении, два поздние этапа проходили при понижающихся температуре и давлении [80].

Выведение максютовского комплекса на уровень средней коры производилось глубинными левыми сдвиго-надвидами, формировавшимися при косоугольной коллизии Восточно-Европейской платформы и Урала. Вся метаморфическая эволюция максютовского комплекса происходила на протяжении менее 30 млн лет, чем объясняется отмечаемое тождество (в пределах точности Ar–Ar, U–Pb, Sm–Nd методов) определений абсолютного возраста пород комплекса по изотопным системам с сильно отличающимися температурами закрытия. Sm–Nd минеральная изохрона для эклогитов, Ar–Ar возраста остывания для фенгита и U–Pb возраст рутила показали возраст, близкий к 380 млн лет [72, 83, 84]. Выведение максютовского комплекса на близповерхностный уровень произошло в триасе в результате ограниченного пост-орогенного растяжения Урала.

На юге Среднего и севере Южного Урала Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР) прорван небольшими гранодиорит-гранитных Уфалейским, Тургоясским, Сыростанским массивами, что дает возможность уточнить возраст и историю деформаций в зоне ГУГР. Эти массивы имеют, как правило, округлую форму, что также свидетельствует о их внедрении после основных пластических деформаций. Исключением является многофазный Сыростанский массив, породы (габброиды-гранодиориты) ранних фаз которого интенсивно пластически деформированы до

превращения в бластомилониты, при этом последние гранитные выплавки массива практически не деформированы и интродуцируют зеленые сланцы зоны ГУГР, что наблюдается в центре деревни Сыростан. Данные гранитоиды имеют возраст  $314 \pm 18$  млн лет, они прорывают известняки [5]. Нами был получен Ar–Ar возраст гранитоидов по биотиту  $304 \pm 6$  млн лет, который определяет время последнего этапа интенсивных пластических деформаций как поздний карбон [78].

## ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКАЯ МЕГАЗОНА

Тагило-Магнитогорская мегазона, которая является главной вулканогенной зоной Урала, расположенная восточнее Главного Уральского глубинного разлома, разделяется на два разновозрастных островодужных террейна, сходными по геологическому строению зоны — более молодая Магнитогорская, и более древняя Тагильская. Заложение Тагильской зоны происходило в среднем ордовике, Магнитогорская зона возникла в нижнем девоне [66].

Тагильская зона широко развита на Среднем (север), Северном, Приполярном и Полярном Урале, тогда как на Южном Урале сохранены крайне редуцированные фрагменты данной зоны. Магнитогорская зона слагает основную часть восточного склона Южного Урала и ее дислоцированные фрагменты выявлены на Среднем Урале, восточнее Тагильской зоны.

Как в Тагильской, так и Магнитогорской зонах, в низах вулканогенных разрезов, лежат толстые подушечные низкокальциевые базальты мощностью 1.5–2.5 км. Образования, расположенные ниже, представлены фрагментарно обнаженным комплексом параллельных диабазовых (долеритовых) даек. Как правило, базальты сопровождаются только измененными гиадокластитам и тонкими прослоями яшм, в которых собраны достаточно обильные комплексы конодонтов среднего-верхнего ордовика в Тагильской зоне и эмса собраны в Магнитогорской зоне.

Для Тагило-Магнитогорской зоны реконструируется следующий ряд вулканогенных зеленокаменно измененных формаций (снизу вверх) [5, 61, 62, 66]:

- натриевая базальтовая;
- натриевая риолит-базальтовая;
- андезит-дацитовая;
- андезит-базальтовая;
- андезитовая;
- базальт-трахит-трахириолитовая.

Смещение по времени между Тагильской и Магнитогорской мегазонами сохраняется для всего этого вертикального ряда формаций. Субщелочные вулканогенные формации Тагильской зоны перекрываются ниже-среднедевонскими



**Рис. 13.** Раннекаменноугольные постсубдукционные субщелочные вулканиты Магнитогорской зоны на левом берегу р. Урал, ниже г. Магнитогорска.

бокситоносными известняками. В Магнитогорской зоне субщелочные вулканогенные формации появляются только в верхнем девоне, фациально замещаясь флишем, и, перекрываясь раннекаменноугольными известняками с толеитовыми и субщелочными вулканитами, не имеющими признаков надсубдукционного генезиса (рис. 13).

Когда Магнитогорская зона только начала формироваться в девоне, к этому времени развитие Тагильской зоны уже заканчивается. Девонские осадочные и вулканогенные образования Тагильской зоны формировались в трех палеообстановках – в пределах шельфа отмершей силурийской островной дуги, междугового прогиба и активной вулканической островной дуги [41].

По составу эти вулканиты близки к породам современных островных дуг, обилие известняков указывает на преобладание мелководных обстановок. Эта зональность была нарушена в живетское время образованием грабенов и излиянием базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками.

В конце живета—начале франа вновь был проявлен вулканизм островодужного типа, эволюция Тагильской островной дуги завершилась в конце франа в связи с аккрецией островной дуги к окраине Восточно-Европейского континента. По геохимическим особенностям (обогащение Sr, K,

Rb, Ba и Th и обеднение Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y и Yb) пражские и эмские вулканиты Тагильской зоны близки к островодужным. Вулканиты живета Тагильской зоны (высотинская свита) по геохимическим параметрам сходны с магматическими образованиями как островных дуг, так и дивергентных океанических обстановок. Для интерпретации их условий формирования привлекается модель разрыва субдуцируемой плиты, образования мантийных окон и подтока глубинного мантийного вещества [41]. Мы подвергаем некоторому сомнению доказанность такой модели, но очевидно, что в Тагильской зоне присутствуют позднеордовикско—силурийский и позднеэмско—раннефранский циклы магматизма [3, 8, 41].

Крупнейшим надсубдукционным магматическим комплексом Урала является Платиноносный пояс, расположенный восточнее Главного Уральского глубинного разлома, на западе Тагильской мегазоны. Это гигантское образование протягивается более, чем на 900 км и представлено на Среднем, Северном и Приполярном Урале цепью из тринадцати концентрически зональных изометричных или тектонически вытянутых массивов, сложенных ассоциацией дунитов, клинопироксенитов, оливиновых и двупироксеновых габбро и гранитоидов и является своего рода этапом зональных мафит-ультрамафитовых массивов (урало-алюскинский тип).

Показано, что породы Платиноносного пояса являются островодужными образованиями — разноточными выплавками, генерировавшимися над зоной субдукции (надсубдукционный магматизм завершился здесь 415–420 млн лет назад), что доказывается сходством выплавов с габброидными и ультраосновными ксенолитами из вулканитов современных островных дуг и геохимическими характеристиками [4, 65].

Массивы Платиноносного пояса целиком располагаются среди геологических комплексов, сформированных в надсубдукционной геодинамической обстановке. На востоке — это вулканиты ( $O_3-S_1$ ) являются вулканитами островодужного типа, на западе — офиолиты, которые по ряду признаков, сформировались в окраинных бассейнах над зоной субдукции.

Возраст пород Платиноносного пояса, надежно определенный различными методами, совпал с возрастом располагающейся восточнее Пояса именовской островодужной вулканогенной формации (возраст уточнен по конodontам как зона *amorphognathoides* силура [3]):

- K—Ar — 420–430 млн лет [17];
- U—Pb по циркону —  $428 \pm 7$  млн лет [76];
- Sm—Nd изохрона —  $419 \pm 12$  млн лет [49].

В экзоконтактных зонах Платиноносного пояса широко развит комплекс своеобразных метаморфических пород, наиболее известных как кытлымиты или динамотермальный ореол Платиноносного пояса [17]. Комплекс представлен преимущественно мелкозернистыми тонкопосчататыми метаморфическими породами основного состава, сложенными главным образом бурым амфиболом и сосюритизированным плагиоклазом, не сланцеватыми, но испытавшими интенсивные пластические деформации и течение. Посчатость в этих породах конформна границам ультраосновных и габбровых массивов, вдоль которых они развиты. Ранние парагенезисы в этих породах соответствуют гранулитовой фации низкого и умеренного давлений, поздние парагенезисы — амфиболитовой фации. По полученным нами данным конкордантный возраст кытлымитов по результатам датирования цирконов на SHRIMP-II составил  $426 \pm 4$  млн лет, что соответствует силуру, лудлову  $427.4 \pm 0.5$ – $423 \pm 2.3$  [92].

Это позволило датировать одну из важных структурных единиц Платиноносного пояса — его динамотермальный ореол, одновременно фиксирующий и время главной фазы внедрения массивов пояса, т.е. их внедрение на глубину ~10 км и начало остывания. Полученная датировка, уточняет и возраст наиболее распространенного комплекса Платиноносного пояса — габбро-норитового, поскольку возраст внедрения этих габброидов тождествен со временем образования динамотермального ореола.

Группы редкоземельных элементов (РЗЭ) вулканитов именовской формации и известково-щелочных габброидов Платиноносного пояса также аналогичны [19, 65, 73]. Эти факты доказывают комагматичность отмеченных интрузивных и вулканических образований Тагильского островодужного террейна. За более чем 100 лет изучения Платиноносного пояса установлено, что слагающие его комплексы пород обнаруживают четкие генеральные, хотя и осложненные, латеральные направления — с запада на восток увеличивается кремнекислотность пород, габбро-гипербазитовые комплексы латерально сменяются в этом направлении относительно более молодыми и менее глубинными гранитоидными комплексами. Глубина эрозионного среза Тагильского островодужного террейна уменьшается в восточном направлении. При этом вулканогенные комплексы Тагильской мегазоны надстраивают сверху разрез Платиноносного пояса, который, мы полагаем, является магматическим фундаментом Тагильской мегазоны, вызывая гравитационный супермаксимум Урала.

На Южном Урале отсутствуют образования подобные Платиноносному поясу. Однако по данным гравиметрии есть все основания полагать, что под андезито-базальтовыми толщами Ирендыкской островодужной постройки в ее основании на глубине нескольких километров находятся габбровые массивы, подобные массивам Платиноносного пояса [13]. Различия между Магнитогорской и Тагильской зонами объясняются более пологим залеганием и менее глубоким эрозионным срезом Ирендыкской островной дуги [13].

Вероятной причиной генерации кремнекислых магм на заключительной стадии формирования Платиноносного пояса является постепенное сужение и затем закрытие располагавшегося западнее ордовикского океана, реликтом которого является Салатимский серпентинитовый шов. При этом в зону субдукции под Платиноносный пояс, во все возрастающем объеме, сначала наряду с океанической корой, стали вовлекаться и переплавляться водонасыщенные и обогащенные сиалическим материалом осадочные толщи континентального подножья Русской платформы [4].

Широко проявленный в Платиноносном поясе метасоматоз и водный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, развитие мафит-ультрамафитовых пегматитов были вызваны потоком флюидов (первично — океанических вод), поднимавшихся от зоны субдукции Главного Уральского глубинного разлома в результате дегидратации погружающихся масс [4, 17]. Эти флюиды обусловили миграцию и перераспределение (до образования месторождений) элементов платиновой группы.

Широко проявившийся в пределах главных вулканогенных зон Урала—Тагильской и Магни-

тогорской – магматизм островодужного типа обусловил разнообразие соответствующих интрузивных комплексов. С начальными эпизодами островодужного магматизма связано внедрение тоналитов и плагиогранитов М-типа, ассоциирующихся с роговообманковыми габбро (габбро-плагиогранитные или габбро-тоналитовые комплексы). Позднее они сменяются габбро-гранитоидными ассоциациями с гранитами I-типа, химизм которых в процессе эволюции островных дуг меняется от известково-щелочного калиево-натриевого до субщелочного калиевого. Интрузивные комплексы островодужного типа здесь широко распространены.

Одно из главных отличий между Тагильской и Магнитогорской зонами, помимо возраста, заключается в том, что Тагильская зона относится к островным дугам энсиалического типа, Магнитогорская зона, кроме ее северного продолжения, – энсиматического типа. Девонские вулканические серии Магнитогорской зоны имеют геохимические черты, типичные для надсубдукционных серий такие, как негативные аномалии Nb, Ta, Zr, Hf, Y, при повышенных концентрациях LIL элементов K, Rb, Ba, Cs и LREE [59, 66]. Они не обнаруживают признаков контаминации с континентальной корой и могут рассматриваться как энсиматические островодужные комплексы, сформированные над зоной субдукции с восточным падением.

В наши дни наметилась тенденция получения относительно древнего, как правило, верхнедевонско-кембрийского возраста 510–885 млн лет (Sm–Nd и U–Pb методы) габбро-ультрабазитовых массивов Урала, причем как альпинотипной, так и платиноносной ассоциаций [40, 43, 55, 90]. В отношении офиолитов пока необходимо внести ясность, как полученный возраст соотносится с многочисленными и, в целом, надежными ордовикскими (преимущественно верх нижнего-средний ордовик) определениями возраста (по представительным комплексам конодонтов из сингенетичных прослоев яшм) толщ офиолитовых базальтов, по видимому, комплементарных с габбро-ультрабазитовыми комплексами [66]. Нам, впрочем, неизвестно ни одного примера надежного (выполненного разными методами с получением сходящихся цифр) определения возраста всех структур офиолитовой ассоциации в одном и том же комплексе или массиве. Исследования последних лет позволяют предполагать разновозрастность составляющих единых офиолитовых комплексов, причем нижние ультрабазит-габбровые части офиолитовых разрезов могут быть существенно древнее толеитовых базальтов и комплекса параллельных диабазовых даек.

Восточная граница Тагило-Магнитогорской мегазоны проходит по Восточно-Магнитогорской зоне меланжа на Южном Урале и по Серовскому разлому, также выраженному меланжированными серпентинитами, на Среднем Урале и

юге Северного Урала. Все эти разломы падают на запад под углами  $\angle 40^\circ$ – $50^\circ$ .

## ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА

Восточно-Уральская мегазона имеет следующие отличия от смежной Тагило-Магнитогорской вулканогенной мегазоны, расположенной западнее Урала:

- широкое распространение гранитоидов и гнейсов;
- наличие блоков кристаллической коры сиалического типа;
- континентальный тип коры с хорошо выраженным гранитным слоем.

Блоки кристаллической коры сиалического типа рассматривались как микроконтиненты, образовавшиеся в процессе ордовикского рифтинга и формирования Уральского палеоокеана [66].

Именно Восточно-Уральская мегазона вмещает так называемую главную гранитную ось Урала, где сосредоточена наибольшая часть гранитов региона [61]. Магматизм окраинных (задуговых) бассейнов ограничивается габбро-тоналитовыми ассоциациями М-типа, примером которого может служить рефтинский габбро-тоналитовый комплекс востока Среднего Урала.

Окраинно-континентальная стадия развития характеризовалась внедрением гранодиоритовых и тоналит-гранодиоритовых батолитов I-типа, часто имеющих очень крупные (до 100 км в длину) размеры. Типичным примером таких тел является Верхисетский тоналит-гранодиоритовый массив Среднего Урала. Площадное распространение субщелочных пород этой стадии незначительно, но на поздних этапах известково-щелочной тоналит-гранодиоритовый магматизм сменился субщелочным. Коллизионный этап развития Урала характеризуется образованием батолитообразных тел коровых анатектических гранитов.

Изотопные характеристики гранитов, относящихся к главной гранитной оси Урала, позволяют предполагать их формирование на Южном Урале над позднепалеозойской зоной субдукции [6, 66]. Поздние стадии этого процесса связаны с палингенезом в континентальной коре, утолщенной вследствие интенсивного сближения коровых блоков по системе восточновергентных надвигов, унаследованных от раннекаменноугольно-башкирской зоны субдукции. Система эта надежно устанавливается на сейсмопрофилях “УРСЕЙС-95” и “ESRU” [6, 77, 82].

Восточно-Уральская мегазона представлена интрузивными и метаморфическими породами невысоких давлений, т.е. образованиями нижнего и среднего слоев земной коры. Эта новообразованная кора континентального типа была окончательно сформирована в позднем палеозое

(позднем карбоне–ранней перми). По уровню метаморфических преобразований, сопровождавших внедрение гранитов, выведение их на поверхность сопровождалось эрозией верхней коры мощностью ~10 км, что можно объяснить наличием горного рельефа и соответствующего корня гор [6, 77]. Восточной границей Восточно-Уральской мегазоны является Карталинский разлом.

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОГО ПАЛЕО-ОСТРОВОДУЖНОГО СЕКТОРА УРАЛА

При обсуждении главных проблем геологии докембрия Урала мы указывали, что развиваемые нами идеи о палеозойском возрасте метаморфических толщ восточного склона Урала отличаются от наиболее распространенных представлений и кто прав покажут будущие исследования [15]. За прошедшее время появились достаточно много фактов, подтверждающих нашу точку зрения, например, селянчинский и салдинский комплексы, но не появилось доказательств наличия докембрийских структур на востоке Урала [14, 39].

В 1980-х гг. считалось, что это – метаморфические толщи Восточно-Уральской зоны, которые слагают микроконтинент мадагаскарского типа (Мугуджарского, Казахстанского или Восточноуральского), отколовшийся от Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в ходе позднедокембрийско–раннеордовикского рифтогенеза и последующего спрединга, а позднее снова причленившийся к ВЕП в ходе позднепалеозойской аккреции, тектонического скупивания и коллизии [5, 6, 38, 66].

Эти представления подкреплялись гипотетическими сравнениями предполагаемых протерозойских метаморфических комплексов восточного сектора Урала с условным разрезом фундамента Восточно-Европейской платформы [29, 62]. Приведенные представления не были подтверждены на основе следующих полученных данных.

- Протерозойский возраст метаморфитов восточного Урала так и остался не доказанным, несмотря на значительные усилия многих геологов в этом направлении.

- Восточно-Уральская мегазона сложена преимущественно метаморфитами и массивами позднепалеозойских гранитоидов. Данные гранитоиды образуют главную гранитную ось Урала протяженностью ~1000 км, т.е. мегазона сложена комплексами нижней и средней коры. Важно и то, что изотопно-геохимические характеристики гранитов (например, крупнейшего плутона Южного Урала – Джабыкского) не дают основания предполагать, что эти граниты явились результатом переплавления древней сиалической коры. Об этом свидетельствуют низкие значения первичных отношений изотопов стронция [65, 66].

- В структуре Урала очень значительную роль играют меридиональные, преимущественно левые, сдвиги [42, 59, 66, 75]. По палеомагнитным и структурным, палеогеографическим данным установлены движения террейнов Урала к северу на расстояние >3000 км, причем не совпадающие с движениями Русской платформы [58, 66]. Вызывают сомнения в возможности возникновения геологических процессов, интерпретируемых на основе этих данных, дискутируемые представления следующие – микроконтинент откалывается от Русской платформы, отодвигается на восток на расстояние от 600 до 2500 км, потом движется на север на расстояние 3000 км и в позднем палеозое возвращается на запад, оказываясь относительно Восточно-Европейской платформы практически в месте откола от Русской платформы. При этом, наиболее значимое, установленное современными методами движение микроконтинента на север, не принимается во внимание.

- Форма Восточно-Уральской мегазоны (микроконтинента), вмещающей главный гранитный пояс Урала, по нашему мнению, не имеет признаков сходства с формой Мадагаскара. Видимая длина зоны от юга Мугуджар до салдинского комплекса на севере составляет 1100 км, ширина зоны – 50–60 км, т.е. их соотношение 20 : 1. Однако длина зоны больше, т.к. на севере, равно как и на юге, Восточно-Уральская мегазона не выклинивается, а погружается под мезо–кайнозойские осадки чехла Западно-Сибирской платформы. Таким образом, Восточно-Уральская мегазона не является субизометричным или вытянутым микроконтинентом, но это – узкая и длинная структура, параллельная структуре всего Уральского складчатого пояса.

Таким образом, мы считаем, что Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны – структуры молодые, являющиеся частью Урала, а не гипотетических более древних геологических мегаобъектов.

Было показано, что ограниченное (не более 6–10%) пост-коллизивное субширотное растяжение сформировало главные черты наблюдаемой сейчас структуры Урала [66]. Она характеризуется чередованием субмеридиональных зон – синформных, выполненных неметаморфизованными вулканогенными и осадочными толщами, и антиформных, сложенных глубинными метаморфическими и интрузивными комплексами, в том числе – Восточно-Уральской и Зауральской мегазон. Выведение на близповерхностный уровень мегаблоков, сложенных глубинными метаморфическими и плутоническими комплексами, происходило в результате их подъема на уровень верхнего слоя коры при ее растяжении и разрыве. Максимум этого растяжения приходится на границу раннего триаса и поздней перми ~250 млн лет. Именно в это время на Урале начала формироваться система угленосных грабен и система рифтов в Западной Сибири. Этот возрастной ру-

беж ( $\approx 250$  млн лет) практически повсеместно проявлен и устанавливается в метаморфических и интрузивных комплексах Урала, как время последнего главного тектоно-термального события.

Таким образом, можно обоснованно предполагать, что большей частью протерозойские метаморфические толщи восточного склона Урала являются палеозойскими шовными тектоническими зонами и глубинными комплексами, возникшими в ходе палеозойской тектоно-метаморфической эволюции Уральской складчатой системы практически одновременно с зеленокаменными вулканогенно-осадочными и другими толщами, но на больших глубинах, при разных параметрах температуры и давления. Наше предположение нашло подтверждение при изучении, ильменогорского и салдинского метаморфических комплексов восточного склона Урала [14, 39].

### ЗАУРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА

Зауральская мегазона — самая восточная структура Урала имеет аккреционную природу. В Зауральской мегазоне развиты пестрые по составу палеозойские вулканогенные и осадочные толщи. Среди до-каменноугольных образований выделяются комплексы следующих формационных типов:

- блоки кристаллических сланцев (их возраст считается допалеозойским [62], но доказательств не имеется);
- ордовикские терригенно-вулканогенные рифтовые комплексы;
- офиолиты среднего-верхнего ордовика, слагающие Денисовскую, Варненскую субмеридиональные зоны;
- силурийские вулканогенно-осадочные островодужные комплексы;
- средне-позднедевонские глубоководные кремнисто-сланцевые толщи.

Эти толщи перекрыты ранне-каменноугольными надсубдукционными андезито-базальтами и слагают пост-аккреционный комплекс. Каменноугольные отложения подразделяются (с востока на запад) на Валерьяновскую, Боровскую и Убаганскую зоны [66]. Данные зоны перекрыты мезо-кайнозойским платформенным чехлом и различаются особенностями строения. Здесь развиты каменноугольные преимущественно и раннекаменноугольные комплексы [5, 61, 66]. Осадочные отложения представлены мелководными известняками и терригенными песчано-аргиллитовыми толщами. Широко распространены вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи, представленные андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиридами и их туфами. Вулканы вместе с интрузиями основного и среднего состава образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию, вмещающую

крупнейшие скарново-магнетитовые месторождения железа.

Для Зауральской мегазоны характерна сложная тектоника, здесь присутствуют надвиги, сдвиги, зоны меланжированных серпентинитов и бластомилонитов. По данным геологических съемок, структурных исследований, а также сейсмопрофиля “Урсейс” основные структурные элементы здесь падают на запад [6, 61].

Геодинамическая природа базальтового и андезито-базальтового вулканизма восточных зон Урала, очень широко здесь развитого, начиная с Магнитогорской зоны и далее на восток — валерьяновский комплекс и другие структуры, длительное время обсуждалась исследователями [56, 63, 66]. Рассматривались следующие варианты представлений о природе вулканизма восточных зон Урала [66]:

- островодужные надсубдукционные образования;
- рифтовые процессы.

Данные представления во многом базировались на геохимических особенностях раннекаменноугольных базальтов востока Урала. Конвергенция геохимических признаков была вызвана, вероятнее всего, тем, что это действительно были рифты, но развивавшиеся в мелком тыловодужном море. Рифтовая природа раннекаменноугольных вулканитов востока Урала наблюдается, например, в Иргизском вулканогенном синклинии Мугоджар, осевая часть которого сложена зоной меридиональных вертикальных даек базальтов, андезитов и риолитов [66].

Также было отмечено, что этим образованиям, как правило, свойственны смешанные геохимические признаки надсубдукционных и внутриплитных образований и считается наиболее вероятным формирование этих вулканических серий в обстановке, близкой к активной окраине калифорнийского типа [63]. Черты внутриплитных образований в большей степени свойственны вулканитам Восточно-Уральской и Зауральской зон, а вулканы Валерьяновской зоны наиболее близки к эталонным надсубдукционным образованиям активных континентальных окраин, что не исключает рифтогенную природу раннекаменноугольных вулканитов востока Южного Урала [63].

Нам представляются наиболее аргументированными последние исследования влияния плюмовых процессов на магматизм Урала, в которых выявлено, что формирование каменноугольных рифтогенных структур восточного склона Урала было обусловлено влиянием мантийного плюма, при этом каменноугольные базальтоидные вулканические серии Магнитогорской, Иргизской и Валерьяновской зон восточного склона Южного Урала относятся к рифтогенным образованиям [56, 87]. Процессы рифтогенеза были проявлены в земной коре континентального типа вдоль ак-

тивной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента в связи с подъемом в фан-раннекаменноугольное время мантийного диапира. Тектоническое развитие рифтогенных структур обусловило миграцию базальтоидного магматизма с запада на восток и особенности состава развитых в них базальтоидных серий. Развитие базальтоидных серий в рифтогенных структурах происходило по единому сценарию – от низкокалиевых к среднекалиевым и высококалиевым сериям. Во всех рифтогенных структурах преобладают вулканические породы среднекалиевой серии. Железоносные вулканические серии рифтогенных структур, несмотря на сходство по некоторым петрохимическим признакам (глиноземистость, калиевость) с известково-щелочными и субщелочными сериями островных дуг и краевых вулканических поясов, относятся к натриево- и железистому типу пород [56].

### ШИРОТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ УРАЛА

Кроме меридиональных зон Урала, уже более полувека обсуждаются причины формирования широтной зональности Уральского складчатого пояса и ее влияния на металлогению региона. Было показано [5, 7, 36, 37, 69, 74] (рис. 14), что:

– широтные и субширотные геологические структуры выявлены на Урале;

– положение большинства субширотных структур на Урале нечеткое и определение их количества, размеров и границ связано с разными подходами выделения этих структур;

– субширотные зоны Урала наследуют направления предположительных протерозойских структур в его фундаменте, что справедливо лишь отчасти, но и то только для западного склона Урала;

– противоположность мнений о возрасте субширотных структур Урала от древних докембрийских структур до молодых мезо–кайнозойских структур, также рассматривалось представление, что субширотные структуры заложены в докембрии и продолжают развиваться в наши дни;

– границами субширотных структур обычно считаются широтные разломы, но на Урале они почти не наблюдаются – напротив, отсутствие крупных, широтно ориентированных разрывов, секущих складчатость вкрест ее простирания, что ведет к вероятному выводу о постепенном изменении структур в направлении север–юг.

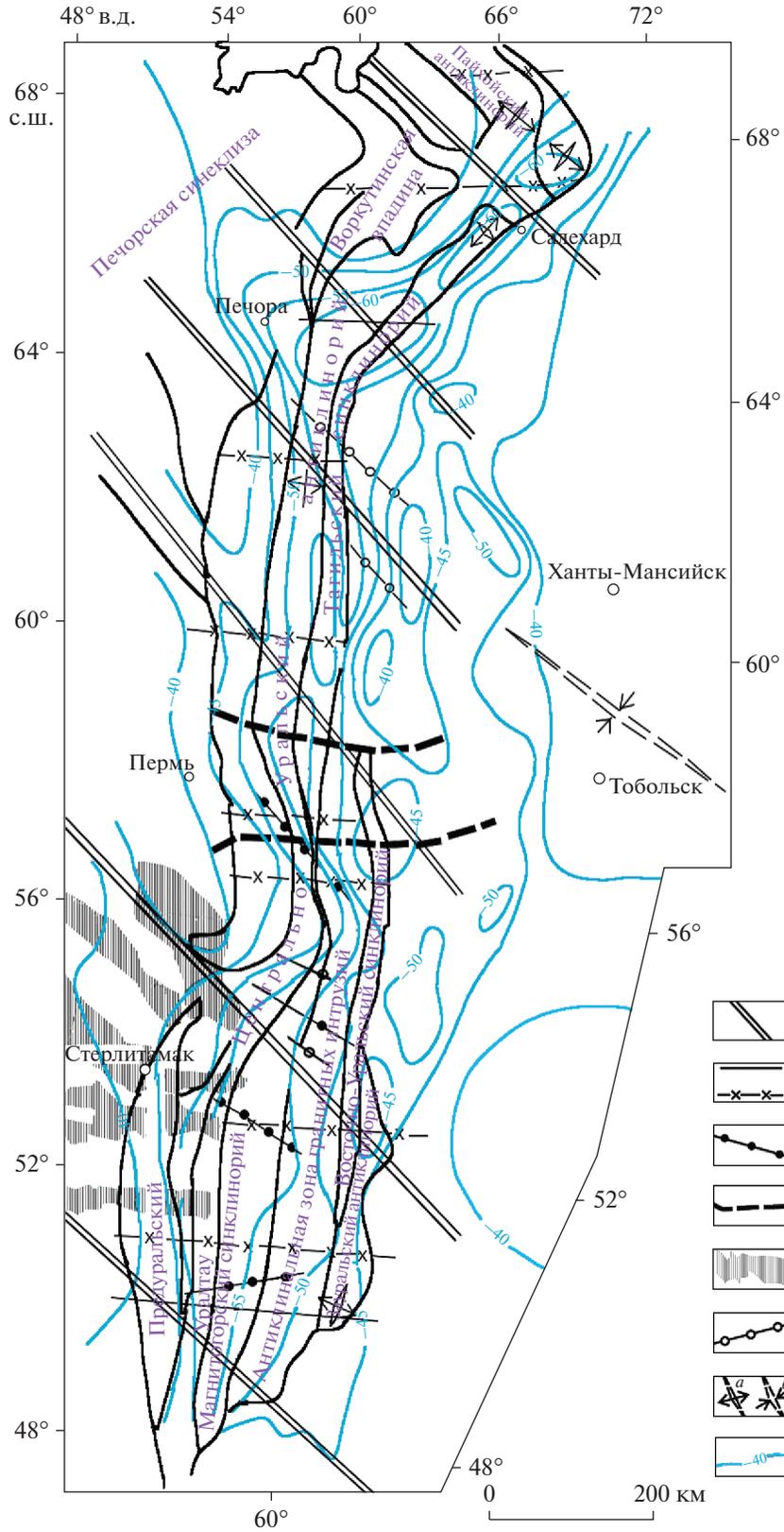
Наши данные показывают, что наблюдаемая широтная зональность геологического строения Урала вызвана, главным образом, разным уровнем современного эрозионного среза разных его районов, что обусловлено неодинаковой скоростью и амплитудой поднятия районов Урала, происшедшего преимущественно в среднем–позднем триасе.

На Южном Урале сопоставление толщ Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны и западной

части Магнитогорского мегасинклинория были подтверждены доказательствами после установления по конодонтам преимущественно среднедевонского возраста толщ обеих этих структур в обстановке формирования данных структур в тылу островной дуги [34, 62, 66]. При всем сходстве строения, главными различиями являются значительно меньшая мощность вулканогенного разреза Западных Мугоджар (–5 км в сравнении с ≈10 км на западе Магнитогорского мегасинклинория), а также преобладание на крайнем юге Урала фаций низов разреза, т.е. габброидов, комплекса параллельных долеритовых даек и инициальных натриевых базальтоидных толщ почти без осадочных пород. В Магнитогорском мегасинклинории обнажаются преимущественно более верхние части вулканогенных разрезов, с гораздо большим количеством осадочных и вулканогенно-осадочных пачек, тогда как комплексы параллельных даек практически отсутствуют.

Восточнее, в Магнитогорском мегасинклинории многочисленны вулканогенные толщи каменноугольного возраста (березовская свита) [62]. В Мугоджарах подобные вулканы каменноугольного возраста слагают обособленную структуру – Иргизский синклинорий, шириной 25 км, параллельный Западно-Мугоджарской вулканогенной зоне, но отделенный от нее блоком метаморфических пород. Вулканы Иргизского синклинория сходны с каменноугольными вулканами Магнитогорского мегасинклинория и представлены не только базальтами более калиевыми, чем в Западных Мугоджарах, но и андезитами, дацитами, риолитами. Здесь они также образуют комплексы параллельных меридиональных даек, что указывает на условия растяжения. Таким образом, в Западно-Мугоджарской зоне и Иргизском синклинории выведены на поверхность Земли глубокие уровни Магнитогорского мегасинклинория, что могло произойти только в случае вертикального поднятия на примерно 5–8 км и последующей эрозии комплекса палеозойских пород Мугоджар.

Подобная зональность также проявлена в Восточно-Уральском поднятии. Метаморфиты амфиболитовой фации на востоке Урала считаются докембрийскими [62]. Площадь выходов таких метаморфических комплексов в Восточных Мугоджарах превышает 10 тыс. км<sup>2</sup>, что больше, чем во всех остальных районах Урала, но в Восточных Мугоджарах отсутствуют наиболее молодые породы Восточно-Уральского поднятия – не деформированные раннепермские гранитные массивы (эталонном является Джабыкский плутон [66]). По нашему мнению, эти гранитные массивы в Восточных Мугоджарах эродированы, а на дневную поверхность выведены находившиеся под ними амфиболит-гнейсовые толщи. Относительный вертикальный подъем Восточных Мугоджар по



**Рис. 14.** Схема геологических структур, секущих Урал (по данным [5, 7, 16, 36, 37, 69, 74], с изменениями и дополнениями).

1 – зоны поднятий северо-западного простирания; 2 – границы широтных структур: *a* – провинций, *б* – регионов; 3 – субширотные тектонические нарушения Тагило-Магнитогорского синклиория; 4 – предполагаемые границы погребенного древнего поднятия; 5 – субширотные зоны тектонических поднятий; 6 – оси главных новейших структур; 7 – оси структур допалеозойского фундамента: *a* – положительных, *б* – отрицательных; 8 – изолинии (км) поверхности рельефа верхней мантии Урала и сопредельных территорий

сравнению с Восточно-Уральским поднятием составляет 5–8 км.

В соответствии с геофизическими данными сейсмопрофиля “УРСЕЙС-95”, проведенным в северной части Южного Урала, под Джабыкским массивом была выявлена слоистая сеймопачка, полого падающая на восток, мощностью ~15 км с верхней границей на глубинах 2–10 км, сложенная метаморфическими толщами, сходными с метаморфическими комплексами Восточных Мугоджар [46, 66]. Меридиональный профиль ГСЗ “Нижняя Тура–Орск” был проведен на севере по Тагильскому, а на юге – по Магнитогорскому мегасинклиориям [10]. Южные 170 км профиля пересекли зону перехода от Южного Урала к северным Мугоджарам. В пределах 170-ти километрового отрезка профиля в южном направлении происходит подъем поверхностей главных сейсмоструктурных этажей на 8–12 км для разных сейсмограниц [10] (рис. 15).

В западном секторе Южного Урала, начиная с юга под влиянием Прикаспийской впадины, в направлении на север идет постепенный подъем с выводом на уровень современного эрозионного среза все более древних комплексов, сначала осадочных (на юге – палеозойских толщ, а затем – рифейских толщ Башкирского мегантиклинория), а на севере Южного Урала – метаморфических.

Общая вертикальная амплитуда поднятия севера западного склона Южного Урала, по сравнению с его южной частью, составляет 12–15 км. Таким образом, вертикальные движения, обусловившие наблюдаемую субширотную зональность Урала, на юге региона происходили разнонаправленно в его западном и восточном секторах. Это должно было приводить к срывам с вращением по границе между этими секторами, т.е. по плоскости Главного Уральского глубинного разлома (см. рис. 15).

Мезо–кайнозойская история Урала распадается на три этапа [24, 46, 64, 66]:

– триасово–раннеюрский, начавшийся с пост-орогенного растяжения и рифтогенеза и закончившийся локально проявленными древнекimmerийскими складчато-сдвиго-надвиговыми дислокациями;

– среднеюрско–миоценовый (платформенный), в который происходил ряд трансгрессий и регрессий, вызванных эвстатическими колебаниями уровня моря, и сформировался обширный пенеплен;

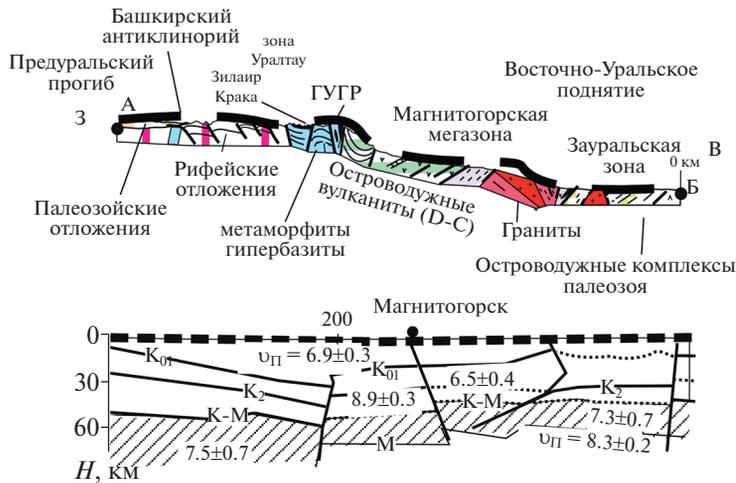
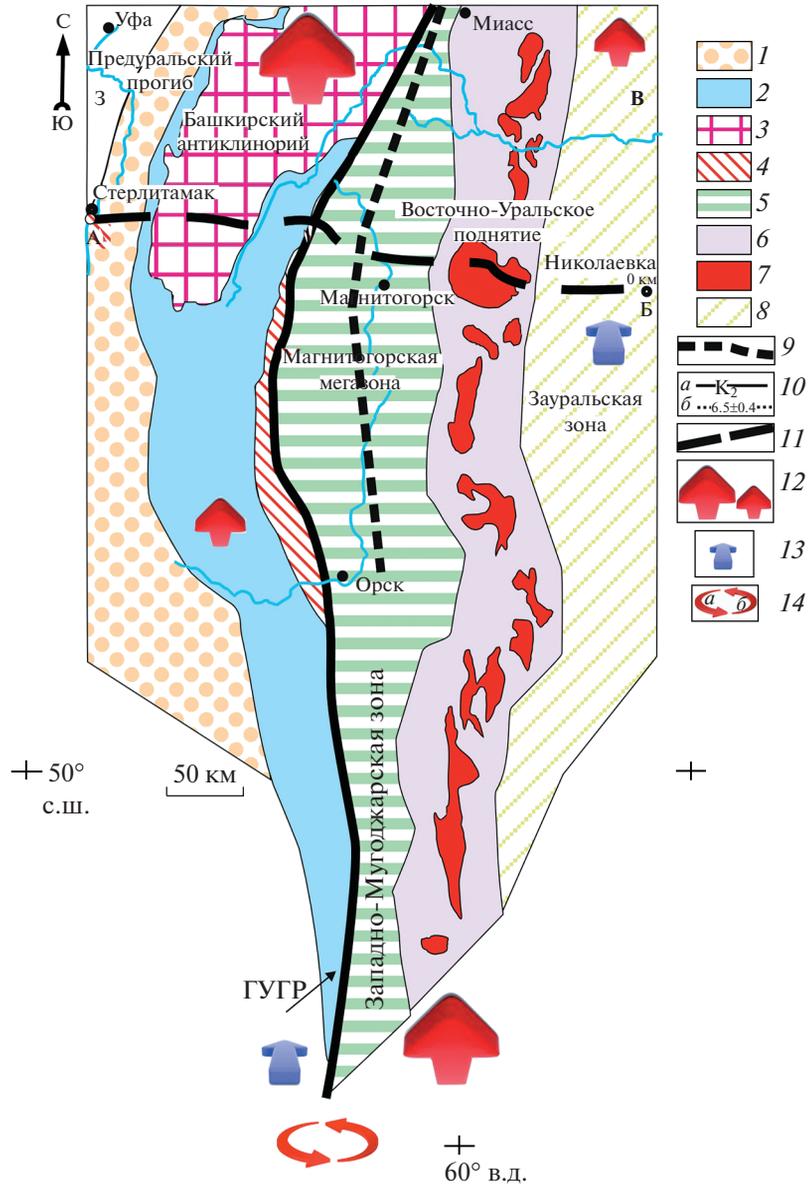
– плиоцен–четвертичный (внутриконтинентальный орогенез), в котором орогенические движения начались в плиоцене и в настоящее время Урал представляет собой активный внутриконтинентальный ороген, формирующийся в условиях общего северо-западного–юго-восточного сжатия.

Только во время первого и третьего этапов геодинамической активности могли произойти поднятия, обусловившие субширотную зональность. Данные указывают на первый из этих этапов [16]:

- Западный и восточный секторы Южного Урала претерпели разнонаправленные вертикальные движения и плоскостью вращения для них был Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР). Но ГУГР в районе села Шубино, Оренбургской области (51°40′3″ с.ш.; 57°57′33″ в.д.) перекрывает позднемеловыми морскими осадками, трансгрессивно залегающими на максютовском эклогит-глаукофансланцевом комплексе. Следовательно, породы максютовского комплекса были к этому времени выведены к поверхности Земли, и в пост-меловое время существенные движения по Главному Уральскому разлому отсутствовали.

- Эти данные находятся в соответствии с анализами треков распада в апатитах и цирконах, указывающими на то, что обнаженные породы на Южном Урале, остывали в триасе–ранней юре, хотя в Башкирском антиклинории в плиоцен–четвертичное время вертикальные движения пород продолжались [46, 79].

Отмечаемые субширотные структуры Урала были обусловлены сжатием в направлении север–юг. Формирование триасовых грабенов Урала было вызвано субширотным растяжением. Сжатие в направлении север–юг и растяжение на запад–восток реализуются в едином глобальном поле напряжений. Таким образом, можно предполагать, что этап триасового субширотного растяжения сопровождался мощным импульсом сжатия в направлении север–юг. По данным [74] в раннем триасе субширотных ступеней еще не было. В ранней юре преобладало сжатие в направлении запад–восток [46, 64]. Следовательно, образование поднятий земной коры, сформировавших субширотную зональность Урала, произошло преимущественно в среднем–позднем триасе. К образованию до-мезозойских полезных ископаемых Урала его субширотная зональность имеет косвенное отношение, но знание глубины эрозионного среза в конкретных районах имеет



← **Рис. 15.** Геодинамическая схема Южного Урала (по данным [16], с изменениями и дополнениями).

1 – Предуральский прогиб; 2 – Западно-Уральская мегазона; 3 – рифейские терригенно-карбонатные толщи Башкирского антиклинория; 4 – метаморфические толщи высокобарического максютовского комплекса (девон); 5 – палеозойские островодужные комплексы Магнитогорского синклинория; 6–7 – Восточно-Уральское поднятие: 6 – метаморфические толщи (зеленосланцевая и амфиболитовая фации), 7 – позднепалеозойские граниты главной гранитной оси Урала; 8 – палеозойские толщи Зауральской мегазоны; 9–10 – профиль ГСЗ “Нижняя Тура–Орск”: 9 – положение данного профиля на Южном Урале, 10 – главные сейсмические границы: *a* – индексы, *b* – скорость продольных волн, по [10]; 11 – местоположение сейсмотрансекта “УРСЕЙС-95”; 12 – пост-палеозойские поднятия земной коры на: *a* – 4–5 км, *b* – >8 км; 13 – опускания земной коры; 14 – вращение по плоскости Главного Уральского глубинного разлома

значение для оценки металлогении. Для наиболее молодых полезных ископаемых – нефти, газа и россыпных месторождений, субширотная зональность Урала крайне важна.

### ТИМАНСКИЙ ЦИКЛ НА УРАЛЕ

Тиманский роген (тиманиды) является по времени и частично по месту развития предшествующим уральского. Разрезы осадочных пород и интрузии Урала, вовлеченные в тиманскую орогению, отделены в разрезах снизу от архейско–раннепротерозойских и сверху – от палеозойских комплексов структурными и стратиграфическими несогласиями. При этом площадные границы тиманид и уралид не совпадают. На южной половине Урала западная граница уралид проходит западнее границы тиманид, но параллельно ей, тогда как к северу от Плюдова кряжа тиманиды резко расширяются на запад, образуя структуры Тиманского кряжа и фундамент Тимано-Печорской синеклизы, в то время как уралиды на западе ограничиваются Уральским кряжем и его ответвлениями.

Тиманский ороген назывался по-разному. Н.П. Херасков [68], после его работ в составе академической экспедиции на Полярном Урале, предложил выделять на Урале “доуралиды”. Наиболее часто, вслед за Н.С. Шатским [71], использовался термин “байкалиды”, который надолго, но не навсегда, утвердился в качестве практически единственного термина для обозначения этого складчатого сооружения. Однако, в 1937 г. Н.С. Шатский [71] предложил термин “тиманиды” для применения к древним складчатым структурам Тимана, прослеживающимся на Южный Урал. Впоследствии он изменил свои представления, предложив новую трактовку Тиманского складчатого сооружения, в качестве инверсированного авлакогена, возникшего на блоках более древней докембрийской коры, которые ранее являлись частью архейско–палеопротерозойского ядра Европы [71].

Представление об авлакогене исходило из неподтвержденных сведений о древней жесткой глыбе Пыткова Камня в Большеземельской тундре, отклонившей к востоку складчатые структуры Урала. Тем не менее, начиная с 1960-х гг., геофизические исследования, в частности, – изучение

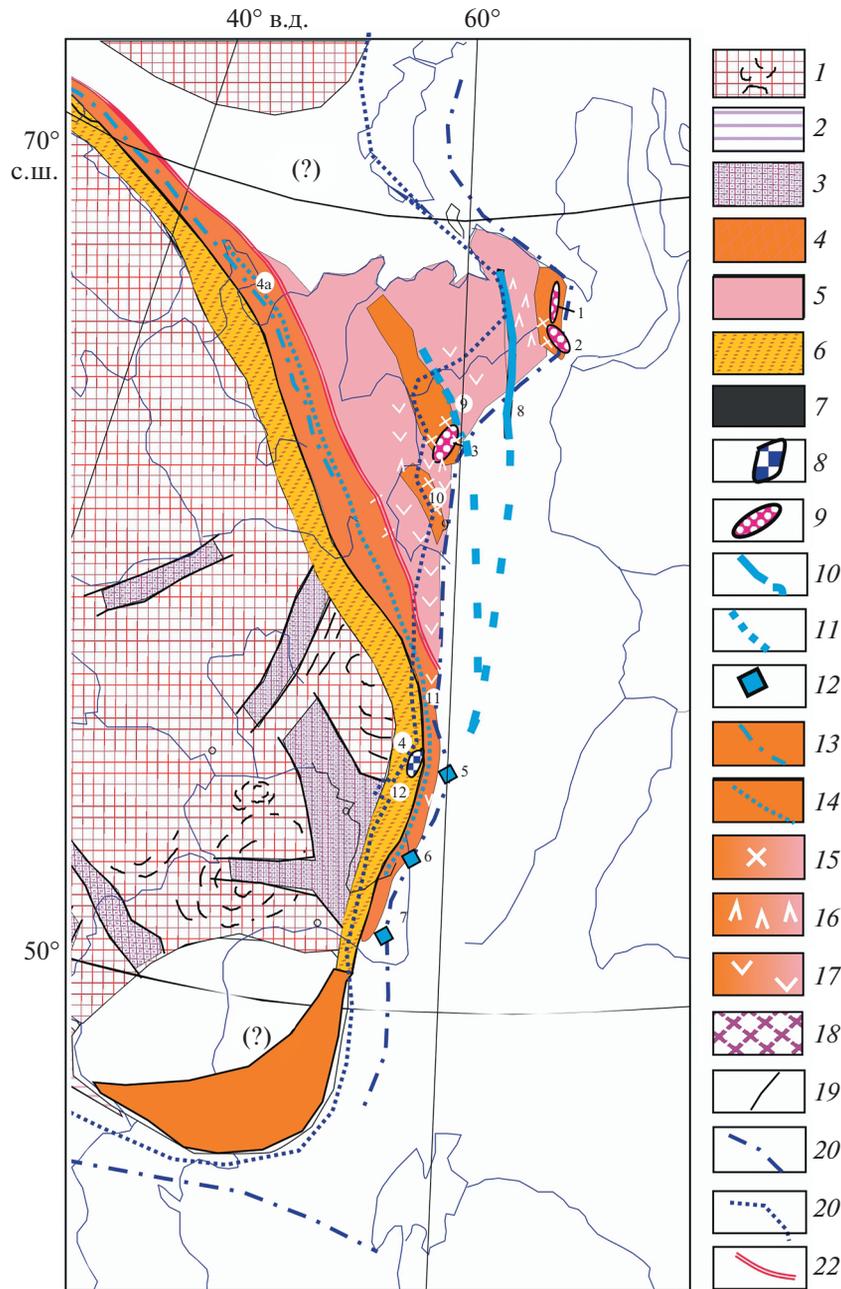
потенциальных полей и бурение на территории предполагаемого Пыткова Камня позволили сделать вывод, что Тиман не является авлакогеном, это – часть орогена [45, 85].

По этим причинам и согласно приоритету использования только термин тиманиды был предложен как альтернатива байкалидам [45]. Этот термин затем был подхвачен международной группой исследователей в рамках проекта “ТИМПЕБАР” и стал широко безальтернативно применяться [85].

По типу материальных комплексов, характеру структур и особенностям развития тиманиды можно разделить на экстерниды и интерниды [46].

### Экстерниды тиманаид

Экстерниды тиманаид включают Башкирский, Кваркушский и Тиманский антиклинории. Геодинамическое развитие южной части западного склона Урала в рифее и венде в пределах Башкирского и Кваркушского антиклинориев уралид, хорошо изучено [30, 46]. Большая часть этого чрезвычайно длительного периода может быть охарактеризована как развитие глубокого эпикратонного осадочного бассейна, отчасти в условиях аридного климата, осложненное и, в определенной мере, обусловленное эпизодами рифтогенеза около 1700, 1385–1350, 730–610 млн лет назад, рифтогенез был связан с эпизодами плюмовой активности [87]. Основным источником терригенного материала для этого осадочного бассейна в рифее был поднятый на поверхность кристаллический фундамент кратона. Только в венде 600–550 млн лет назад, источник терригенного материала кардинально сменился и начала формироваться моласса в виде вендской ашинской серии и ее аналогов, поскольку значительная (восточная) часть бассейна испытала коллизию, орогenez, метаморфизм (локально – до элогитовой и глаукофансланцевой фации) и на ее месте возник складчатый пояс тиманид – возрастной аналог кадомид. Складчатая область прослеживается на Тиман, в фундамент Тимано-Печорского бассейна и на север уральской территории, испытывая при этом сильнейшую виргацию (рис. 16). В связи с этим на севере Урала простираются тиманид и уралид не совпадают, и тиманский этаж проявляется в структурах уралид в виде нарушений их линейности, появлении ко-



**Рис. 16.** Схема тектоники тиманид (по [46], с изменениями и дополнениями). Обозначены (арабские цифры): 1–4а – архейский и палеопротерозойские блоки: 1 – Марун-Кеу, 2 – Харбей, 3 – Няртинский, или Николайшорский (ядро Хобезизского купола), и Неркаюский, 4 – Тараташский и Александровский; 4а – Микулкинское поднятие на Канине Камне; 5–7 – фрагментированные и метаморфизованные офиолиты Главного Уральского разлома в структурах: 5 – Ильмено-Сысертский купол, 6 – максютовском комплексе, 7 – эбетинском комплексе; 8–9 – протерозойские офиолитовые сутуры: 8 – Манюкуюская (в поднятии Енгане-Пе), 9 – предполагаемая Дзеля–Парус–Шорская; 10 – Маньхамбовский купол; 11–12 – антиклинории: 11 – Вогульский; 12 – Башкирский. 1–3 – кратон Балтики: 1 – области архейской складчатости, переработанные протерозойскими деформациями и метаморфизмом, 2 – раннепротерозойские складчатые пояса, 3 – рифейские авлакогены; 4–17 – тиманиды (доуралиды, кадомиды): 4 – антиклинории, 5 – синклинории, 6 – предгорный прогиб, заполненный молассой, 7 – нерасчлененная область, 8 – архейское (Тараташское) поднятие, 9 – раннепротерозойские поднятия на Урале, 10 – офиолитовая сутура (Енгане-Пе); 11 – предполагаемая офиолитовая сутура (Парус-шор и Дзеля-ю), 12 – предполагаемые докембрийские офиолиты неясной структурной позиции, 13 – граница шельфовых и глубоководных фаций верхнего рифея на Тимане, 14 – западная граница развития регионального тиманского метаморфизма (зеленосланцевого и выше), 15 – граниты (нерасчлененные), 16 – известково-щелочные вулканиды, 17 – базальтоиды и контрастно-дифференцированные вулканиды; 18 – каледониды; 19 – разломы; 20–21 – границы уралид: 20 – Главный Уральский разлом, 21 – внешняя граница уральского форланда

рых поперечных структур и выходит на поверхность в Центрально-Уральской зоне, будучи частично искажен уральскими деформациями.

Экстерниды сопровождаются с запада и юго-запада полосой развития вендской молассы, которые являются аналогом фанерозойских краевых прогибов. В пределах экстернид прослеживается западная граница распространения метаморфизма, сопровождавшего тиманскую орогению, включая высокобарические комплексы Кваркуша и Маярдакского антиклинория [91]. В пределах Тимана, не искаженного деформациями уралид, прослеживается также граница мелководных и глубоководных фаций рифея, на Урале глубоководные фации рифея не сохранились из-за интенсивного надвигания. Данные фации особенно полно представлены рифейскими разрезами Канина камня. Там же описан единственный на Тимане и в фундаменте Тимано-Печорской впадины выход раннепротерозойского метаморфического фундамента экстернид в виде поднятия Микулкина мыса, где породы амфиболитовой фации датированы по пробе циркона, конкордантный возраст которой равен  $1948 \pm 15$  млн лет, который был интерпретирован как возраст раннего этапа метаморфизма пород [48].

На территории экстернид и смежной части Восточно-Европейской платформы намечается ряд магматических комплексов и соответствующих событий предположительно плюмовой природы [87]:

- 1750 млн лет (навышская свита);
- 1385–1380 млн лет (машакская свита);
- 710–730 млн лет (игонинская свита);
- 685–665 млн лет (кирябинская свита).

Присутствие глубоководных рифейских разрезов может свидетельствовать о существовании реликтов баттальной зоны окраины континента Балтика. Тогда придется допустить, что граница экстернид и интернид проходит непосредственно восточнее Канина камня и представляет собой криптосутуру.

### Интерниды тиманид

Интерниды тиманид отличаются ограниченным присутствием меланжированных офиолитов в виде Манюкуюской офиолитовой сутуры на поднятии Енгане-пе Дзеляюской сутуры и широким развитием эпиконтинентальных структур с надсубдукционными комплексами. Надсубдукционный характер гранитоидов I-типа и вулканических комплексов из ядер глубоких скважин, достигших фундамента в Тимано-Печорской депрессии в Ижемской, Печорской и Большеземельской зонах, был показан на основании их петро-геохимических характеристик [67, 85]. Данные абсолютного возраста по цирконам получены в интервале от  $695 \pm 19$  до  $515 \pm 8$  млн лет (рифей–кембрий с преобладанием венда). При

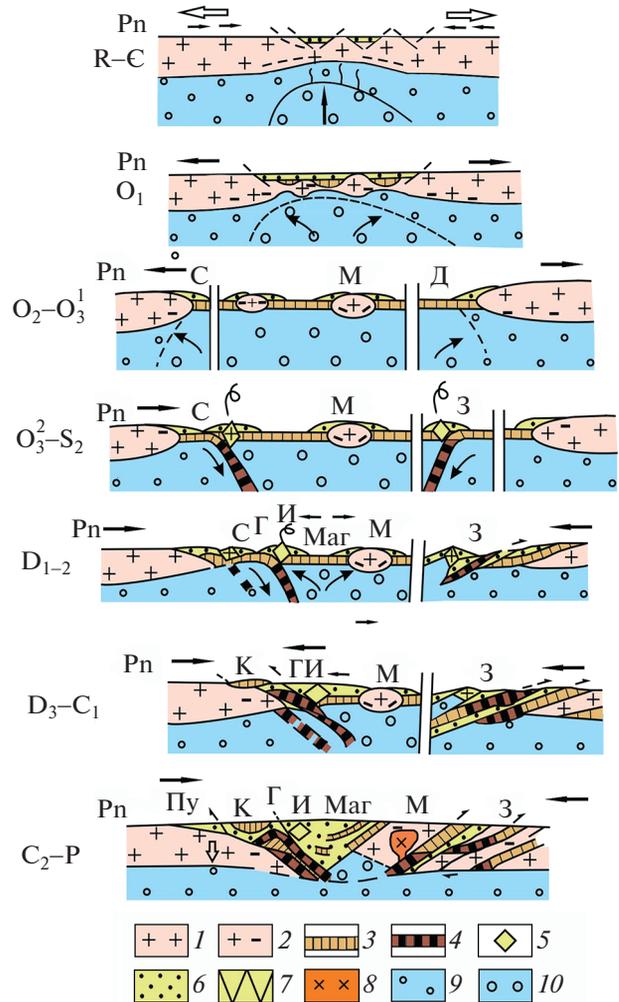


Рис. 17. Схема геодинамического развития Урала в палеозое.

Обозначено: Pn – Русская платформа; КК – Казахстанский континент; С – Сакармарская зона; М – Мугоджарский (Восточно-Уральский) микроконтинент; Д – Денисовская вулканогенная зона; З – Зауральская мегазона; Г – Главный Уральский глубинный разлом; И – Ирландская островная дуга; Маг – Магнитогорская вулканогенная зона; К – Крака; Пу – Предуральский прогиб.

Показаны (стрелки) направление движений.

1 – континентальная земная кора; 2 – интенсивно деформированная земная кора; 3 – базальтоиды океанической коры, андезитоиды островных дуг; 4 – метаморфизованные породы (преимущественно в зонах субдукции); 5 – островные дуги; 6 – осадочные комплексы; 7 – аккреционные призмы; 8 – граниты главной гранитной оси Урала; 9–10 – мантия: 9 – нормальная, 10 – аномальная

этом в той части интернид, которые выходят на поверхность в Центрально-Уральской зоне севера Урала, широко развиты А-граниты, связанные с ними габброиды Маньхамбовского комплекса и комагматичные им контрастные вулканы, предположительно плюмовой природы [87].



**Рис. 18.** Разрыв и угловое несогласие между каменноугольными вулканогенными толщами с прослоями скарнированных известняков и горизонтально залегающими меловыми и кайнозойскими терригенными отложениями (Соколовский карьер Соколово-Сарбайского железорудного месторождения (Казахстанское Зауралье) ( $52^{\circ}59'33.7''$  с.ш.  $63^{\circ}10'40.8''$  в.д.).

Они имеют преимущественно кембрийский возраст и ассоциируются с этапом, предшествовавшим заложению Палеоуральского океана.

На севере Урала, несмотря на линейность его структур, выражена его поперечная зональность, которая находится влиянием докембрийского структурного плана. Это влияние показывают:

- расширение и сужение зон, прежде всего, Центрально-Уральской зоны с образованием Ляпинского, Харбейского и Марункеуского антиклинориев;

- возникновение в пределах Западноуральской зоны поднятий Енган-пе и Манитанырдского с относительно слабо выраженной линейностью, складчатых ответвлений в пределах гряд Чернышова и Чернова Предуральского прогиба;

- резкое изменение простирания складчатых структур обнаженного Урала в виде складчатой системы Пай-Хоя.

Субширотные простирания, фиксируемые магнитными аномалиями в фундаменте на западном склоне Урала вызваны тиманидами [46].

Как и в экстернидах, орогенический этап в позднем венде—начало кембрия сопровождается образованием обломочной, полимиктовой моллассы, но здесь она размещается в межгорных прогибах — Лаптопай на Приполярном Урале и Енганпей на Полярном Урале. Дорифейские метаморфические комплексы, подстилающие вулканогенно-осадочные рифейские комплексы ин-

тернид, выходят на поверхность только в поднятиях Центрально-Уральской зоны [47].

Комплексы дорифейского этажа обнажены на Приполярном и Полярном Урале в ядрах куполовидных поднятий и крупных антиклинальных структур Центрально-Уральской зоны:

- няртинский комплекс, или николайшорская свита (Хобеизский купол);

- неркаюский комплекс (северо-восток Ляпинского антиклинория уралид);

- харбейский комплекс (Харбейский антиклинории, или Собское поперечное поднятие);

- марункеуский комплекс (Марункеуский антиклинорий).

Кроме того, выявлены хараматолоуский и малыкский метаморфические комплексы, которые в окружении офиолитов обнажаются восточнее, предположительно принадлежащие докембрийским этажам.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Уральском цикле развития орогена можно выделить следующие этапы, отчасти накладывающиеся один на другой вследствие диахронности однотипных процессов (рис. 17, рис. 18).

**I. Континентальный рифтогенез (кембрий—ранний ордовик).** Общее поднятие региона, затем формирование всеуральского рифта. Снизу-вверх и с запада на восток постепенно увеличива-

ется объем вулканитов и уменьшается их щелочность.

**II. Океанический спрединг (средний-поздний ордовик).** Спрединг и формирование офиолитов на Урале началось в раннем ордовике и продолжилось в позднем флосском веке. Это доказывают конодонтовые датировки акайской, сугралинской, низов поляковской, денисовской толщ толеитовых базальтов Южного Урала, мощностью до 2.5 км, где в прослоях яшм снизу-вверх установлены следующие комплексы конодонтов: *Periodon flabellum* – *P. aculeatus zgierzensis*; *Periodon aculeatus aculeatus* – *P. aculeatus zgierzensis* – *Pygodus serrus*; *Periodon aculeatus aculeatus* – *Pygodus anserinus*. Это дает основания считать, что спрединг продолжался 25–30 млн лет, ширина ордовикского Уральского палеоокеана составляла 600–800 км.

**III. Островодужный этап (поздний ордовик–ранний карбон).** Восточный сектор Урала состоит из двух главных разновозрастных островодужных террейнов, имеющих схожее строение:

- Тагильский (ордовик–нижний девон);
- Магнитогорский (нижний девон–карбон).

Однако в западной части Тагильского террейна на поверхность выведены глубинные магматические надсубдукционные комплексы, представленные массивами Платиноносного пояса. Наличие нескрытого габброидного пояса в Магнитогорском террейне можно предполагать по уровню гравитационных полей.

**IV. Ранний коллизионный этап (поздний девон–ранний карбон).** Произошло столкновение Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента Лавруссия. Направление коллизии было косым север–западным.

**V. Поздний субдукционный этап (субдукция коры реликтовых океанических впадин Палеоуральского океана (ранний карбон–башкирский век)).** Аккреция Зауральской зоны и субдукция океанической коры происходила под Восточно-Уральскую зону, что привело к формированию тоналит-гранодиоритовой компоненты Главной гранитной оси Урала и мощному надсубдукционному вулканизму в восточных зонах Урала. Судя по прекращению субдукционного магматизма и изменению палеогеографической обстановки, в позднебашкирском веке произошел переход к коллизии.

**VI. Коллизия континентов Лавруссии и Казахстана.** Коллизия и орогенез, развившийся как следствие коллизии, выразились в постепенном исчезновении осадконакопления с территории всех зон Урала, расположенных к востоку от Главного Уральского разлома. В предпермское и пермское время эти зоны становятся областями интенсивной эрозии, поставлявшими терригенный материал в Предуральский краевой прогиб, мигрировавший на запад перед фронтом западновергентных надвигов. Одновременно под Восточно-Ураль-

ской и Зауральской зонами возникает мощная система восточных надвигов, погрузившихся до границы Мохо. Увеличение вследствие этого мощности коры в Восточно-Уральской зоне привело к смене надсубдукционного гранитного магматизма на анатектический.

**VII. Этап ограниченного пост-коллизионного растяжения и суперплюмового магматизма (триас).** На данном этапе происходило формирование системы сбросов, угленосных грабенов Урала, появление базальтов Зауралья и Полярного Урала. По последним изотопным данным, мощный трапповый вулканизм начался почти одновременно на огромной территории от Урала до Центральной Сибири ~250 млн лет и продолжался в виде затухающих импульсов на протяжении ~20 млн лет.

**VIII. Этап орогении (конец ранней юры).** Короткий импульс орогении произошел в конце ранней юры, при этом влияние орогении усиливалось на севере Урала и стал решающим на о. Пай-Хой и о. Новая Земля, складчатые области которых и были сформированы в юре. Триасовые отложения на юге региона смяты только в пределах его восточного сектора – Челябинский и другие грабены, где верхнетриасовые и более древние осадки были деформированы и слагали надвиги.

**IX. Пост-уральская история развития (юра–до наших дней).** Данный этап включает субплатформенный и нео-орогенический этапы. В течение первого этапа (мел–палеоген) происходила пенеппенизация территории, платформенные мезо–кайнозойские отложения залегают на палеозойских с размывом и угловым несогласием. Глубина эрозии уральского неотектонического сооружения с мелового времени составила от 1000 до 2000 м.

Современные Уральские горы возникли на втором этапе в плиоцен–четвертичное время под влиянием деформирующих сил сжатия, распространившихся на отдельные районы Урало-Монгольского складчатого пояса из Альпийско-Гималайской коллизионной зоны.

**Благодарности.** Авторы выражают признательность анонимным рецензентам за полезные комментарии и благодарны редактору за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Исследования проводятся в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М. и др. Стратиграфия верхнего протерозоя Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57–67.
2. Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Геология машакской свиты Ямантауско-

- го антиклинория (Южный Урал). — Уфа: Дизайн-Пресс, 2013. 222 с.
3. *Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М.* Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. — Под ред. В.А. Коротеева — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. 152 с.
  4. *Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т.* Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // *Литосфера*. 2007. № 3. С. 3—31.
  5. Геология и полезные ископаемые России. — Т. 1. — Кн. 2. — *Урал*. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.
  6. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект “УРАЛСЕЙС”). — Под ред. А.Ф. Морозова — Тверь: Герс, 2001. 286 с.
  7. *Горский И.И.* Уральско-Новоземельская складчатая область. — В кн.: *Геологическое строение СССР*. — Гл. 3. — *Тектоника*. — М.: Госгеолиздат, 1958. С. 79—89.
  8. *Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н.* Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // *Литосфера*. 2005. № 2. С. 68—96.
  9. *Долгов В.С., Середа М.С., Козлов А.В.* Минералы Златоустовского Урала. — Златоуст: ФотоМир, 2007. 208 с.
  10. *Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Вальчак В.И., Кашубина Т.В., Рыбалка А.В.* Глубинное строение Урала по профилю ГСЗ Нижняя Тура — Орск // *Советская геология*. 1986. № 1. С. 74—85.
  11. *Забанбарк А., Лобковский Л.И.* Геологическое строение и нефтегазоносность современных и древних окраин Атлантического океана. — М.: Научный мир, 2022. 288 с.
  12. *Захаров О.А.* Проблема возраста субстрата метаморфических комплексов зоны Уралтау — В кн.: *Рифей Северной Евразии. — Геология. Общие проблемы стратиграфии*. — Под ред. В.А. Коротеева — Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 93—98.
  13. *Иванов К.С., Винничук Н.Н.* Геологическая природа Уральского гравитационного супермаксимума // *ДАН*. 2001. Т. 376. № 5. С. 654—657.
  14. *Иванов К.С., Ерохин Ю.В.* О возрасте и природе метаморфических комплексов Ильменогорской зоны Урала // *ДАН*. 2015. Т. 461. № 3. С. 312—315.
  15. *Иванов К.С., Иванов С.Н.* Основные проблемы рифея Урала. — В кн. *Рифей Северной Евразии. — Геология. Общие проблемы стратиграфии*. — Под ред. В.А. Коротеева — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 111—127.
  16. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Поперечная (субширотная зональность) Южного Урала: причины и время возникновения // *ДАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 504. № 2. С. 18—23.
  17. *Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (минералогия, петрология, генезис). — Под ред Л.С. Егорова — Екатеринбург: УрГУ, 1997. 326 с.
  18. *Камалетдинов М.А.* К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // *Геотектоника*. 1965. № 1. С. 106—117.
  19. *Каретин Ю.С., Иванов К.С.* Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 140—143. (Ежегодник—2000).
  20. *Карстен Л.А., Иванов К.С.* Условия образования и возможная алмазоносность эклогитов Урала // *ДАН*. 1994. Т. 355. № 2. С. 335—339.
  21. *Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. — Под ред. Б.М. Келлера — М.: Наука, 1982. 128 с.
  22. *Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д.* Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). — Ред. В.Н. Пучков — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. 60 с.
  23. *Коновалов А.Л., Лохов К.И., Черкашин А.В., Вакуленко О.В.* О тектонической границе между метаморфическими сланцевыми и кристаллическими образованиями позднего протерозоя Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // *Региональная геология и металлогения*. 2016. № 68. С. 5—20.
  24. *Копп М.Л.* Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // *Геотектоника*. 2005. № 5. С. 36—61.
  25. *Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В.* Цирконология рутитовых эклогитов максютовского комплекса (Южный Урала) // *ДАН*. 2017. Т. 477. № 3. С. 342—346.
  26. *Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г.* Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // *ДАН*. 2007. Т. 416. № 2. С. 241—247.
  27. *Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Родионов Н.В., Нехорошева А.Г., Кисеева К.Н.* Ахмеровский гранитный массив — представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // *ДАН*. 2007а. Т. 418. № 2. С. 241—246.
  28. *Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.* Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // *Литосфера*. 2012. № 4. С. 127—139.
  29. *Краснобаев А.А., Русин А.И.* Схематический геолого-радиологический разрез докембрия Урала. — Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1979. С. 7—9. (Ежегодник—1978).
  30. *Кузнецов Н.Б.* Комплексы Протоуралид-Тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. — Дис. ... д.г.-м.н. — М.: ИФЗ РАН, 2009. 475 с.
  31. *Мавринская Т.М., Якупов Р.Р.* О возрасте суваянского комплекса зоны Уралтау // *Геологический сборник*. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. № 8. С. 15—16.
  32. *Маслов А.В.* Башкирский мегантиклинорий: позднерифейско-вендские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна // *Литосфера*. 2020. Т. 20. № 4. С. 455—470.

33. Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // ДАН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.
34. Маслов В.А., Артюшкова О.В., Абрамова А.Н. Новые данные по стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Башкирского Урала – В кн.: *Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан*. – Мат-лы II Республиканской геологической конференции. – Уфа: Принт+, 1997. С. 100–109.
35. Мизенс Г.А. Об этапах формирования Предуральского прогиба // Геотектоника. 1997. № 5. С. 33–46.
36. Огарин И.С. Секущие Урал структуры и их роль в развитии Уральской геосинклинали. – В кн.: *Глубинное строение Урала*. – Под ред. Л.Н. Овчинникова – М.: Наука, 1968. С. 117–121.
37. Олли А.И. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала // Советская геология. 1966. № 7. С. 36–44.
38. Пейве А.В., Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечухин В.М., Пучков В.Н. – Объяснительная записка к тектонической карте Урала. – М-б 1 : 1000000. – М.: ГУГК, 1976. 120 С.
39. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П. Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // ДАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 365–370.
40. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 220–226.
41. Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В. Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т 29. № 3. С. 3–28.
42. Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала) – Пермь: УТГУ, 1971. 217 с.
43. Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Доордовикский SM-ND изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные. – В сб.: *Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов*. – Мат-лы международной научной конференции “III чтения памяти С.Н. Иванова”. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 100–103.
44. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – Под ред. С.Н. Иванова – М.: Наука, 1979. 257 с.
45. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–60.
46. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
47. Пучков В.Н., Иванов К.С. Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития // Геотектоника. 2020. № 1. С. 41–61.
48. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Нижний докембрий Тимано-Уральского сегмента земной коры: возрастные ограничения, типизация, палеогеодинамические реконструкции // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. – Уфа, 2018. С. 34–43.
49. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sm-Nd изотопное датирование габбро-норита Кумбинского массива: Платиноносный пояс Урала. – В сб.: *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза*. – Мат-лы II Рос. конф. по геохронологии. – СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 424–427.
50. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Синдерн. С. U–Pb (ID-TIMS) геохронологический метод и SIMS приемы датирования циркона “in situ”: возможности и ограничения // Литосфера. 2020. Т. 20. № 3. С. 411–431. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-411-431>
51. Ротару З.М. Геология Маярдакского антиклинория (Южный Урал). – Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – Свердловск: УНЦ, 1986. 22 с.
52. Русин А.И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. – Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 676 с.
53. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю., Белоусова Е.А. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.
54. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Калинин Е.А., Дубинина С.В., Аристов В.А. Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. № 1. С. 32–47.
55. Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А., Пресняков С.Л., Соболев А.В., Скублов С.Г., Белоусов И.А. Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал) // Геотектоника. 2013. № 3. С. 43–57.
56. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Влияние мантийного плюма на формирование каменноугольных рифтогенных структур восточного склона Урала, их возрастная миграция с запада на восток, особенности состава базальтоидных серий // Уральский геологический журнал. 2006. Т. 49. № 1. С. 9–46.
57. Самыгин С.Г., Хаин Е.В. Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое – опыт сравнения // Геотектоника. 1985. № 2. С. 40–56.
58. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. – Под ред. В.А. Коротеева – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.
59. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный уральский разлом на Южном Урале: структура

- и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
60. *Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В.* Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических скважинах. — Под ред. В.Н. Пучкова — Уфа: Книга-принт, 2021. 196 с.
  61. *Соболев И.Д., Автонеев С.В., Белковская Р.П.* и др. — Объяснительная записка к тектонической карте Урала. М-б 1 : 1000000. — Свердловск: 1986. 168 с.
  62. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. 151 с.
  63. *Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья. — В кн.: *Очерки по региональной тектонике.* — Под ред. С.В. Руженцева, К.Е. Дегтярева. — М.: ГЕОС, 2005. С. 213–247 (Тр. ГИН РАН. Вып. 561).
  64. *Тужикова В.И.* История нижнемезозойского угленосления на Урале. — Под ред. Г.Н. Папулова — М.: Наука, 1973. 251 с. (Тр. ИГГ УНЦ РАН. Вып. 82).
  65. *Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. 368 с.
  66. Формирование земной коры Урала. — Под ред. С.Н. Иванова, С.Г. Самыгина — М.: Наука. 1986. 248 с.
  67. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. — Ред. Л.Т. Белякова — Киров: Областная типография, 2008. 288 с.
  68. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. Избранные труды. — Под ред. А.Л. Яншина — М.: Наука, 1967. 404 с.
  69. *Червяковский Г.Ф., Таврин И.Ф., Ярош А.Я., Ананьева Е.М., Дорофеев Б.Ф., Радионов П.Ф.* Широтные и субширотные структуры Урала // Советская геология. 1966. № 11. С. 34–43.
  70. *Чувашов Б.И.* Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–37.
  71. *Шатский Н.С.* Рифейская эра и байкальская складчатость. Избранные труды. — Под ред. А.Л. Яншина — М.: АН СССР, 1963. Т. 1. С. 600–619.
  72. *Шацкий В.С., Ягоутиц Э., Козьменко О.А.* Sm–Nd датирование высокобарического метаморфизма Максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 285–288.
  73. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 75–86.
  74. *Яхимович В.Л.* О структуре Предуральской депрессии в связи с изучением мезо-кайнозойских отложений. — В сб.: *Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии.* — Под ред. Д.Г. Ожиганова — Уфа: БФАН СССР, 1957. Вып. 1. С. 55–64.
  75. *Bankwitz P., Bankwitz E., Ivanov K.S.* Schertektogen Sudural // *Freiberger Forschungsheft.* C470, 1998. P. 1–19. [https://www.researchgate.net/publication/266855158\\_Schertektogen\\_Sudural](https://www.researchgate.net/publication/266855158_Schertektogen_Sudural)
  76. *Bosch D., Bruguier O., Efimov A., Krasnobaev A.* The Middle Silurian age for the Uralian Platinum-bearing Belt (Central Urals, Russia): U–Pb zircon evidence and geodynamic implication // *Geol. Soc. London. Mem.* 2006. Vol. 32. P. 443–448.
  77. *Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F., Krawczyk C.M., Suleimanov A., Spiridonov V., Knapp J.H., Menshikov Y., Alvarez-Marron J., Yunusov N.* Preserved collisional crustal architecture of the Southern Urals – Vibroseis CMP-profiling // *Science.* 1996. Vol. 274. P. 224–226.
  78. *Eide E.A., Echtler H.P., Hetzel R., Ivanov K.S.* Cooling Age Diachroneity and Paleozoic Orogenic Processes in the Middle and Southern Urals // *Terra Nova.* 1997. Vol. 9. P. 119–119.
  79. *Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N.* Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Urals, as revealed by apatite fission-track data // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 354. P. 25–48.
  80. *Hetzel R., Echtler H.P., Seifert W., Schulte B.A., Ivanov K.S.* Subduction- and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high-pressure – low-temperature Maksyutov complex, Antingan area, Southern Urals, Russia // *GSA Bull.* 1998. Vol. 110. No. 7. P. 916–930.
  81. *Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E.* Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: Main features of geology and development // *J. Asian Earth Sci.* 2013. Vol. 72. P. 12–24.
  82. *Kashubin S., Juhlin C., Friberg M., Rybalka A., Petrov G., Kashubin A., Bliznetsov M., Steer D.* Crustal structure of the Middle Urals based on reflection seismic data. — In: *European Lithosphere Dynamics.* — Ed. by D. Gee, R. Stephenson, (Geol. Soc. London. Mem. 2006. Vol. 32), P. 427–442.
  83. *Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R., Leech M., Ernst W.G.* Petrotectonic evolution of the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia: Implications for ultrahigh-pressure metamorphism // *Int. Geol. Rev.* 1995. Vol. 37. P. 584–600.
  84. *Matte P., Maluski H., Caby R., Nicholas A., Kepzhinskaya P., Sobolev S.* Geodynamic model and <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar dating for the generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in the SW Urals // *C.R. Acad. Sci.* 1993. Ser. II. Vol. 317. P. 1667–1674.
  85. *Pease V., Dovshikova E., Beliakova L., Gee D.G.* Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica. — Ed. by D.G. Gee, V.L. Pease, (Geol. Soc. London. Mem. 2004. Vol. 30). P. 75–85.
  86. *Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D.* The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos.* 2013. Vol. 174. P. 109–124. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.021>
  87. *Puchkov V.N., Ivanov K.S., Ernst R.E.* The Importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural Fold Belt // *Precambrian Research.* 2021. Vol. 361. P. 106–186.

88. *Rasulov A., Bankwitz P., Bankwitz E.* Triassische Grabenbildung und altkimmerische Deformation am Ostrand der Osteuropaischen Tafel. – GFZ. – Berlin. Band 25, Heft 1/2 1997. P. 203–228.
89. *Reichov M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth. Planet. Lett.* 2009. Vol. 277. No. 1–2. P. 9–20.
90. *Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Capmas F., Birck J.-L., Allègre C.J.* Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals Iherzolite massifs by Re–Os and Sm–Nd systematics // *Chem. Geol.* 2007. Vol. 240. No. 1–2. P. 61–84. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.006>
91. *Willner A.P., Gopon M., Glodny J., Puchkov V.N. & Schertl H.-P.* Timanide (Ediacaran– Early Cambrian) metamorphism at the transition from eclogite to amphibolite facies in the Beloretsk Complex, SW Urals, Russia // *Int. J. Earth Sci.* 2019. Vol. 30. No. 6. P. 1144–1165. <https://doi.org/10.1007/s12583-019-1249-2>
92. International Chronostratigraphic Chart (v 2022/02), <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-02.pdf> (Accessed date June 1, 2022).

## Structural and Formation Zones of the Urals Fold Belt (East of Russia): An Overview

K. S. Ivanov<sup>a, \*</sup>, V. N. Puchkov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, str. Akademik Vonsovsky, bld. 15, 620016 Yekaterinburg, Russia*

\*e-mail: [ivanovks55@ya.ru](mailto:ivanovks55@ya.ru)

The authors summarized data on the structural-formational zonality of the Urals. Seven megazones were studied, into which the Ural fold belt is divided from west to east. The Cis-Ural foredeep, the West Ural and Central Ural megazones form the paleocontinental sector of the Urals, i.e. the former passive margin of the Baltic/Laurussia paleocontinent. The Tagil-Magnitogorsk, East Ural, and Trans-Ural megazones form the paleo-island-arc sector, which is a collage of ophiolites, island-arc, and microcontinental (?) terranes. The boundary between them is the suture zone of the Main Ural Deep Fault. The authors present new data on the geochronology of the Bashkir anticlinorium belonging to the Central Ural megazone. Within the Central Ural megazone, the Paleozoic facies of the continental rise have been identified for the first time. The Tagil and Magnitogorsk island-arc terranes are compared. The Tagil terrane began its development before two cycles of magmatism in it were established. The Magnitogorsk island arc is characterized by the shorter period of formation, gently sloping and less deep erosional cut. The ideas are discussed, according to which the East Ural megazone was considered a microcontinent of the Madagascar type – Kazakhstan or Mugodzhar. The previously assumed Proterozoic age of the metamorphites of the Eastern Urals has remained unproven. The East Ural megazone is a rather young structure, and it is an integral part of the Urals itself, and not of hypothetical older geological mega-objects. The Urals underwent the main folding, tectonic accumulation, metamorphism and granitization in the Late Paleozoic. It is shown that the observed latitudinal zonality of the Urals is caused by different levels of the modern erosion cut. The vertical movements that determined the observed sublatitudinal zonality of the Urals occurred mainly in the Middle-Late Triassic and were due to compression in the north–south direction.

*Keywords:* Urals, geology, tectonics, structural-formational zone, latitudinal zonality, geological history, Riphean, Paleozoic, Mesozoic

УДК 551.2,551.14,536.25

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДНЯТИЯ ПЛЮМОМ, НЕ ВЫШЕДШИМ НА ПОВЕРХНОСТЬ

© 2022 г. А. А. Кирдяшкин<sup>1</sup>, \*, А. Г. Кирдяшкин<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
просп. Академика Коптюга, д. 3, 630090 Новосибирск, Россия

\*e-mail: aak@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 10.10.2022 г.

После доработки 02.11.2022 г.

Принята к публикации 11.11.2022 г.

Представлена тепловая и гидродинамическая структура канала плюма малой тепловой мощности, не вышедшего на поверхность. Приведены соотношения для определения тепловой мощности, диаметра канала и предельной высоты подъема такого плюма. Вертикальные силы, направленные снизу вверх, возникают на кровле плюма, вследствие сверхлитостатического давления в расплаве над кровлей плюма. Представлены соотношения для сверхлитостатического давления и оценена его величина. Гидродинамические процессы в массиве над кровлей плюма рассмотрены в стационарном приближении с использованием модели высоковязкой ньютоновской жидкости, кровля плюма принимается шарообразной. Вследствие течения в высоковязком массиве над кровлей плюма образуется поднятие дневной поверхности. Определена максимальная высота поднятия. Получена зависимость высоты поднятия поверхности от горизонтальной координаты для различных моментов времени. Расчеты показали, что горизонтальный размер основной части поднятия  $y_1$  возрастает с увеличением глубины расположения кровли плюма. Для различных расстояний между осями каналов плюмов  $\Delta y$  получены профили поднятия в вертикальной плоскости, проходящей через главный хребет. Такие профили построены для систем из восьми и пяти линейно расположенных плюмов. Профили поднятия в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту, указывают на существование хребтов, оси которых нормальны к главному хребту. Такие хребты образуются в процессе формирования поднятия, их число равно числу термохимических плюмов, ответственных за образование поднятия. В случае, когда  $\Delta y > y_1$ , высота главного хребта имеет пилообразный характер. Расчеты показывают, что параметры поднятия, образованного группой плюмов, близки к параметрам поднятия Кавказа.

*Ключевые слова:* термохимические плюмы, тепловая мощность, диаметр канала плюма, кровля плюма, сверхлитостатическое давление, высота поднятия, длина основной части поднятия, профиль поднятия, главный хребет

DOI: 10.31857/S0016853X22060042

### ВВЕДЕНИЕ

Поднятие земной поверхности происходит под влиянием сил, направленных вертикально (снизу вверх). Проявление этих сил имеет локальный характер и обусловлено существованием каналов с пониженной вязкостью в мантии, по которым происходит более интенсивный перенос энергии [1]. В.В. Белоусов [1] указывал на существование локальных каналов интенсивного транспорта тепла, которые позднее были названы плюмами, и подчеркивал, что эти локализованные источники переноса энергии являются и источниками вертикально направленных сил, образующих поднятия на поверхности. Вертикальные локализованные силы создаются термохимическими плюмами, не вышедшими на поверхность [8]. Мантийный тер-

мохимический плюм зарождается на границе ядро-мантия в локальной области, где химическая добавка, понижающая температуру плавления нижней мантии, имеет повышенную концентрацию  $c_2$ , при которой температура плавления понижается до  $T_{\text{пх}} < T_1$ , где  $T_{\text{пх}}$  — температура плавления при наличии химической добавки и  $T_1$  — температура границы ядро-мантия [6, 20]. Температура плавления  $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - kc_2$ , где  $T_{\text{пс}}$  — температура плавления мантии в отсутствие химической добавки и  $k$  [°C/%] — снижение температуры плавления при увеличении концентрации химической добавки на один процент. Такой плюм возникает вследствие физико-химического взаимодействия химической добавки с мантийным веществом, и поэтому называем его термохимическим плюмом

[3, 6, 20]. В численном моделировании мантийные термохимические плюмы рассматриваются как восходящие свободноконвективные потоки (термики) с учетом изменений плотности, вызванных изменениями состава [10, 11, 26–28, 32]. Отличия модели термохимического плюма от численных моделей формирования восходящих свободноконвективных потоков (термиков) в мантии подробно изложены в статье [20].

Химические неоднородности, плотность которых меньше плотности жидкого внешнего ядра, скапливаются на границе ядро–мантия. При физико-химическом взаимодействии с веществом мантии они понижают температуру плавления ниже температуры на границе ядро–мантия. Согласно [3, 6], источниками химической добавки могут быть реакции железосодержащих минералов нижней мантии с водородом или метаном, выделившимся на ядро–мантийной границе. Большое количество  $\text{CO}_2$  (до 12.8–20.5%) в изверженных породах алмазонасных плюмов указывает на наличие химической добавки [7]. Извержение таких плюмов имеет взрывообразный характер, что указывает на большое содержание  $\text{CO}_2$ , но количественно оценить его достаточно сложно [5]. Тепловую мощность на подошве термохимического плюма можно оценить по удельному массовому потоку магматического расплава, изливающегося на поверхность [4]. При этом неучтенными остаются плюмы, не вышедшие на поверхность.

В ряде работ с использованием геологических данных обосновывается утверждение, что подъем мантийного плюма вызывает образование поднятий земной поверхности [16, 18, 21, 33]. Поднятия поверхности, наряду с рифтообразованием и крупными магматическими провинциями, являются одним из основных индикаторов деятельности мантийных плюмов [22]. Крупномасштабные поднятия земной коры, связанные с появлением мантийного плюма у основания литосферы, были зарегистрированы в летописях осадочных пород позднеархейского–кайнозойского возраста из разных районов земного шара [30]. Максимальные высоты континентальных плато, связанных с континентальными горячими точками, варьируют от 800 м до 4070 м. Дж. Шенгер [33] отмечал, что плюмы могут приводить к континентальному рифтогенезу за счет увеличения потенциальной энергии части литосферы, которая впоследствии высвобождается вдоль одного или нескольких рифтов. При этом наличие предрифтового поднятия является довольно надежным индикатором наличия плюма под ним [33].

В исследованиях, посвященных моделированию плюм-литосферных взаимодействий, происхождение плато, связанных с горячими точками, объяснялось двумя различными механизмами. В аналитической и численной моделях [19, 29]

образование поднятий связывалось с конвективным утонением (термальной эрозией) литосферы. При этом в качестве мантийного плюма выступает восходящий свободноконвективный поток в мантии. В модели конвекции [35, 36] поднятия формируются вследствие того, что восходящий конвективный поток динамически поднимает плиту над ним. В численных моделях взаимодействия литосферы с мантийным плюмом, поднявшимся к ней, вводится стратифицированная литосфера со сложной реологией [14, 15]. В 3D сферических численных моделях исследуется взаимосвязь между наблюдаемыми на поверхности явлениями (динамической топографией, аномалиями геоида) и физическими свойствами плюма и литосферы [34].

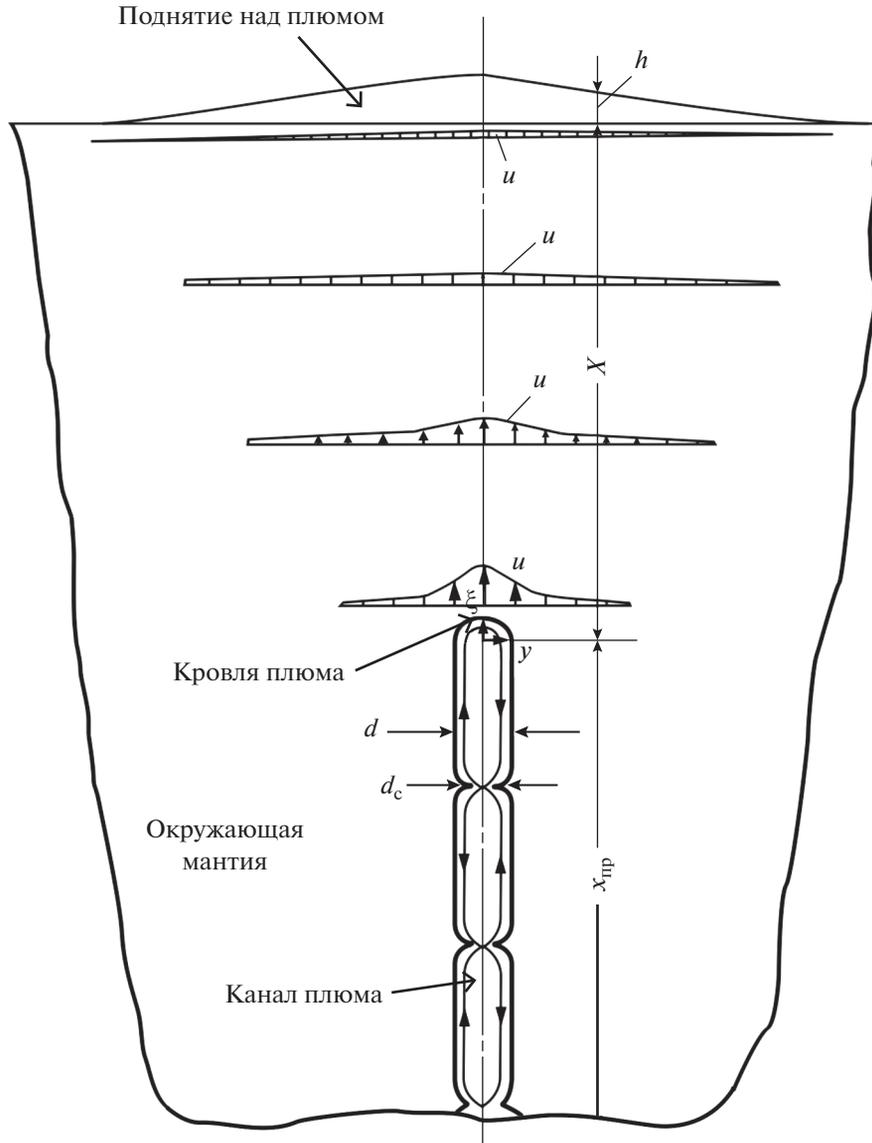
Проведено лабораторное моделирование подъема плюмов, представляющих собой стартовые плюмы (тепловые и композиционные). В экспериментах изучается поведение легких низковязких капель (композиционных диапиров) при всплывании к свободной поверхности или горизонтальной жесткой пластине [24]. В лабораторном моделировании тепловых стартовых плюмов модельный плюм, непрерывно подпитываемый низковязкой легкой жидкостью, представляет собой голову большого размера с тонким питающим каналом. Утверждается, что тепловая аномалия, вызванная появлением головы теплового стартового плюма под континентальной корой, приводит к подъему, предшествующему вулканизму [17, 25]. В работе [8] показано, что под воздействием плюмов, не вышедших на поверхность, могут формироваться крупные поднятия в виде горных хребтов и плато.

В настоящей статье исследуются плюмы с тепловой мощностью, меньше предельной тепловой мощности  $N_1$ , при которой плюм выходит на поверхность. Такие плюмы поднимаются от границы ядро–мантия, достигают предельной высоты  $x_{пр}$  и останавливаются в литосфере. Это плюмы малой тепловой мощности [8]. Целью нашего исследования является определение влияющих сил и процессов и анализ условий образования поднятия дневной поверхности, в которые входит:

- расположение плюмов, не вышедших на поверхность;
- процесс формирования поднятия;
- структура поднятия;
- влияние вязкости массива над кровлей плюма на время образования поднятия;
- влияние глубины расположения кровли плюма на горизонтальный размер поднятия.

## СТРУКТУРА ПЛЮМА МАЛОЙ МОЩНОСТИ

Термохимические плюмы зарождаются на границе ядро–мантия при понижении температуры



**Рис. 1.** Схема канала плюма, поднявшегося (выплавившегося) от границы ядро–мантия до предельной высоты  $x_{пр}$ , профили скорости течения в высоковязком массиве над кровлей плюма, не вышедшего на поверхность, и поднятие поверхности, сформировавшееся вследствие движения в массиве над кровлей плюма.

плавления в локализованной области повышенной концентрации легких химических добавок на  $8^{\circ}\text{C}–15^{\circ}\text{C}$  [4, 20]. Плюм выплавляется от границы ядро–мантия до высоты  $\sim 90$  км как термохимический и далее он выплавляется в мантии как тепловой [2].

На основании лабораторного моделирования показано [2], что канал плюма представляет собой систему конвективных ячеек (рис. 1). Ячейки разделены сужениями канала, возникающими вследствие кристаллизации расплава. Диаметр сужений  $d_c = 0.5d$ , где  $d$  – диаметр канала плюма. Ячейки медленно перемещаются вверх по каналу плюма.

При выплавлении канала объем расплава становится больше объема твердого массива, и, как показали экспериментальные исследования [20], избыточный объем расплава скапливается у подошвы плюма. В поперечном сечении канал плюма не строго цилиндрический, и отношение его большего диаметра к меньшему составляет  $\sim 1.5$ . При анализе теплообмена принималось среднее значение диаметра, постоянное по высоте канала, как это следует из экспериментального моделирования. Опускной свободноконвективный поток расположен по периметру канала плюма. Подъемный свободноконвективный струйный поток, диаметр которого много меньше диаметра кана-

ла, может переходить от одной стенки канала на другую в месте сужения канала. Тепловая мощность  $N$  на подошве плюма определяется по интенсивности теплообмена на горизонтальной поверхности в большом объеме жидкости в условиях свободной конвекции [6]:

$$N = 0.045\pi\lambda d^2 \Delta T_s^{4/3} (\beta g / \alpha \nu)^{1/3}, \quad (1)$$

где  $\Delta T_s$  – перепад температуры в пограничном слое на подошве плюма,  $\beta$  – коэффициент теплового объемного расширения расплава в канале плюма,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\nu$  – кинематическая вязкость расплава,  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности,  $\alpha$  – коэффициент температуропроводности. Из соотношения (1) получаем диаметр канала плюма:

$$d = \left[ \frac{7.077 N (\alpha \nu)^{1/3}}{\lambda \Delta T_s^{4/3} (\beta g)^{1/3}} \right]^{1/2}. \quad (2)$$

Тепловая мощность  $N$  затрачивается на плавление в период подъема кровли плюма и отводится от поверхности канала плюма в окружающий массив:

$$N = N_{\text{пл}} + N_x, \quad (3)$$

где  $N_{\text{пл}}$  – тепловая мощность, затрачиваемая на плавление,  $N_x$  – тепловая мощность, отводящаяся от канала плюма в окружающий массив.

Предельная высота подъема плюма  $x = x_{\text{пр}}$  (см. рис. 1) достигается при  $N = N_{x,\text{пр}}$ , т.е. при установившемся режиме кондуктивного теплообмена между каналом плюма и окружающей мантией. Согласно [9] время, за которое наступает установившийся режим кондуктивного теплообмена, равно  $t_c = 1.27d^2/a$ . Например, при  $d = 1.016 \times 10^4$  м и  $a = 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с получаем  $t_c = 4.2$  млн лет. При  $t > t_c$  тепловая мощность, отдаваемая окружающей мантии каналом плюма высотой  $x_{\text{пр}}$  [8],

$$N_{x,\text{пр}} = 0.5\pi\lambda\Delta T x_{\text{пр}}, \quad (4)$$

где  $\Delta T = T_{\text{пл}} - T_0$  – перепад температуры между границей канала и окружающей мантией, усредненный по  $x$ ,  $T_{\text{пл}}$  – температура границы канала плюма,  $T_0$  – температура окружающей мантии.

Предельная высота подъема плюма, согласно соотношению (4):

$$x_{\text{пр}} = 2N / \pi\lambda\Delta T. \quad (5)$$

Таким образом, высота массива над кровлей плюма, достигшего предельной высоты своего подъема и остановившегося в литосфере, определяется из соотношения:

$$X = H - x_{\text{пр}} = H - 2N / \pi\lambda\Delta T, \quad (6)$$

где  $H = 2.88 \times 10^6$  м – расстояние от границы ядро–мантия до дневной поверхности.

## ХАРАКТЕРИСТИКИ СВЕРХЛИТОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

На подошву термохимического плюма, расположенную на границе ядро–мантия, воздействует литостатическое давление, характерное для этой границы (см. рис. 1). Расплав в канале плюма имеет температуру  $T_p$ , большую, чем окружающая мантия ( $T_p > T_0$ ). В дальнейшем будем использовать среднее по высоте канала плюма значение перепада температуры  $\Delta T = T_p - T_0$ . Разность плотностей между окружающей мантией и расплавом  $\Delta\rho = \rho_0\beta\Delta T$ , где  $\rho_0$  – среднее значение плотности окружающей мантии. В этом случае сверхлитостатическое давление на кровле плюма, не вышедшего на поверхность,

$$\Delta P = \rho_0\beta\Delta T g x_{\text{пр}}. \quad (7)$$

Ячейки в канале плюма разделены сужениями, радиус которых  $R_c = 0.5d_c$ . Радиус кровли плюма, не достигшего поверхности, приблизительно равен радиусу канала (и подошвы) плюма [8]. Радиус канала плюма  $R = 0.5d$ .

С учетом влияния сужений канала плюма сверхлитостатическое давление на его кровле определяется из соотношения:

$$\Delta P = \rho_0\beta\Delta T g x_{\text{пр}} (R_c/R)^2. \quad (8)$$

Сила давления на кровлю плюма, направленная снизу вверх,  $F = \Delta P \pi R^2$ .

Из равенства (8) следует, что для  $R_c = 0.5R$  и значений параметров:  $\rho_0 = 4500$  кг/м<sup>3</sup>,  $x_{\text{пр}} = H - X = 2850$  км ( $X = 30$  км),  $\beta = 2 \times 10^{-5}$  1/°С и  $\Delta T = 440$ °С, сверхлитостатическое давление на кровле плюма  $\Delta P = 2.77 \times 10^8$  Па для  $d = 1.016 \times 10^4$  м и сила давления  $F = 2.24 \times 10^{16}$  Н.

Таким образом, вертикальные силы, направленные снизу вверх, возникают на кровле плюма, не вышедшего на поверхность, вследствие сверхлитостатического давления в расплаве над кровлей плюма.

## СООТНОШЕНИЕ СКОРОСТИ ПОДЪЕМА МАССИВА НАД КРОВЛЕЙ ПЛЮМА И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВА

При подъеме кровли плюма под действием силы давления  $F$  и ее смещении в область пониженных температур, так как  $\partial T / \partial x < 0$ , происходит кристаллизация расплава на кровле плюма и отвод тепла от кровли плюма в окружающий массив в условиях нестационарной теплопроводности. Под действием сверхлитостатического давления  $\Delta P$  происходит подъем кровли плюма со скоро-

стью  $U$ . При подъеме кровли плюма за время  $\tau$  на высоту  $U\tau$  и кристаллизации слоя толщиной  $\delta = U_{\text{крист}}\tau$  отводится тепло

$$Q_{\text{крист}} = U_{\text{крист}}\tau\pi R^2\rho_m B = \pi\delta R^2\rho_m B, \quad (9)$$

где  $U_{\text{крист}}$  – скорость кристаллизации на кровле плюма,  $B$  – теплота плавления,  $\rho_m$  – плотность массива над кровлей плюма при  $x < x_{\text{пр}}$ .

В геологических масштабах времени можно принять, что температура на кровле плюма повышается мгновенно до температуры плавления в момент начала подъема кровли плюма под действием силы давления  $F$ . Для таких условий получено решение для количества тепла, переданного от кровли плюма в окружающую мантию за время  $\tau = \delta/U_{\text{крист}}$  [8]:

$$Q = 2\lambda\pi R^2\delta^{1/2}(T_p - T_0)/(a\pi)^{1/2}U_{\text{крист}}^{1/2}. \quad (10)$$

Из равенства  $Q_{\text{крист}} = Q$ , используя соотношения (9) и (10), находим

$$U_{\text{крист}} = \left[ \frac{2\lambda(T_p - T_0)}{\rho_m B (a\pi)^{1/2} \delta^2} \right]^2. \quad (11)$$

При значениях параметров:  $\lambda = 3.5$  Вт/м<sup>2</sup>С,  $T_p - T_0 = 300^\circ\text{C}$ ,  $a = 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с,  $\rho_m = 3200$  кг/м<sup>3</sup>,  $B = 2.1 \times 10^5$  Дж/кг из соотношения (11) получаем  $U_{\text{крист}} = 3.1 \times 10^{-6} \delta^{-1}$ . Тогда для  $\delta = 0.1 - 10$  м находим  $U_{\text{крист}} = 3.1 \times 10^{-5} - 3.1 \times 10^{-7}$  м/с. Средняя величина скорости подъема кровли плюма под действием силы сверхлитостатического давления  $U = 6.4 \times 10^{-11}$  м/с [8], то есть,  $U_{\text{крист}} \gg U$ . Это означает, что (см. рис. 1):

– скорость подъема кровли плюма определяют гидродинамические процессы, протекающие в массиве над кровлей;

– скорость кристаллизации  $U_{\text{крист}} = U$  на кровле плюма в период образования поднятия;

– положение кровли плюма можно считать неизменным, т.е. кровля плюма находится на высоте  $x_{\text{пр}}$ , и расстояние от дневной поверхности до кровли плюма  $X = H - x_{\text{пр}}$ .

### ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МАССИВЕ НАД КРОВЛЕЙ ПЛЮМА

Скорость распространения продольных сейсмических волн в нижней коре  $v_p = 6.9 - 7.2$  км/с, в верхней мантии  $v_p > 7.6$  км/с [23, 31]. С такими скоростями происходит распространение изменения давления в массиве над кровлей плюма. При  $X = 30$  км время распространения изменения давления у кровли плюма  $\tau_p \approx X/v_p \approx 4.3$  с. Таким образом, в геологическом масштабе времени поле

скорости устанавливается мгновенно. Как делали это ранее [8, 20], гидродинамические процессы в массиве над кровлей плюма будем исследовать в стационарном приближении с использованием модели высоковязкой ньютоновской жидкости, для которой динамическая вязкость  $\eta_m = 10^{20} - 10^{21}$  (Н·с)/м<sup>2</sup>. Для плотности  $\rho_m = 3200$  кг/м<sup>3</sup> кинематическая вязкость массива  $\nu_m = \eta_m/\rho_m = 3.17 \times 10^{16} - 3.17 \times 10^{17}$  м<sup>2</sup>/с. Число Рейнольдса  $Re = Ud/\nu_m \approx 10^{-24}$ , т.е., течение в высоковязком массиве над кровлей плюма ламинарное.

Будем рассматривать движение высоковязкой жидкости над шарообразной кровлей плюма радиусом  $R$ . Распределение скорости перед шаром, движущимся с постоянной скоростью  $U$  в вязкой среде, имеет вид [12]:

$$\bar{u} = \frac{u}{U} = 1 - \left[ \frac{3}{4} \frac{R\xi^2}{r^3} \left( \frac{R^2}{r^2} - 1 \right) - \frac{1}{4} \frac{R}{r} \left( 3 + \frac{R^2}{r^2} \right) + 1 \right], \quad (12)$$

где  $\xi$  – вертикальная координата, отсчитываемая при нахождении скорости  $\bar{u}$  от центра шарообразной кровли и изменяющаяся от 0 до значения  $X = H - x_{\text{пр}}$ ,  $r = (\xi^2 + y^2)^{1/2}$ ,  $y$  – горизонтальная координата, отсчитываемая от оси канала плюма (см. рис. 1). Высота подъема дневной поверхности  $h$

определяется из соотношения  $h = \int_0^t u(\xi, y, t) dt$ , где  $u$  – скорость вязкого течения в массиве над кровлей плюма,  $t$  – время, отсчитываемое от момента, когда достигается предельная высота подъема  $x_{\text{пр}}$ , то есть, когда прекращается плавление вследствие равенства температуры расплава и температуры плавления на кровле плюма. Профили скорости течения в массиве литосферы над кровлей плюма, не достигшего поверхности, представлены на рис. 1. Здесь же показано и поднятие поверхности, сформировавшееся вследствие движения массива.

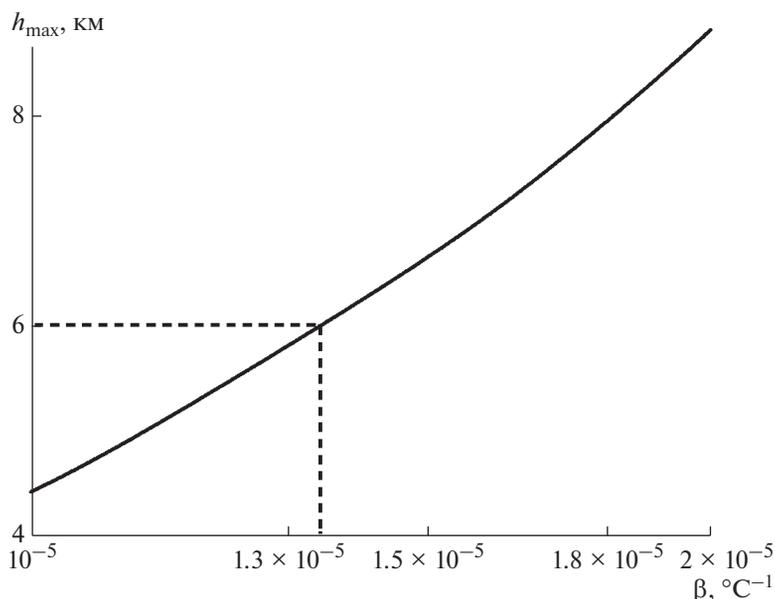
Литостатическое давление над кровлей плюма возрастает на величину  $\rho_m g h$  по мере увеличения высоты подъема дневной поверхности над кровлей плюма. Поэтому в массиве над кровлей плюма течение происходит под действием перепада давления

$$\Delta P_{\text{дв}} = \Delta P - \rho_m g h. \quad (13)$$

Скорость движения шарообразной кровли плюма определяем из условия равенства движущей силы  $W_{\text{дв}} = \Delta P_{\text{дв}}\pi R^2$  и силы сопротивления движению шара  $W = 6\pi\eta_m UR$ :

$$U = \frac{R\rho_0 g}{6\eta_m} \left[ \left( \frac{R_c}{R} \right)^2 \beta L (T_p - T_0) - \frac{\rho_m}{\rho_0} \bar{h} \right], \quad (14)$$

где  $\bar{h}(t, \xi) = \int_0^t u_{\text{max}}(t, \xi) dt$  – высота подъема дневной поверхности над кровлей плюма при  $y = 0$ ,



**Рис. 2.** Зависимость наибольшей высоты поднятия поверхности над плюмом от коэффициента теплового объемного расширения для отношения радиуса сужения канала плюма к радиусу канала  $R_c/R = 0.5$  и глубины залегания кровли плюма  $X = 30$  км.

$u_{\max}$  – скорость подъема дневной поверхности над кровлей плюма при  $y = 0$ . При  $t \rightarrow \infty$ ,  $U \rightarrow 0$  и  $u_{\max} \rightarrow 0$  и максимальная высота поднятия поверхности над плюмом при  $y = 0$

$$h_{\max} = (R_c/R)^2 \beta x_{\text{пр}} (T_p - T_0) (\rho_0/\rho_m). \quad (15)$$

Решение системы уравнений (13)–(15) выполнялось численно методом последовательных приближений. Принимались следующие значения параметров:  $\rho_0 = 4500$  кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_m = 3200$  кг/м<sup>3</sup>,  $\eta_m = 10^{21}$  (Н·с)/м<sup>2</sup>,  $\beta = 1.1 \times 10^{-5}$  1/°С,  $R_c = 0.5R$ ,  $T_p - T_0 = 440$ °С,  $X = 3 \times 10^4$  м ( $x_{\text{пр}} = H - X = 2.85 \times 10^6$  м). Согласно соотношению (4), тепловая мощность, передаваемая каналом плюма окружающей мантии в условиях стационарной теплопроводности, когда кровля плюма находится на глубине  $X = 30$  км, равна  $N_{x,\text{пр}} = 1.18 \times 10^{10}$  Вт для  $\lambda = 6$  Вт/м·°С. Тогда, согласно соотношению (2), диаметр канала плюма  $d = 10.16$  км для  $\Delta T_s = 15$ °С,  $v = 2$  м<sup>2</sup>/с и  $a = \lambda/C\rho_0 = 1.11 \times 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с, где  $C = 1200$  Дж/кг·°С – удельная теплоемкость.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Характерная наибольшая высота поднятий, полученная в результате решения,  $h_{\max} = 4\text{--}6$  км. Представлена зависимость  $h_{\max}(\beta)$ , полученная согласно соотношению (14), при следующих значениях параметров (рис. 2):

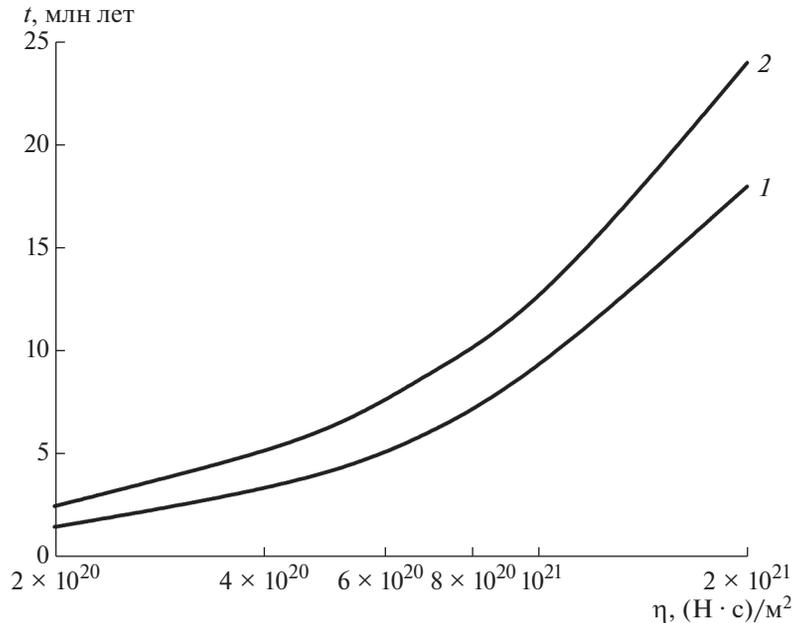
$$\begin{aligned} R_c/R &= 0.5, \quad x_{\text{пр}} = 2.85 \times 10^6 \text{ м} \quad (X = 3 \times 10^4 \text{ м}), \\ \Delta T &= T_p - T_0 = 440^\circ\text{С}, \\ \rho_0 &= 4500 \text{ кг/м}^3, \quad \rho_m = 3200 \text{ кг/м}^3. \end{aligned}$$

Как следует из рисунка, значения  $h_{\max} = 4\text{--}6$  км достигаются при коэффициенте теплового объемного расширения  $\beta = 10^{-5}\text{--}1.35 \times 10^{-5}$  1/°С.

Для  $\beta = 1.1 \times 10^{-5}$  1/°С получена зависимость времени подъема поверхности до фиксированной высоты  $h_0$  (при  $y = 0$ ) от динамической вязкости массива над кровлей плюма (рис. 3). Например, при динамической вязкости  $\eta_m = 10^{21}$  (Н·с)/м<sup>2</sup> высота поднятия  $h_0 = 4$  км (кривая 1) достигается за время  $t = 9$  млн лет, высота  $h_0 = 4.5$  км (кривая 2) за время  $t = 12$  млн лет.

На рисунке 4 представлена высота поднятия поверхности  $h$  для различных моментов времени  $t$  при вязкости массива над кровлей плюма  $\eta_m = 10^{21}$  (Н·с)/м<sup>2</sup>, глубине залегания кровли  $X = 3 \times 10^4$  м (30 км), тепловой мощности  $N = 1.18 \times 10^{10}$  Вт и диаметре канала плюма  $d = 10.16 \times 10^3$  м. Подъем массива над кровлей плюма происходит вследствие сверхлитостатического давления на кровле плюма. Средняя скорость подъема поверхности при  $y = 0$  равна  $\bar{u}_{\max} = h/t$  и при  $\eta_m = 10^{21}$  (Н·с)/м<sup>2</sup> составляет 0.78 мм/год, 0.59 мм/год, 0.46 мм/год, 0.38 мм/год и 0.31 мм/год для  $t = 3, 6, 9, 12$  и 15 млн лет соответственно.

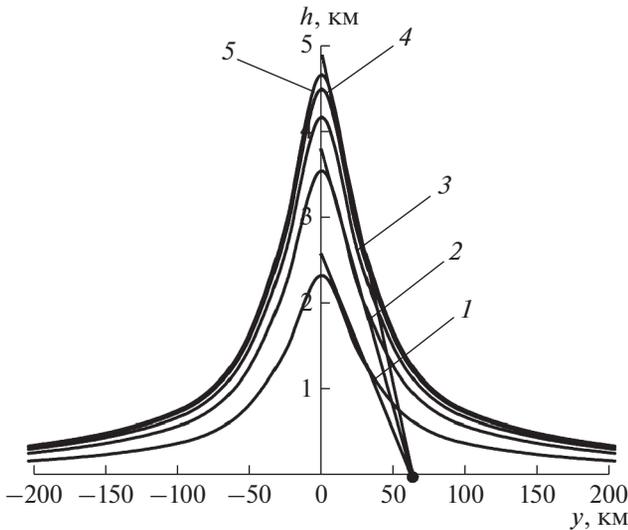
Наблюдается монотонное падение склона поднятия. Производная  $dh/dy = \text{tg}\alpha$ , где  $y$  – горизон-



**Рис. 3.** Зависимость времени образования поднятия от динамической вязкости массива над кровлей плюма для  $\beta = 1.1 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $R_c = 0.5R$ ,  $h_{\text{max}} = 4.85 \text{ км}$ .  
1 –  $h_0 = 4 \text{ км}$ ; 2 –  $h_0 = 4.5 \text{ км}$

тальная координата,  $\alpha$  – угол наклона поверхности поднятия относительно горизонтали, монотонно уменьшается. В области наибольших значений  $dh/dy$ , где величина  $dh/dy$  слабо меняется, можно в первом приближении найти среднее значение

производной  $k = dh/dy$ . В этом случае величина  $y_1 = h_{\text{max}}/k$  является характерным горизонтальным размером основной части поднятия. При  $\eta_m = 10^{21} \text{ (H} \cdot \text{c)/m}^2$  и  $X = 3 \times 10^4 \text{ м}$  находим, что  $y_1 = \text{const} = 6.0 \times 10^4 \text{ м}$  при различных значениях  $t$  (см. рис. 4), и  $k = \text{arctg} \alpha = 0.071$ . При значении  $\eta_m = 10^{21} \text{ (H} \cdot \text{c)/m}^2$  и глубине залегания кровли плюма  $X = 10^5 \text{ м}$  и  $1.5 \times 10^5 \text{ м}$  [8] величина  $y_1$  равна соответственно  $2 \times 10^5 \text{ м}$  и  $3 \times 10^5 \text{ м}$ , и  $k = \text{arctg} \alpha = 0.02$  и  $0.021$ . Таким образом, горизонтальный размер основной части поднятия поверхности  $y_1$  возрастает с увеличением глубины расположения кровли плюма  $X$ , и согласно результатам расчетов,  $y_1 = 2X$ .



**Рис. 4.** Высота поднятия, образовавшегося над плюмом, в зависимости от горизонтальной координаты  $y$  для различных моментов времени  $t$ .  
Тепловая мощность плюма  $N = 1.18 \times 10^{10} \text{ Вт}$ , диаметр канала плюма  $d = 10.16 \text{ км}$ , вязкость массива над плюмом  $\eta_m = 10^{21} \text{ (H} \cdot \text{c)/m}^2$ .  
1 –  $t = 3 \text{ млн лет}$ ; 2 –  $t = 6 \text{ млн лет}$ ; 3 –  $t = 9 \text{ млн лет}$ ;  
4 –  $t = 12 \text{ млн лет}$ ; 5 –  $t = 15 \text{ млн лет}$

Как указано выше, при шарообразной поверхности кровли плюма движение в высоковязком массиве над кровлей происходит согласно соотношению (12). Решение (12) было получено для чисел Рейнольдса  $Re \ll 1$ , в приближениях ползущего течения. Для такого течения инерционные члены в системе уравнений движения пренебрежимо малы по сравнению с членами вязкого трения, и тогда система уравнений движения есть система линейных дифференциальных уравнений второго порядка. В этом случае при исследовании взаимного влияния отдельных плюмов на образование поднятия высота поднятия есть сумма поднятий, образованных отдельными плюмами, оси которых находятся на заданном расстоянии  $\Delta u$  друг от друга. Профили поднятия в вертикальной плоскости, проходящей через главный

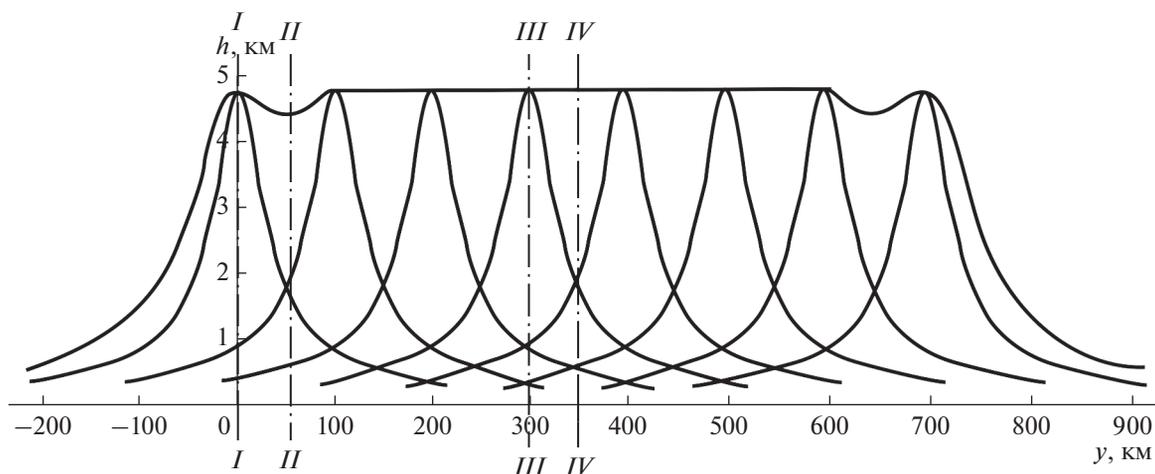


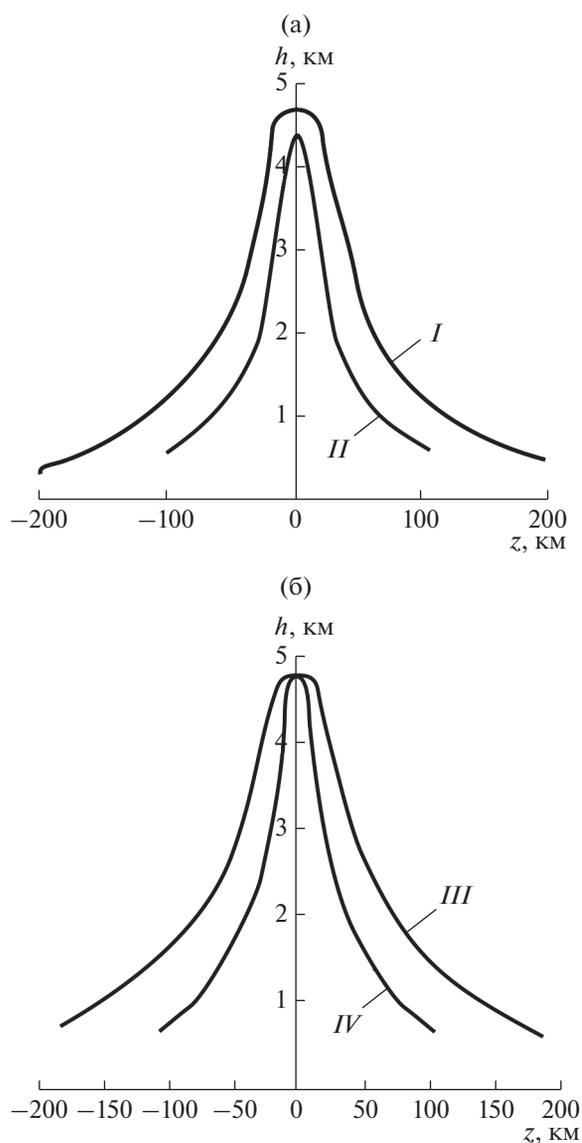
Рис. 5. Суммарная высота поднятия, образованного группой из восьми плюмов, в зависимости от горизонтальной координаты  $y$ . Расстояние между осями каналов плюмов  $\Delta y = 100$  км,  $d = 10.16$  км,  $X = 30$  км,  $\eta_M = 10^{21}$  (Н · с)/м<sup>2</sup>.

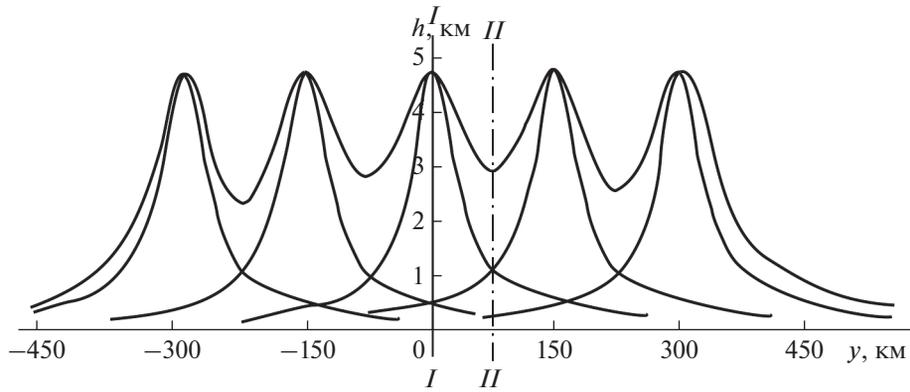
хребет, были определены при линейном расположении осей каналов плюмов для различных расстояний между осями плюмов  $\Delta y$ . Вначале были получены профили поднятия для отдельного плюма для различных моментов времени (см. рис. 4). Затем для расстояния  $\Delta y = 100$  км и времени  $t = 15$  млн лет определялась высота поднятия при различных значениях горизонтальной координаты  $y$  для системы из 8 плюмов (рис. 5). Суммарная высота поднятия для различных  $y$  не превышает максимальную высоту поднятия, образованного каждым отдельным плюмом ( $h \leq h_{\max}$ ), так как при  $h > h_{\max}$  скорость подъема поверхности  $u = 0$ , согласно соотношениям (14) и (15). При  $\Delta y = 100$  км и значениях  $y = 100$ –600 км, имеем  $h = h_{\max}$  (см. рис. 5).

Представлены профили поднятия в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту, в сечениях  $y = 0, 50, 300$  и 350 км (рис. 6; см. рис. 5, линии сечений I–IV). Профили поднятия в сечениях  $y = 0$  и 50 км и в сечениях  $y = 300$  и 350 км указывают на существование хребтов, оси которых нормальны к главному хребту (см. рис. 6а, б). Количество таких хребтов соответствует количеству термохимических плюмов, ответственных за образование поднятия. Образование этих хребтов происходит в процессе формирования поднятия.

Представлен профиль поднятия, созданного пятью плюмами, в вертикальной плоскости, проходящей через главный хребет, для  $\Delta y = 150$  км

Рис. 6. Поднятие в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту. (а) – профиль поднятия в сечениях  $y$ : I –  $y = 0$  км; II –  $y = 50$  км; (б) – профили поднятия при: III –  $y = 300$  км; IV –  $y = 350$  км (см. рис. 5).





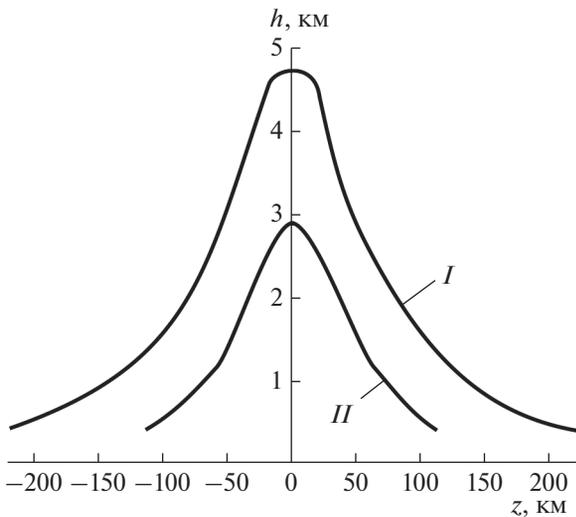
**Рис. 7.** Суммарная высота поднятия в вертикальной плоскости, проходящей вдоль главного хребта.  $\Delta y = 150$  км,  $d = 10.16$  км,  $X = 30$  км,  $\eta_M = 10^{21}$  (Н · с)/м<sup>2</sup>.

(рис. 7). Высота поднятия главного хребта имеет пилообразный вид. Профили поднятия в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту, в характерных сечениях *I* и *II*, указывают на образование хребтов, оси которых нормальны к главному хребту (рис. 8).

Таким образом, для системы линейно расположенных плюмов при  $\Delta y < 100$  км высота главного хребта постоянная, равная  $h_{\max}$ , кроме боковых склонов главного хребта, а при  $\Delta y > 100$  км высота главного хребта имеет пилообразный характер.

В геологической практике может возникнуть необходимость определить тепловую мощность на подошве плюма, создавшего поднятие, время образования которого равно  $t$  и объем над днев-

ной поверхностью равен  $V$ . В качестве примера рассмотрим поднятие над плюмом, представленное на рис. 4. Объем поднятия, образовавшегося за время  $t = 15$  млн лет, равен  $V = 1/3\pi y_1^2 h = 2.13 \times 10^{13}$  м<sup>3</sup> для  $y_1 = 6.0 \times 10^4$  м и  $h = 4.67 \times 10^3$  м. За время подъема тепловая мощность на подошве плюма  $N = \text{const}$ . В единицу времени масса поднятия возрастает на величину  $\Delta G = \rho V/t = 130.6$  кг/с для плотности поднятых пород  $\rho = 2900$  кг/м<sup>3</sup>. Тепловая мощность на подошве плюма определяется из соотношения  $N = \Delta G C/\beta$  [4]. Для удельного увеличения массы поднятия  $\Delta G = 130.6$  кг/с,  $C = 1.2 \times 10^3$  Дж/кг · °С и  $\beta = 1.1 \times 10^{-5}$  °С<sup>-1</sup> получаем  $N = 1.18 \times 10^{10}$  Вт. Эта мощность соответствует величине мощности, определенной выше по количеству тепла, отданного от канала плюма в окружающий массив.



**Рис. 8.** Высота поднятия в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту. *I* – сечение в плоскости, проходящей через вершину главного хребта; *II* – сечение в плоскости, проходящей через минимальную высоту главного хребта (см. рис. 7).

Медленные вертикальные движения земной коры, вследствие которых создаются значительные поднятия, детально исследовал В.В. Белоусов [1], который установил, что на месте таких хребтов, как Кавказ, Альпы, Тянь–Шань в конце палеогена–начале миоцена, был, если не равнинный рельеф, то – пологий, слегка холмистый, рельеф. Лишь позже начался этап новейшей тектонической активности, или неотектонический этап, когда на поверхности всех континентов поднялись современные горные хребты [1]. Для Кавказа общая протяженность  $y \approx 1200$  км, максимальная высота поднятия  $h_{\max} = 4–5$  км, величина  $y_1 = 70–80$  км и средняя скорость подъема поверхности составляет 0.25–0.3 мм/год [1, 13]. Результаты исследований, представленные в настоящей статье, показали, что для поднятия, образованного группой плюмов, общая протяженность  $y = 1000–1200$  км,  $h_{\max} = 4.7$  км, величина  $y_1 = 60$  км, скорость подъема поверхности, усредненная за время  $t = 15$  млн лет, равна 0.31 мм/год. Таким образом, параметры поднятия, образован-

ного группой плюмов ( $y, h_{\max}, y_1$ , средняя скорость подъема поверхности), близки к параметрам поднятия Кавказа.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Поднятия над плюмами, которые не достигли поверхности, образуются в результате гидродинамического воздействия сверхлитостатического давления на массив над кровлей плюма, остановившегося в литосфере. С увеличением глубины расположения кровли плюма  $X$  увеличивается горизонтальный размер основной части поднятия поверхности, и имеет место зависимость  $y_1 = 2X$ , где  $y_1$  — область, в которой угол склона поднятия постоянный.

2. Крупные поднятия (горные хребты и плато) образуются семействами плюмов, не вышедших на поверхность. Получены профили поднятий, образовавшихся вследствие действия групп из пяти и восьми линейно расположенных плюмов. При линейном расположении осей каналов плюмов на расстоянии  $\Delta y < y_1$  друг от друга высота главного хребта  $h_{\max} = \text{const}$ . При  $\Delta y > y_1$  высота главного хребта имеет пилообразный характер.

3. Хребты, оси которых нормальны к главному хребту, образуются в процессе формирования поднятия и соответствуют количеству плюмов, влияющих на образование поднятия. При расположении кровли плюма на глубине  $X = 3 \times 10^4$  м и вязкости массива над кровлей  $\eta_m = 10^{21}$  (Н · с)/м<sup>2</sup> время образования поднятия  $t \approx 15$  млн лет, параметры поднятия, образованного группой плюмов, близки к параметрам поднятия Кавказа.

**Благодарности.** Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1989. 382 с.
2. Гладков И.Н., Дистанов В.Э., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Об устойчивости границы раздела расплав—твердое тело на примере устойчивости канала плюма // Изв. РАН. МЖГ. 2012. № 4. С. 5—22.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро-мантия и образование термохимических плюмов // ДАН. 2003. Т. 393. № 6. С. 797—801.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 6. С. 589—602.
5. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983. 300 с.
6. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1057—1073.
7. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // Геотектоника. 2016. № 2. С. 78—92.
8. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Мантийные термохимические плюмы и их влияние на формирование поднятий // Геотектоника. 2015. № 4. С. 86—96.
9. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Нестационарный кондуктивный теплообмен на цилиндрической поверхности канала плюма // Теплофизика и аэромеханика. 2021. Т. 28. № 5. С. 771—780.
10. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Термохимическая теория геодинамической эволюции // ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 365—368.
11. Трубицын В.П., Харьбин Е.В. Термохимические мантийные плюмы // ДАН. 2010. № 5. С. 683—685.
12. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. — М.: Наука, 1974. 742 с.
13. Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. — М.: Наука, 1993. 192 с.
14. Burov E., Guillou-Frottier L. The plume head—continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 161. P. 469—490.
15. Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloetingh S. Plume head—lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. Vol. 434. P. 15—38.
16. Camp V.E., Ross M.E. Mantle dynamics and genesis of mafic magmatism in the intermontane Pacific Northwest // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. No. B08204. <https://doi.org/10.1029/2003JB002838>
17. Campbell I.H. Identification of ancient mantle plumes // GSA Spec. Pap. Vol. 352. P. 5—21.
18. Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. — NY: Cambridge Univ. Press, 2001. 306 p.
19. Dalloubeix C., Fleitout L. Convective thinning of the lithosphere: A model constrained by geoid observations // Phys. Earth Planet. Inter. 1989. Vol. 57. P. 330—343.
20. Dobretsov N.L., Kiryashkin A.A., Kiryashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 66—92.
21. Ernst R.E. Large igneous provinces. — Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
22. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. Vol. 31. P. 469—523.

23. Giese P. Moho Discontinuity, In: *Encyclopedia of Geology*, Ed by R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer, (Amsterdam, Elsevier, 2005), P. 645–659.
24. Griffiths R.W., Campbell I.H. Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. No. B11. P. 18295–18310.
25. Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure in mantle starting plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 99. P. 66–78.
26. Kameyama M., Harada A. Supercontinent cycle and thermochemical structure in the mantle: inference from two-dimensional numerical simulations of mantle convection // *Geosciences*. 2017. Vol. 7. No. 126. <https://doi.org/10.3390/geosciences7040126>
27. Lin S.-C., van Keken P.E. Dynamics of thermochemical plumes: 1. Plume formation and entrainment of a dense layer // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. Vol. 7. Q02006. <https://doi.org/10.1029/2005GC001071>
28. Lin S.-C., van Keken P.E. Dynamics of thermochemical plumes: 2. Complexity of plumes structures and implications for the mapping of mantle plumes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. Vol. 7. Q03003. <https://doi.org/10.1029/2005GC001072>
29. Liu M., Chase C.G. Evolution of midplate hotspot swells: numerical solutions // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. No. B5. P. 5571–5584.
30. Rainbird R.H., Ernst R.E. The sedimentary record of mantle-plume uplift // *GSA Spec. Pap.* 2001. Vol. 352. P. 227–245.
31. Rudnik R., Gao S. Composition of the Continental Crust, In: *Treatise on Geochemistry Vol. 4. The Crust*, Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian, (Amsterdam, Elsevier. 2014), P. 1–51.
32. Samuel H., Farnetani C.G. Thermochemical convection and helium concentrations in mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 207. P. 39–56.
33. Sengör A.M.C. Elevation as indicator of mantle-plume activity // *GSA Spec. Pap.* 2001. Vol. 352. P. 183–225.
34. Wang Y., Li M. The interaction between mantle plumes and lithosphere and its surface expressions: 3-D numerical modelling // *Geophys. J. Int.* 2021. Vol. 225. P. 906–925.
35. Watson S., McKenzie D. Melt generation by plumes: a study of Hawaiian volcanism // *J. Petrol.* 1991. Vol. 32. Pt. 3. P. 501–537.
36. White R., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. No. B6. P. 7685–7729.

## Conditions for the Formation of Uplift by Plume That Has Not Reached the Surface

A. A. Kirdyashkin<sup>a</sup>, \*, A. G. Kirdyashkin<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Academician Koptyug prosp., bld. 3, 630090 Novosibirsk, Russia*

\*e-mail: aak@igm.nsc.ru

The thermal and hydrodynamic structure of conduit of plume that has not reached the surface, is presented. The relations for determining the thermal power, the plume conduit diameter and the maximum elevation height of such plume are presented. The superlithostatic pressure at the plume roof defines vertical forces directed from the bottom upwards. The relations for the superlithostatic pressure are presented and its value is estimated. Hydrodynamic processes in the block above the plume roof are considered in the stationary approximation using the model of high-viscosity Newtonian fluid. The plume roof is assumed to be spherical. Due to the flow in the high-viscosity block, an uplift of the day surface is formed above the plume roof. The maximum elevation height has been determined. The dependence of the elevation height on the horizontal coordinate for different times is obtained. Calculations have shown that the horizontal size of the main part of the elevation  $y_1$  increases with increasing depth of the plume roof. The elevation profiles in the vertical plane passing through the main ridge are obtained for different distances between the plume axes  $\Delta y$ . Such profiles are constructed for systems of eight and five linearly arranged plumes. Elevation profiles in the vertical plane normal to the main ridge indicate the existence of ridges whose axes are normal to the main ridge. Such ridges are formed during formation of the uplift, their number is equal to the number of thermochemical plumes responsible for the uplift formation. In case when  $\Delta y > y_1$ , the height of the main ridge has saw-toothed character. Calculations show that the parameters of the uplift formed by the group of plumes are close to the parameters of the uplift of the Caucasus.

**Keywords:** thermochemical plumes, thermal power, diameter of the plume conduit, plume roof, superlithostatic pressure, elevation height, length of the main elevation part, elevation profile, the main ridge