

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 1 · 2018 · ЯНВАРЬ–ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Дергачев А.Л., Старостин В.И. Тенденции развития минерально-сырьевого комплекса на рубеже веков	3
Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра по геологическим данным и результатам моделирования	16
Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н. , Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону	26
Янин Б.Т., Беньямовский В.Н. Норы десятиногих ракообразных из палеогеновых отложений Среднего Поволжья и их палеогеографическое значение	36
Богомоллов А.Х., Сидоренко Св.А. Особенности преобразования органического вещества углеродистых пород докембрия Украинского кристаллического щита ..	44
Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Кошуг Д.Г., Васильев Е.А. Влияние агрегированности примесного азота на рентгенолюминесценцию алмаза	54
Краснобаев А.А., Вализер П.М., Перчук А.Л. Ордовикский возраст дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого комплекса массива Нурали (Южный Урал, Россия) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов	60
Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Ликвидусный термобарометр для моделирования равновесия магнетит–расплав	71
Аверкина Т.И., Трофимов В.Т. Антропогенная измененность инженерно-геологических мегаструктур России	81
Муромец Н.Н., Самарцев В.Н., Хакимова А.А., Василевский П.Ю. Влияние геофильтрационной неоднородности донных отложений на разгрузку подземных вод в бассейне малой реки в естественных и нарушенных условиях	90
Судакова М.С., Владов М.Л., Садуртдинов М.Р. Влияние электропроводности на коэффициент отражения электромагнитной волны	100

Краткие сообщения

Макарова О.М., Коробова Н.И., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А. Состав и коллекторские свойства отложений баженовской свиты в центральной части Тундринской котловины	107
--	-----

CONTENTS

Dergachev A.L., Starostin V.I. Trends in mineral complex development at the turn of the century	3
Demina L.I., Zakharov V.S., Promyslova M.Yu., Zavyalov S.P. The interrelations between collisional and trap magmatism of Taimyr based on geological data and modeling results	16
Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F., <u>Benyamovsky V.N.</u> , Ovechkina M.N. Correlation of the Upper Cretaceous zonal schemes of the Eastern European platform on foraminifers, radiolaries and nannoplankton	26
Yanin B.T., <u>Benyamovsky V.N.</u> Burrows of decapod crustaceans in Paleogene of Middle Volga and its paleogeographic significance	36
Bogomolov A.H., Sidorenko Sv.A. Peculiarities of transformation of organic matter in carbonaceous rocks of the Ukrainian crystal shield	44
Vyatkin S.V., Kriulina G.Y., Garanin V.K., Koshchug D.G., Vasilyev E.A. The effect of aggregation of nitrogen impurity in the diamond X-ray luminescence ...	54
Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Perchuk A.L. Ordovician age of dunite-wehrnite-clinopyroxenite banded complex of nurali massif (Southern Urals, Russia): SHRIMP U-Pb zircon dating	60
Aryaeva N.S., Koptev-Dvornikov E.V., Bychkov D.A. Liquidus thermo-barometer for the modeling of magnetite — melt equilibrium	71
Averkina T.I., Trofimov V.T. Anthropogenic changing of engineering geological megastructures of Russia	81
Muromets N.N., Samartsev V.N., Khakimova A.A., Vasilevsky P.Y. Effect of heterogeneity of riverbed on groundwater discharge in small river basin under natural and stressed conditions	90
Sudakova M.S., Vladov M.L., Sadurtdinov M.R. Reflection coefficient of an electromagnetic wave in conductive media	100
 <i>Brief Communications</i>	
Makarova O.M., Korobova N.I., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A. Composition and reservoir properties of deposits of the Bazhenov Formation in the central part of Tundrin Depression	107

УДК 553.04

А.Л. Дергачев¹, В.И. Старостин²

ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО КОМПЛЕКСА НА РУБЕЖЕ ВЕКОВ

Важные тенденции развития мирового минерально-сырьевого комплекса в начале XXI в. заключаются в росте производства и потребления минеральных материалов, дифференцированного по видам металлов и нерудного минерального сырья, странам и регионам, а также в концентрации производства минерального сырья в немногочисленных странах и сокращении обеспеченности мировой экономики промышленными запасами полезных ископаемых даже при текущем уровне их добычи. Эти тенденции должны быть учтены при разработке стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации.

Ключевые слова: минеральные ресурсы, минеральное сырье, минерально-сырьевая база, экономика минерального сырья.

Important trends in development of world's mineral complex at the beginning of the 21st century are increase of supply and demand for mineral materials differentiated for various metals and nonmetallic mineral resources, regions and countries; concentration of production of mineral commodities in small number of countries; falling availability of economic reserves of raw materials for world economy even at current level of material extraction. The tendencies should be taken into account when working out strategy of development of Russian mineral base.

Key words: mineral resources, mineral raw materials, mineral base, economics of mineral resources.

Введение. На протяжении тысячелетий экономическое и социальное развитие любого общества было тесно связано с поиском и добычей материалов, необходимых для улучшения условий жизни людей, создания всего необходимого для существования современной цивилизации — от гигантских зданий и сооружений до предметов быта. Рост мировой экономики всегда сопровождался расширением спектра и ростом потребления материалов, получавшихся из разных источников. Исторически к важнейшим из них относятся сельское хозяйство, охота, рыбная ловля и заготовка древесины, которые обеспечивают человечество биоматериалами. Однако большая и непрерывно возрастающая часть всех необходимых материалов получается из невозобновляемого источника — земных недр — в виде неметаллических полезных ископаемых (индустриальных минералов, горно-химического сырья и стройматериалов), руд металлов и горючих полезных ископаемых. Между тем с середины 1990-х гг. в среде экспертов в области экономики формируется представление об утрате минеральными ресурсами их прежнего значения для экономического развития общества. Поскольку это мнение влияет на выработку стратегии развития минерально-сырьевой базы и в более общем плане — минерально-сырьевого комплекса, являющегося важной составляющей практически любой национальной экономики, представляется

полезным проанализировать сложившееся в последние десятилетия реальное положение в области потребления и производства минерального сырья, его роль в развитии как национальных экономик, так и мировой экономики в целом, а также некоторые тенденции в развитии мирового минерально-сырьевого комплекса, которые, с точки зрения специалистов-геологов, должны быть учтены в планах развития российской экономики.

Источники данных. В дальнейшем анализе использованы публикуемые ООН общедоступные данные о численности населения Земли [United Nations, World population division, 2017], а также база данных UN Comtrade Database по международной торговле [UN Trade Statistics, 2017], в том числе разнообразными видами минерального сырья и его производными. Фактические данные о ВВП разных стран и его структуре в 1980–2015 гг. заимствованы из материалов Всемирного банка [Кноема, 2017; The World Bank, 2017], а также из правительственных агентств: американского Bureau of Economic Analysis (BEA) [Bureau of Economic Analysis / US Department of Commerce, 2017], китайского National Bureau of Statistics of China [National Bureau of Statistics of China, 2017], а также Российского статистического ежегодника [Российский статистический ежегодник, 2017]. Сведения о размерах ВВП на душу населения получены из базы данных Международного валютного

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: alderg@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, зав. кафедрой, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: star@geol.msu.ru

фонда (IMF, World Economic Outlook Database) [International Monetary Fund, 2017]. Информация о запасах нескольких десятков видов минерального сырья в странах мира почерпнута из материалов, публикуемых Геологической службой США (USGS) [USGS National Mineral Information Center, 2017], а о масштабах их рудничной добычи — из тех же источников, а также из ежегодников Геологической службы Великобритании (World Mineral Production) [World Mineral Production, 2017] и Международного оргкомитета Всемирного горного конгресса (World Mining Congress, WMC) [World Mining Congress, 2017], а также из Государственных докладов «О состоянии и использовании минерально-сырьевой базы Российской Федерации», публикуемых Министерством природных ресурсов и экологии РФ [Официальный сайт Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, 2017].

Какие-либо статистические данные о добыче и потреблении материалов вообще и минеральных материалов в частности по странам мира либо в мире в целом не публикуются. Анализ динамики производства и потребления материалов (в том числе металлических и неметаллических полезных ископаемых, биоматериалов, энергоносителей) в мире в целом и в отдельных странах стал возможным благодаря уникальной базе данных Венского университета экономики и бизнеса (Global Material Flows Database) [materialflows.net, 2017]. В ней содержатся сведения о добыче и потреблении добытого из недр минерального сырья, а не его

производной — товарной продукции, т.е. применительно к рудным полезным ископаемым — о добытой и использованной руде, а не о концентрате, получающемся при ее обогащении и используемом в металлургии, и тем более не о производной добытых руд еще более высокого порядка — металле, потребляемом в строительстве, машиностроении и других отраслях. Это, однако, не умаляет значение базы данных, равно как и то обстоятельство, что сведения о добыче и производстве перечисленных видов материалов приводятся в ней для периода с 1980 по 2013 г., а о производстве материалов — с 1980 по 2010 г.

Динамика производства и потребления минерального сырья. Суммарная доля минерального сырья (металлического, неметаллического и энергоносителей) в глобальном производстве материалов только за 12 лет с 2001 по 2013 г. возросла с 66 до 73% за счет сокращения доли биологических материалов, даже несмотря на переход ряда стран к промышленному производству биотоплива; доля твердых полезных ископаемых (рудных и неметаллических) в суммарной добыче всех материалов в 2013 г. составила 56%. С 1980 г. добыча и потребление глобальной экономикой перечисленных типов материалов возросли в 2,3 раза, достигнув к 2013 г. приблизительно 84,4 млрд т, тогда как мировой ВВП увеличился в 2,6, а население планеты — в 1,6 раза (рис. 1).

Производство материалов в этот период увеличивалось в среднем на 2,6% в год. В 1980–2002 гг. оно возрастало практически с тем же темпом (1,8%

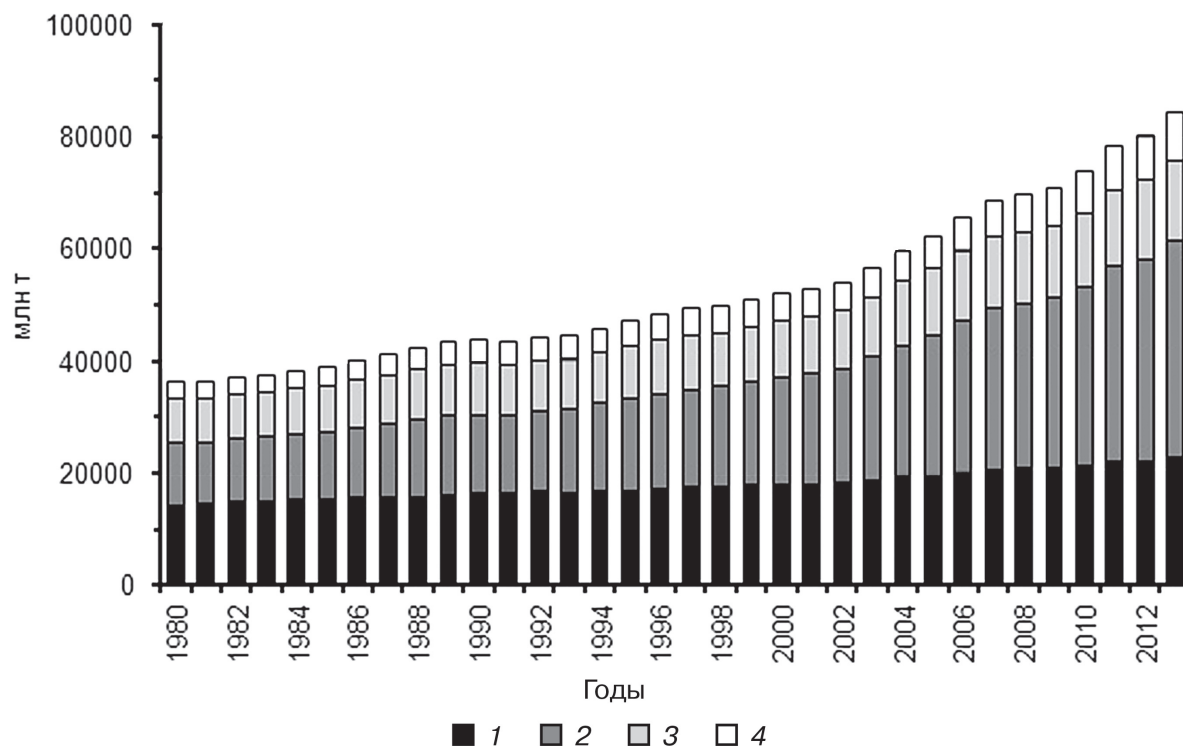


Рис. 1. Динамика мирового производства различных материалов в 1980–2013 гг.: 1 — биологических, 2 — промышленных минералов и стройматериалов, 3 — горючих полезных ископаемых, 4 — руд металлов

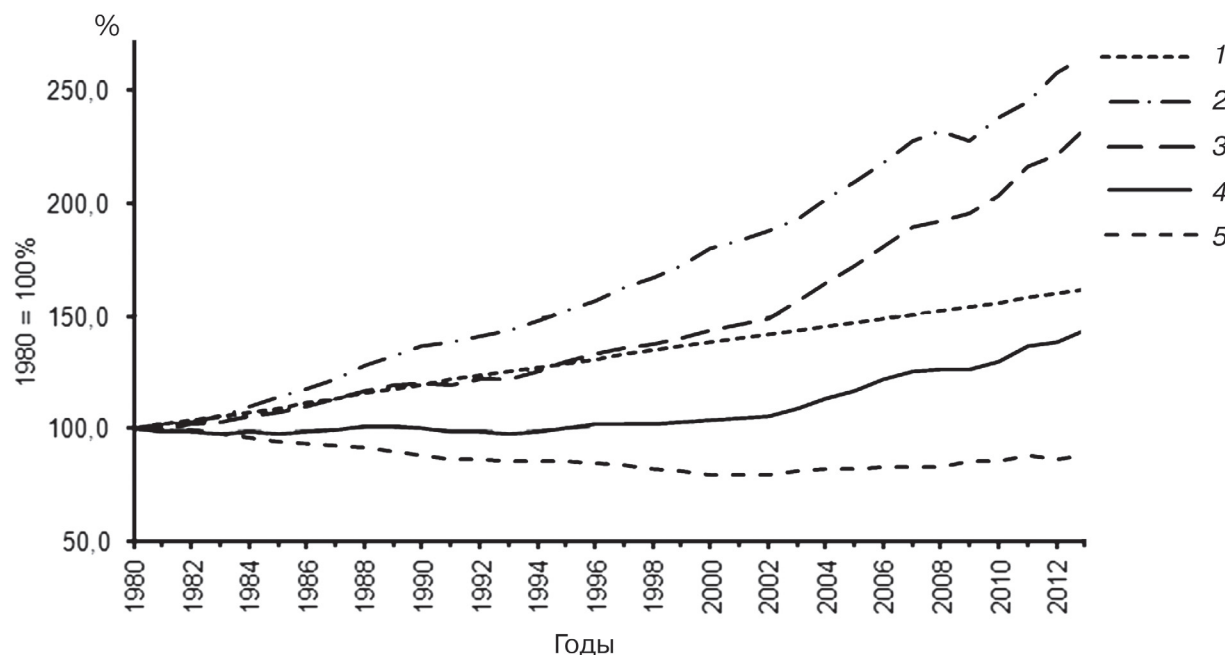


Рис. 2. Графики роста населения Земли (1) и мирового ВВП (2), производства материалов всех видов (3) и их потребления на душу населения (4) и на единицу ВВП (5) в 1980–2013 гг.

в год), что и численность населения планеты, однако в конце периода, в 2002–2013 гг., произошло ускорение до 4,1% в год. Основными факторами роста стали добыча неметаллического сырья (в том числе стройматериалов) — в среднем 3,8% (6,0% в 2002–2013 гг.) и руд металлов — в среднем 3,2% (5,0% в 2002–2013 гг.). В то же время производство биологических материалов возрастало в среднем только на 1,5%, а горючих полезных ископаемых — на 1,8% в год (в 2002–2013 гг. — на 2,1 и 3,2% соответственно).

С 2002 г. производство материалов по темпу роста обогнало прирост численности населения Земли (по данным ООН в 2002–2015 гг. она возрастала на 1,2% в год) и мировой ВВП (по данным Всемирного банка он увеличивался на 2,9% в год в долл. США 2010 г.). В результате среднее потребление материалов на душу населения в мире с 1980 по 2013 г. возросло почти на 44% (с 8,2 до 11,8 т/чел. в год). Если в 1980–2002 гг. оно колебалось в зависимости от фазы экономического цикла от 8,0 до 8,4 т/человек в год и в целом возросло за 22 года всего на 5%, то в следующие 11 лет (2002–2013) этот показатель увеличился на 38,5%. Другим следствием стало то, что медленное снижение материалоемкости мирового ВВП в 1980–2002 гг. с 1,315 до 1,045 кг/долл. сменилось его ростом, и к 2013 г. этот показатель уже достиг 1,156 кг/долл., т.е. уровня 1990 г. (рис. 2). Если мировой ВВП на душу населения, выраженный в постоянных деньгах (долл. США 2010 г.), в 1980–2002 г. возрос примерно на 2000 долл. практически без существенного увеличения потребления материа-

лов на душу населения, то после этого такой же по абсолютной величине прирост к 2013 г. был получен благодаря резкому увеличению потребления материалов (рис. 3). Таким образом, после 2002 г. мировая экономика вступила в новый этап насыщения материалами, и средний уровень жизни людей в этот период повышается в значительной мере благодаря увеличению потребления материальных благ, а значит, материалов (прежде всего минеральных) на душу населения.

Рост потребления и добычи материалов отчетливо дифференцирован как по видам сырья, так и по регионам и странам. В отношении как металлов, так и промышленных минералов, стройматериалов и горно-химического сырья в 2002–2015 гг. справедливо говорить об устойчивом увеличении

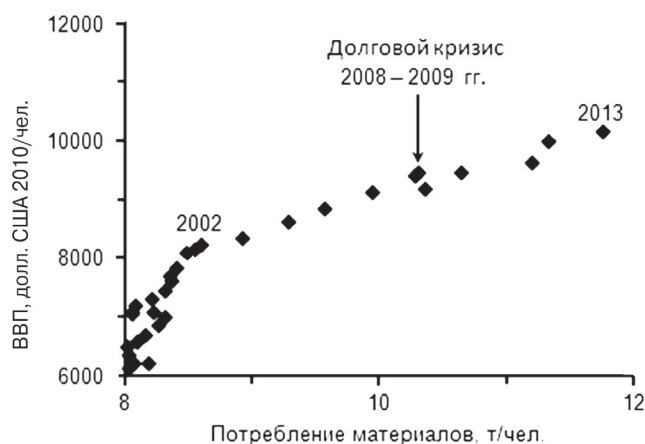


Рис. 3. Рост мирового ВВП и потребление материалов на душу населения в 1980–2013 гг.

добычи, опережавшем прирост населения Земли (1,2% в год). Это означает, что в этот период в мире происходил рост потребления на душу населения большинства видов минерального сырья. Причинами редких исключений в конкретных случаях являются лишь принудительный характер производства (например, извлечение серы при переработке нефти и очистке природного газа), ограничение использования некоторых видов сырья как экологически опасных продуктов (асбест), сокращение использования в важнейших традиционных областях применения (например, каолина и талька в качестве наполнителей бумаги), появление более дешевых заменителей при отсутствии новых перспективных областей использования или какие-то особые причины.

В 2002–2015 гг. темп расширения производства многих видов минерального сырья опережал средний темп роста мирового ВВП (2,9% в год). Наиболее быстрый рост рудничного производства и потребления минерального сырья, в 1,4–2,2 раза превышавший темп роста ВВП (в долл. США 2010 г.), в этот период был характерен для извести, гипса, перлитов, цемента, магнезита, боратов, полевого шпата, фосфатных пород, а также железных руд и Cr, Mn, Mo, Zr, Pb, Ni. Наиболее распространенные и дешевые виды строительных материалов (песок, гравий, щебень) определенно демонстрируют аналогичную динамику, хотя статистические данные об их добыче и потреблении в мире или даже в конкретных странах обычно отсутствуют. Именно в отношении перечисленных видов материалов, а также бентонитовых глин, калийных солей, флюорита, йода и цинка справедливо говорить о возрастании материалоемкости мирового ВВП в последние 35 лет.

В 1980–2013 гг. наиболее высокий темп увеличения добычи неметаллических полезных ископаемых, включая стройматериалы, демонстрировал Азиатский регион (6% в год), который лишь немного уступал Австралии и Океании и по темпу роста добычи руд металлов (4,4% против 4,9% в год). Для сравнения — в тот же период соответствующие показатели для Северной Америки составили 0,3 и 0,8%, а для ЕС (27) только 0,2 и –1,0% в год.

В результате при глобальном росте потребления всех материалов с 1980 по 2010 г. доля Азии возросла с 40 до 59%, в то время как вклады Африки (7%), Океании (2%) и Латинской Америки (11%) остались на прежнем уровне, доля Северной Америки снизилась с 18 до 11%, а Европы — с 22 до 11%. Сходная динамика выявлена и в отношении производства материалов: в 1980–2013 гг. приблизительно в 2 раза сократились доли Европы (с 19 до 9%) и Северной Америки (с 18 до 9%); доли Океании (2–3%), Латинской Америки (11–12%) и Африки (7–8%)

существенно не изменились, тогда как вклад Азии возрос в 1,5 раза (с 41 до 61%).

Важно отметить, что в 1980–2015 гг. наиболее высоким темпом экономического роста отличался именно Азиатский регион, где ВВП (в долл. США 2010 г.) увеличивался в среднем на 4,5% в год по сравнению с 2,7% в Северной Америке и 1,9% в странах ЕС. Таким образом, между темпами роста производства минерального сырья и ВВП определенно существует достаточно четкая прямая корреляция. Еще более очевидной она становится при анализе данных для конкретных стран.

Среди 26 стран, лидировавших в 2015 г. по размерам ВВП (в долл. США 2010 г.), по данным Всемирного банка, наиболее высокий средний темп роста валового внутреннего продукта (% в год) в 1980–2015 гг. демонстрировали Китай (9,8), Индия и Южная Корея (по 6,3), Индонезия (5,3), Турция (4,3). Эти же страны отличались наивысшими значениями среднего темпа роста потребления всех материалов в 1980–2013 гг. (% в год): Китай — 7,3; Южная Корея — 4,3; Индонезия — 3,8; Индия — 3,7; Турция — 3,1 (рис. 4,а). Растущие потребности экономик этих стран удовлетворялись за счет увеличения внутреннего производства материалов, прежде всего неметаллических и рудных полезных ископаемых. Поэтому перечисленные страны практически в том же порядке лидировали в мире и по темпам роста производства материалов (% в год): Китай — 11,1; Индия — 6,3; Индонезия — 5,6; Турция — 4,3 (рис. 4,б). Важное и показательное исключение составляла лишь Южная Корея (3,8), которая в этом отношении уступала, кроме перечисленных четырех стран, еще и Саудовской Аравии (5,1), Нигерии и Австралии (по 4,4), поскольку в силу ограниченности территории и относительной скудости природных ресурсов эта страна не могла обеспечить высокий темп роста добычи материалов за счет собственных источников и занимала 2-е место после Китая по темпу роста потребления всех материалов лишь за счет расширения их импорта.

Причина существования связи между значениями темпа роста ВВП и производства материалов вообще и полезных ископаемых в частности заключается не столько в непосредственном вкладе горнодобывающей отрасли в валовой внутренний продукт (в Китае, например, в 2014 г. она вносила в ВВП около 3,6%, а в США в 2015 г. — лишь 1,8%), сколько в создании благоприятных условий для развития всех остальных отраслей экономики через снабжение их сырьем и обеспечение строительства необходимой для них инфраструктуры.

В 1980–2013 гг. в некоторых из 26 рассмотренных стран было зафиксировано сокращение добычи (отрицательный темп роста) твердых полезных ископаемых. Наиболее значительным оно было (% в год) в Италии (–2,1), Японии (–1,3),

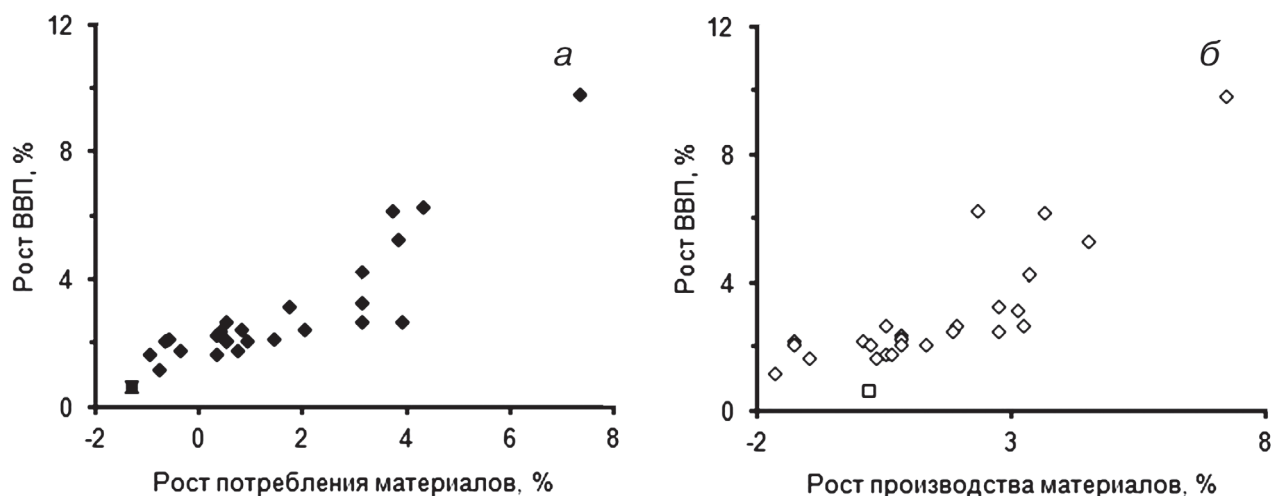


Рис. 4. Соотношение темпа экономического роста 26 стран, лидирующих по размерам ВВП, и среднего темпа роста в них потребления (а) и производства (б) всех материалов в 1980–2013 гг. Квадратики — положение России

Великобритании (–0,9), Франции (–0,8), Германии (–0,6) и даже в Испании и ЮАР (по –0,1), известных своими традициями в горной промышленности. В 1980–2015 гг. самый низкий средний темп роста (% в год) ВВП (в долл. США 2010 г.) демонстрировала именно Италия (1,1), а во всех остальных перечисленных странах он колебался от 1,7–1,8 (Германия, Франция) до 2,0–2,3% (Япония, ЮАР, Испания, Великобритания).

В тот же период крайне незначительный прирост производства твердых полезных ископаемых (%) отмечен в Швеции и Бельгии (по 0,9), Нидерландах (0,6), Швейцарии и США (по 0,5), Канаде (0,1). В перечисленных странах средний темп экономического роста находился в интервале 1,7–2,4% и лишь в США он достиг 2,7%. Однако ни в одной из стран с низким темпом роста добычи и потребления твердых полезных ископаемых экономический рост не превысил среднемировое значение (2,9% в год).

Россия по среднему темпу роста добычи твердых полезных ископаемых в 1990–2013 гг. (0,6% в год) находилась на уровне Швейцарии и Нидерландов, а средний показатель экономического роста находился на беспрецедентно низком уровне для крупнейших экономик мира — 0,4% в год. Темп роста минерально-сырьевого комплекса России и расширение его основы — минерально-сырьевой базы страны — не вполне отвечает тенденциям, наблюдаемым в мире в целом и в отдельных странах, рассматриваемых в нашей стране в качестве ориентиров в отношении темпа экономического роста. Уже в настоящее время в России ощущается дефицит некоторых видов сырья. За счет собственной добычи удовлетворяется только 60% потребностей страны в уране, предприятия по производству титановой губки зависят от импорта сырья почти на 100%, практически прекращена собственная добыча марганцевых руд, не позволяет удовлетворить потребности отечественной ферро-

сплавной отрасли уровень производства хромитов. Подобных примеров много.

При переходе экономики к устойчивому и ускоренному развитию следует ожидать усугубления ситуации. Между тем для России экономический рост и поддерживаемое им повышение качества жизни граждан — один из стратегических национальных приоритетов, от полноты реализации которого в определенной степени зависит состояние национальной безопасности в целом. В качестве ближайшего ориентира провозглашается достижение к 2020 г. роста ВВП, превышающего среднемировой (2,6% в 2015 г.). Решение этой задачи уже в ближайшие годы может потребовать увеличения производства твердых полезных ископаемых на 2,5–5,0% в год и обеспечения соответствующего воспроизводства минерально-сырьевой базы в объеме, необходимом для удовлетворения нужд российской экономики, обеспечения национальной безопасности и укрепления позиций страны на мировых рынках минерального сырья и продуктов его последующих переделов. Замедленное развитие минерально-сырьевого комплекса может привести к необходимости расширенного импорта минерального сырья и (или) его производных и оказать сдерживающее влияние на социально-экономическое развитие страны в целом.

Концентрация производства минерального сырья. Одна из важных тенденций в развитии мирового минерально-сырьевого комплекса — высокая и постоянно растущая степень концентрации производства. В дальнейшем она будет оцениваться по принятым в экономике показателям — индексу концентрации (CR) и индексу Херфиндаля–Хиршмана (HHI). Первый из них характеризует долю рынка (%), которая приходится на заданное количество (далее на четырех, CR4) самых крупных участников рынка и позволяет сравнить суммы долей стран-лидеров и всех остальных стран в ряду производителей минеральной продукции. Второй

показатель рассчитывается как сумма квадратов рыночных долей (в %) всех стран в общем объеме производства и характеризует распределение «рыночной власти» между всеми субъектами этого рынка. В соответствии с практикой, существующей в антимонопольном законодательстве США и стран Европы, в дальнейшем производство некоторого вида минерального сырья будет считаться высококонцентрированным, если $70 < CR_4 < 100$ и $1800 < HHI < 10000$; умеренно концентрированным при $45 < CR_4 < 70$ и $1000 < HHI < 1800$ и низкоконцентрированным, если $CR_4 < 45$ и $HHI < 1000$.

По данным за 2015 г. производство минеральных материалов, как рудных, так и неметаллических, характеризуется исключительно высоким уровнем концентрации. Отчасти это обусловлено экономическими, инфраструктурными или иными факторами, но не в последнюю очередь определяется неравномерностью распределения минеральных ресурсов между странами мира, т.е. в конечном счете существованием минерагенических провинций, а значит, естественными, геологическими причинами.

Из 60 проанализированных видов минерального сырья исключительно высокими значениями CR_4 ($>90\%$) характеризовались рынки Nb, W, V, Sb, As, Bi, Ga, Ge, Li, Hg, PЗЭ, Re, Te, I, Br, Pd, Pt, Rh, графита, перлитов (рис. 5). Пороговое для высококонцентрированных рынков значение $CR_4=70\%$, кроме перечисленных видов сырья, превышено также для алмазов (ювелирных и технических), асбеста, бора, диатомитов, флюорита, магнезита, фосфатного сырья, калийных солей, вермикулита, циркона, кальцинированной соды, извести, слюды, а также бокситов, Fe, Cr, Co, Mn, Mo, Ta, Pb, Re, Se, Sn, т.е. суммарно для 44 из 61 проанализированного вида минерального сырья. Умеренные значения показателя ($70 > CR_4 > 45$) устанавливаются лишь для Ni, Zn, Cu, Cd, Ti, Ag, барита, бентонитов, полевого шпата, гипса и ангидрита, каолина, соли, серы, талька и пиррофиллита, а низкая степень концентрации свойственна только производству Au, добываемому в разном масштабе в 89 странах мира, в том числе в 8–10 странах приблизительно в сопоставимом количестве.

С учетом значений индекса Херфиндаля–Хиршмана к низкоконцентрированным ($HHI \leq 1000$) можно отнести только производство серы, соли, каолина, гипса и ангидрита, а из металлических полезных ископаемых — только Ni и Au; к умеренно концентрированным — производство Zn, Cu, Cd, Ti, Ag, бокситов, а также барита, бентонитов, полевого шпата, калийных солей, талька и пиррофиллита. Отмечена очень высокая ($3000 \leq HHI \leq 5000$) концентрация производства Cr, Co, V, Sb, Bi, Re, а также флюорита, магнезита, цемента. Наивысшая в сфере добычи минеральных

материалов концентрация производства характерна для Nb, W, As, Ga, Ge, Hg, PЗЭ, Pt, Rh, графита ($5000 \leq HHI \leq 8550$).

Эту картину дополняет исключительно неравномерное распределение добычи внутри группы из четырех стран-лидеров по производству большинства видов твердых полезных ископаемых. Страна-лидер мирового рейтинга вносит свыше 92% в мировое производство (%) Nb и Br, 85 — PЗЭ, 83 — Ga, 82 — W и Rh, 77 — Hg, 75 — Pt, 70 — графита, 69 — Ge, 68 — Sb, As и флюорита, 65 — магнезита и извести, 63 — Bi, 61 — I, 60 — Co и свыше 50 — в производство Cr, V, Re, фосфатного сырья и цемента.

Степень концентрации производства твердых полезных ископаемых не остается постоянной. В группе неметаллических полезных ископаемых, например, в период с 1994 по 2015 г. значение CR_4 снизилось (%) для вермикулита (с 94,1 до 80,5), талька и пиррофиллита (с 61,4 до 58,3), серы (с 58,5 до 47,1), природных промышленных алмазов (с 86,9 до 82,7), каолина (с 62,8 до 52,3), т.е. в основном для тех видов неметаллического сырья, добыча и потребление которых в силу тех или иных причин в этот период снижались (для природных промышленных алмазов и вермикулита в среднем на 0,5% в год) или возрастали относительно медленно (для талька и пиррофиллита в среднем на 0,1%, каолина на 0,6%, серы на 1,4%). Для сравнения — степень концентрации (CR_4) возросла (%) для барита, диатомитов, перлитов, фосфатов, калийных солей, соли, но особенно значительно — для извести (с 51,6 до 78,9) и цемента (с 47,3 до 69,9), а также полевого шпата — с 55,9 до 64,4 (добыча возросла в среднем на 8,2% в год), магнезита — с 45,5 до 8 (3,0%), кальцинированной соды — с 61,3 до 80,8 (2,9%), графита — с 67,8 до 92,1 (2,1%), перлитов — с 83,67 до 90,9 (3,3%), барита — с 62,1 до 64,9 (4,1%), гипса и ангидрита — с 43,8 до 52,0 (2,5%).

В исключительных случаях степень концентрации возрастает, например, из-за прекращения добычи в крупных странах-производителях. Так, величина CR_4 для асбеста в 1994–2014 гг. возросла с 77,7 до 90,4% в значительной степени из-за прекращения добычи хризотил-асбеста в Канаде. В то же время степень концентрации производства повышается, причем главным образом для тех видов сырья, спрос на которые демонстрирует достаточно быстрый и устойчивый рост. В таких случаях значение CR_4 возрастает за счет одной или очень немногих стран, которые оказываются в состоянии воспользоваться преимуществами растущего спроса на свою продукцию. В этом смысле не последнюю роль играют такие факторы, как наличие соответствующих достаточно крупных ресурсов и способность за их счет быстро нарастить промышленные запасы.

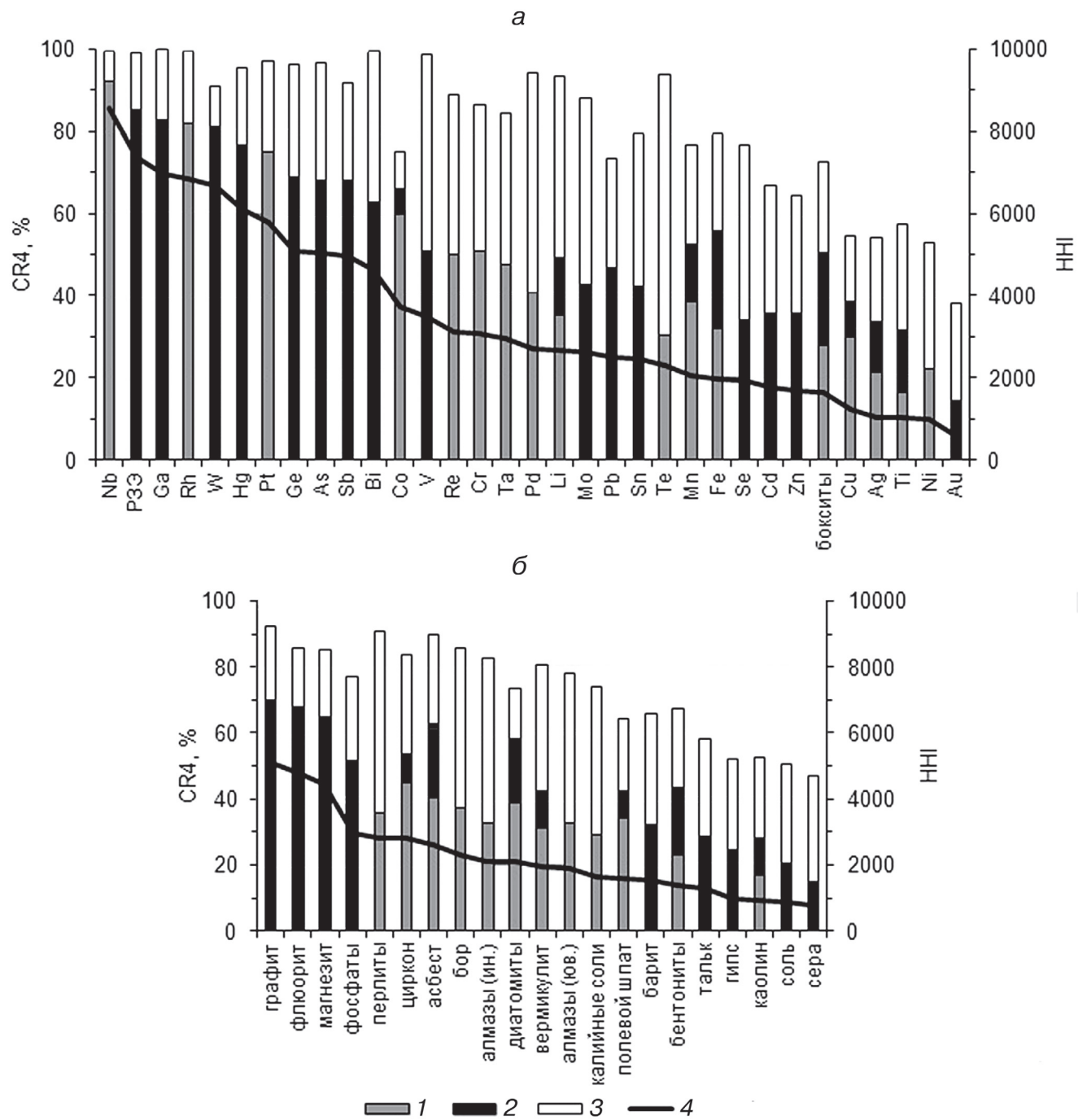


Рис. 5. Концентрация мировой добычи металлических (а) и неметаллических (б) полезных ископаемых. Кривая — значения индекса Херфиндала–Хиршмана (HHI); вертикальные колонки — значения показателя концентрации производства в четырех основных странах-производителях сырья (CR4): 1–3 — вклад в показатель концентрации CR4: 1 — страны-лидера (кроме Китая), 2 — Китая, 3 — остальных стран; 4 — график HHI

Для стран, не располагающих диверсифицированной по видам сырья собственной минерально-сырьевой базой и (или) мощным добывающим комплексом, сохранение нынешнего положения с концентрацией производства твердых полезных ископаемых, сложившегося в эпоху глобализации, означает дополнительные риски как в отношении цен на минеральное сырье, так и в отношении непрерывности его поставок. Эти риски осознают в большинстве промышленно развитых стран. Обеспеченность их экономик разнообразным ми-

неральным сырьем и особенно его дефицитными или особо важными для этих стран (критическими, стратегическими) видами постоянно находится в центре внимания соответствующих правительств. Это же касается и степени зависимости от поставок таких минеральных материалов из тех или иных стран, особенно из стран с политически неустойчивыми режимами.

Модели развития минерально-сырьевого комплекса. Формирование стратегии развития минерально-сырьевого комплекса России тре-

бует четкого представления о том, какие виды минерального сырья, в каком количестве, какого качества и где именно будут востребованы внутренним рынком, т.е. необходим обоснованный выбор модели экономического развития страны. При этом полезными могут оказаться анализ нынешних тенденций и опыт стран, значительно раньше оказавшихся в ситуации подобного выбора.

Крупнейшие экономики мира — китайская и американская — в определенном смысле являются антиподами в отношении добычи и потребления материалов вообще и минерального сырья в частности. Различия в динамике добычи и потребления минерального сырья между Китаем и США прямо проистекают из различий в материалоемкости ВВП этих стран, а в конечном счете — в структуре ВВП.

Практически всем развитым экономикам мира свойственно снижение материалоемкости ВВП. Одно из многих преимуществ, которые оно дает, — сбережение минеральных ресурсов, а значит, снижение нагрузки на недра, ресурсы которых постепенно иссякают и практически не возобновляются. Уменьшение потребления материалов на 1 ед. ВВП может достигаться, например, за счет разработки и использования новых технологий, сокращения потерь при металлообработке и т.д., и эта возможность в той или иной мере реализуется практически во всех странах мира. Однако той же цели можно добиваться путем отказа от производства товаров в пользу производства услуг, которое не требует особых затрат материалов, т.е. переходом от экономики товаров к экономике услуг.

Китай лидирует в мире по общему объему производства товаров, и значит, по валовой добавленной стоимости, создаваемой в отраслях, производящих товары. Хотя доля разнообразных услуг населению в Китае, как и в большинстве стран мира, постепенно возрастает, в 2015 г. ведущим сектором китайской экономики оставалась обрабатывающая промышленность (30,7%); в сельском хозяйстве, горнодобывающей и обрабатывающей отраслях создавалось суммарно 43,5%, а в целом в отраслях, производящих продукцию (с учетом вклада еще и строительной отрасли и производства и распределения электроэнергии, газа и воды) — 52,6% ВВП, тогда как суммарный вклад разнообразных услуг составил 47,8% (в том числе розничной и оптовой торговли — 9,7%). Экономика товаров требует больших затрат минерального сырья и, хотя Китай и подчиняется практически повсеместно проявляющейся тенденции к уменьшению материалоемкости ВВП и этот показатель в 1980–2010 гг. снизился в 1,8 раза, материалоемкость китайского ВВП в 2010 г. оставалась одной из самых высоких среди крупнейших

экономик мира (5,7856 кг/долл. США). Высокую материалоемкость ВВП демонстрировали и другие страны с быстрорастущими экономиками, в том числе Индия и Индонезия (4,0782 и 4,8236 кг/долл. США соответственно).

В США, напротив, с начала 1990-х гг. обрабатывающая промышленность, где используются разнообразные материалы и производятся товары, перестала быть лидирующей отраслью экономики. По данным ВЕА, суммарный вклад в ВВП отраслей, производящих продукцию, т.е. реальные материальные ценности (сельское хозяйство, добыча полезных ископаемых, обрабатывающая промышленность, производство и распределение электроэнергии, воды и газа, строительство), в 2015 г. составил в США лишь 20,5%, т.е. в относительном выражении был в 2,5 раза ниже, чем в Китае. С 2008 г. на первые позиции постепенно переместились отрасли, связанные с недвижимостью, арендой и лизингом (в 2015 г. вносили 13,1% в ВВП), профессиональные и деловые услуги (12,2%), оптовая и розничная торговля (12%) и прочие услуги (суммарно 79,5%). Экономика услуг не требует для своего развития особых затрат материалов, в том числе минерального сырья. Поэтому вклад добычи твердых полезных ископаемых в ВВП США сократился в 1956–2015 гг. с 1,0 до 0,3%. Снизилась и доля в ВВП производства материалоемкой промышленной продукции: первичных металлов (с 2,2 до 0,3%) и готовых изделий из них (с 2,0 до 0,8%), продукции машиностроения (с 2,3 до 0,9%), товаров на основе неметаллического сырья (с 0,9 до 0,3) и т.д. Потребление материалов на 1 долл. ВВП в США уменьшилось в 2 раза — с 0,9537 в 1980 г. до 0,4793 кг/долл. в 2010 г. США наряду с Брунеем, Бермудскими и Багамскими островами, а также Японией и рядом стран Европы с аналогичной моделью развития (Великобритания, Германия, Франция, Италия, Бельгия, Дания, Норвегия, Швейцария, Швеция) вошли в число стран мира с наименьшей материалоемкостью ВВП.

Как видно, рост китайской экономики в значительно большей степени, чем американской, зависит от отраслей, потребляющих материалы для производства товаров, а значит, и от состояния минерально-сырьевого комплекса и минерально-сырьевой базы в частности. Именно с этим связано особое положение минерально-сырьевого комплекса в экономике Китая. В 1995–2015 гг. запасы многих видов полезных ископаемых в этой стране стремительно увеличивались, что стало важнейшим условием роста производства минерального сырья. Так, запасы молибдена увеличились в 17 раз, фосфатов — в 15, висмута — в 12, графита — в 11, меди — в 9, железной руды — в 6, магнетита — в 2,3 раза и т.д.

В результате в Китае получение материалов в 1980–2013 гг. возросло на 896%. После 2002 г. оно увеличивалось ежегодно на 1200–2200 млн т и в 2013 г. превысило 34% их мирового производства, составив 28 904 млн т (рис. 6). Из этого количества 74% составляли твердые (рудные и неметаллические) полезные ископаемые. В 1980–2013 гг. беспрецедентно высоким был средний темп роста добычи в этой стране неметаллического сырья (11,3% в год) и руд металлов (8,9%), извлечение которых за этот период возросло более чем на 3420 и 1570% соответственно (для сравнения производство биологических материалов увеличивалось в среднем на 2,5%, а горючих полезных ископаемых — на 5,3% в год). В 2013 г. китайские месторождения обеспечили 45,5% мировой добычи твердых полезных ископаемых, в том числе 50,6% неметаллического и 22,5% рудного сырья (для сравнения — доля Китая в мировом производстве горючих полезных ископаемых составляла 27,6%, а в добыче биоматериалов — 15,1%).

В силу геологических причин Китай обладает крайне незначительными запасами хромитов, танталоникобатов, Со и Ni, боратов, и его доля в мировой добыче этих видов сырья не превышает 3–6%. По тем же причинам в стране практически отсутствуют запасы и добыча МПГ, Те, алмазов, перлитов. Однако Китай занимает 1-е место в мире по добыче (доля в мировой добыче, %) Au (15), Se (34), S (15), соли (21) и уверенно лидирует, в несколько раз превосходя страны, занимающие 2-е место в мировом рейтинге, по рудничной добыче гипса и ангидрита (24,4), талька (28,5), барита (32,2), Zn (35,7), Cd (35,9), Sn (42,1), Pb (46,6) и кальцинированной соды (47,3), V (50,7), фосфатов (51,8), цемента (59,6), Bi (62,8), магнезита (65,0), извести (65,7), As (68,1), Sb (68,2), флюорита (68,3), Ge (68,8), графита (69,8), Hg (76,8), W (81,4), Ga (82,9), РЗЭ (85,4). Второе место в мировом рейтинге с долей свыше 10% Китай занимает по рудничному производству каолиновых глин, калийных солей и вермикулита (по 11,3), Ag (12,3),

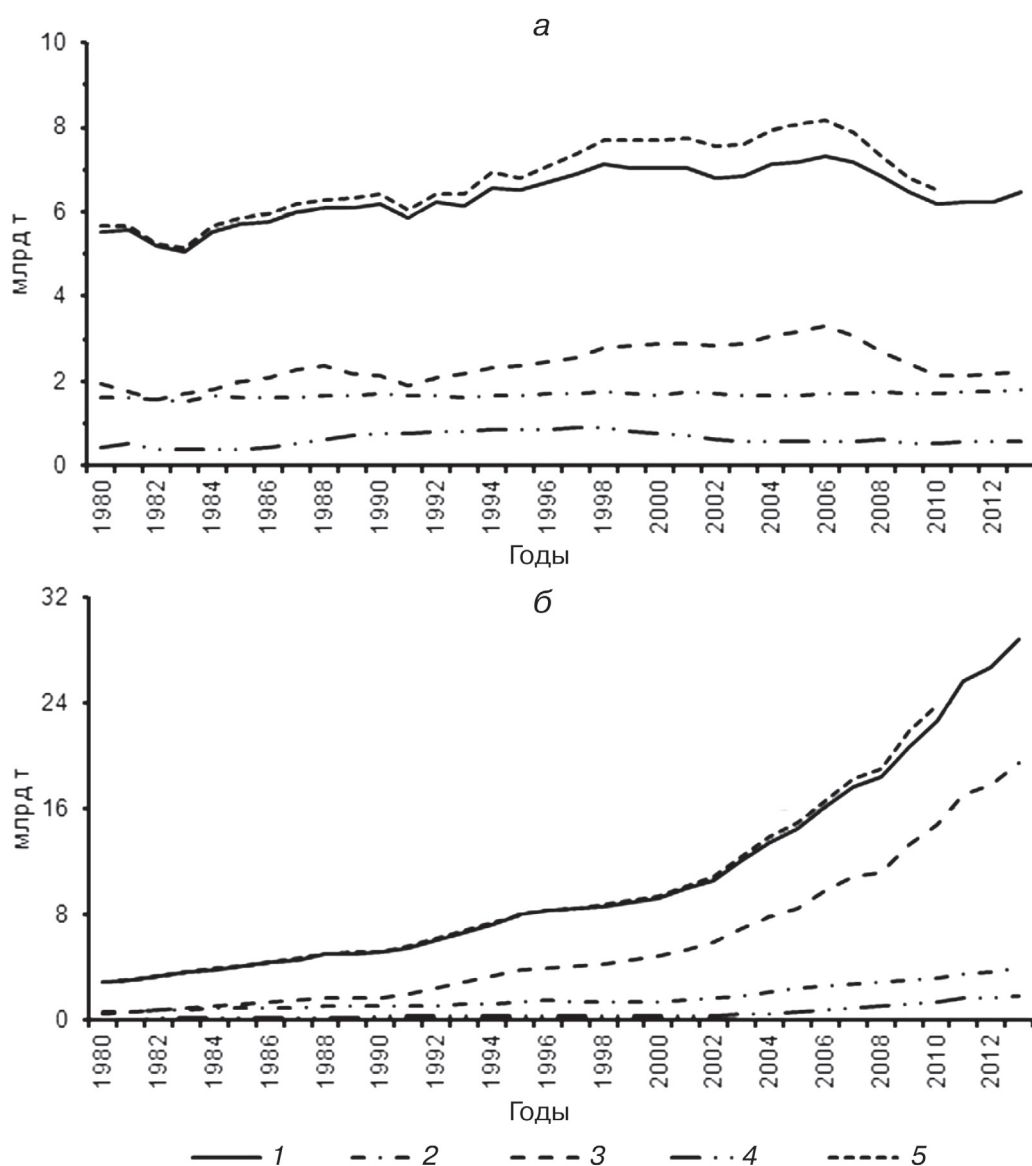


Рис. 6. Производство и потребление материалов разных видов в США (а) и Китае (б) в 1980–2013 гг.: 1–4 — производство материалов: 1 — суммарное (включая биологические материалы), 2 — горючие полезные ископаемые, 3 — промышленное сырье и строительные материалы, 4 — руды металлов; 5 — суммарное потребление всех видов материалов (включая биологические)

Li (13,9), Mn (13,7), Ti (15,2), диатомитов (19,5), бентонитовых глин (20,6), бокситов и асбеста (по 22,4).

Примечательно, что именно в последние 20 лет произошел резкий рост вклада Китая в мировую добычу многих из перечисленных видов минерального сырья. Так, его доля в мировом производстве флюорита возросла в 1990–2015 гг. в 1,2, соли — в 1,3, цемента — в 1,9, графита — в 2,0, брома — в 2,3, кальцинированной соды — в 2,5, фосфатного сырья в 2,8, гипса и ангидрита — в 3,4, каолина — в 3,6, извести — в 4,0, магнезита — в 5,7, калийных солей — в 35,7 раза. Таким образом, не будет преувеличением сказать, что утверждение Китая в качестве мировой мастерской стало возможным благодаря превращению его в мировой рудник. Развитый минерально-сырьевой комплекс справедливо рассматривается в Китае как важное конкурентное преимущество и один из драйверов китайской экономики, способный не только поддерживать рост высокотехнологичных отраслей доходами от добычи минерального сырья, но и обеспечить эти отрасли необходимыми полезными ископаемыми.

Суммарное извлечение всех материалов в США в 1980–2013 гг., напротив, увеличилось только на 17%, достигнув лишь 6469 млн т (рис. 6,а). Еще в 1980 г. соотношение между производством всех материалов в США и Китае составляло примерно 1,9:1 в пользу США, однако к 2013 г. оно изменилось до 0,12:1 в пользу Китая. При этом добыча неметаллического сырья в США была в 8,8 раза, а рудного — в 3,3 раза меньше, чем в Китае. Это стало результатом очень низкого темпа роста в США как производства материалов в целом (0,5% в год), так и их отдельных видов (биоматериалов — 0,3%, горючих и неметаллических полезных ископаемых — по 0,4%, руд металлов — 1,0% в год). По этой причине за 33 года производство индустриальных минералов, горно-химического сырья и стройматериалов в США увеличилась только на 13%, а руд металлов — на 38%.

Важная особенность китайской экономики — сравнительно устойчивый характер роста добычи минерального сырья. В Китае, сохранившем планирование экономического развития и управляемость экономики, в 1980–2013 гг. сокращение добычи неметаллических полезных ископаемых происходило только в 1989 и 1990 г. Спадом в добыче руд металлов отмечена каждая из крупных рецессий в мировой экономике, в том числе имевших место в 1981, 1991, 2001 гг.; снижение добычи произошло также в 1996 г. и во время азиатского финансового кризиса в 1998–1999 гг. Однако ни в одном из упомянутых случаев спад производства минерального сырья не превысил

7,1% (в среднем 2,7%) и не продолжался более 2 лет подряд. В США в тот же период были зафиксированы 10 лет, когда происходило падение добычи неметаллического сырья (1981–1982, 1989–1991, 2002 и 2007–2010), а также 12 лет, когда сокращалась добыча руд металлов (1982–1983, 1995, 1999–2005, 2007, 2009). При этом снижение производства твердых полезных ископаемых могло продолжаться по 3–7 лет подряд, и в результате многолетнего спада сокращение производства неметаллических полезных ископаемых достигало 20–35%, а руд металлов — 29–33%.

Примечательно, что потребление материалов в США и Китае возрастало быстрее их производства, и разница между внутренним производством и использованием материалов покрывалась за счет импорта. Хотя уже в 1980 г. Китай использовал в экономике материалов больше, чем производил, заметного размера нетто-импорт достиг только в начале 2000-х гг., однако и в 2010 г. он составил 1200 млн т, т.е. всего около 5% внутреннего потребления. На рост внутреннего потребления минерального сырья Китай отвечает расширением его производства на территории страны, ограничением экспорта сырья (например, флюоритовых концентратов, необработанного графита и т.д.) и созданием стимулов для переработки его в продукты с более высокой добавленной стоимостью на своей территории, а также активным участием в разработке полезных ископаемых во многих странах и на всех континентах.

В США суммарное потребление всех материалов в 1980–2010 гг. увеличилось на 15%, тогда как добыча — лишь на 11,7%. В результате падения добычи минерального сырья, опережающего сокращение его использования, США во все возрастающей степени вынуждены полагаться на импорт материалов. Нетто-импорт уже в середине 1980-х гг. измерялся сотнями миллионов тонн; он сокращался в период экономических рецессий, достигая максимума в годы экономического бума (например, 0,87 млрд т, или 10,7% внутреннего потребления, в 2005 г.).

Сокращение материалоемкости ВВП и потребления материалов на душу населения стало не единственным последствием перехода США к экономике услуг. Многие производства — потребители минеральных материалов были перенесены за рубеж; во внешней торговле сформировался устойчивый огромный отрицательный внешнеторговый баланс (501 млрд долл. США в 2016 г.), обусловленный резким преобладанием импорта товаров (2210 млрд долл.) над их экспортом (1460 млрд долл.), в том числе в торговле со странами, воспринимаемыми в качестве главных экономических конкурентов (прежде всего с Китаем).

Трудности, связанные с получением участков земли для добычи полезных ископаемых, избыточное давление экологического законодательства, высокая степень геологической изученности территории и постепенное истощение ресурсов легко открываемых месторождений, из-за чего возрастают затраты на открытие одного месторождения, — все это лишь немногие из причин, которые делают поиски, разведку и разработку полезных ископаемых малопривлекательной сферой применения капитала и также вносят вклад в постепенную деградацию горнодобывающей отрасли в США.

Снижение внутреннего спроса на минеральное сырье в сочетании с падением мировых цен на многие его виды, выраженных в постоянных деньгах, а также с ростом издержек на его добычу, в частности, из-за высокой стоимости труда и с низкой доходностью этой отрасли в США (добыча неэнергетического минерального сырья по доходности около 1% занимает последнее место среди 19 отраслей экономики США) имели следствием постоянно увеличивающуюся зависимость от импорта. В 2015 г. США импортировали свыше 50% потребляемых ими Cr, In, Li, Pd, Ag, барита; зависимость от импорта превысила 75% по Zn, Co, Sn, Sb, Bi, Ge, Te, Re, Pt, Y, PЗЭ, титановым концентратам, гранату (абразивному), калийным солям, штучному камню. США на 100% зависели от привозных асбеста, бокситов, флюорита, графита, полудрагоценных камней, слюды, а также Mn, V, As, Ga, In, Nb, Rb, Sc, Sr, Ta, Tl, Th. Особо болезненна для США (и стран ЕС) высокая зависимость от поставок сырья из Китая, обеспечивающего потребности американской экономики (%) в As на 89, Sc — 80, Y — 78, Sb — 68, барите — 73, Bi — 64%, магнезите — 54, W — 40, графите — 38, слюде (чешуйчатой и скрапе) — 34, вермикулите — 28, Ga — 26, тальке — 23, Te — 21, Ta — 18.

Что касается нашей страны, в России, как и в США, в 2015 г. обрабатывающая промышленность уже не лидировала по величине вклада в ВВП. Суммарная валовая добавленная стоимость, созданная в отраслях, которые производят продукцию, в 2015 г. в России составила 33,3% ВВП (по сравнению с 52,6% в Китае и 20,5% в США). В структуре российского ВВП среди прочих видов экономической деятельности лидирующие позиции занимали операции с недвижимостью и аренда (15,5%), а также оптовая и розничная торговля (14,1%), что стало возможным благодаря значительному объему продаж товаров, созданных в других странах, т.е. за счет большой доли импортных товаров в торговле.

Вклад добычи полезных ископаемых в ВВП в России намного более значителен (8,7%), чем в США, однако его большая часть обеспечивается

производством энергоносителей, а не твердых полезных ископаемых. Материалоемкость российского ВВП только в 1992–2010 гг. снизилась с 3,4224 до 1,9748 кг/долл., т.е. в 1,7 раза. По темпу снижения потребления материалов на 1 ед. ВВП Россия сравнялась с Индией, уступала в этот период лишь Южной Корее и Великобритании (2,14 и 2,0 раза соответственно), но опережала такие экономически развитые страны, как США (1,57), Германия (1,56), Япония (1,52), Испания (1,46), Франция (1,45), Италия (1,41), Китай (1,36) и Турция (1,21). Однако только в России в этот период быстрое снижение материалоемкости ВВП сочеталось с таким низким средним темпом его роста и объяснялось в значительной степени не модернизацией экономики, внедрением наукоемких технологий и т.д., а быстрым изменением структуры ВВП в результате сокращения производства в обрабатывающем секторе и практическим исчезновением некоторых отраслей промышленности в 1990-х гг.

Невостребованность одних видов минерального сырья и малая емкость внутреннего рынка в отношении ряда других составляют одну из важнейших проблем минерально-сырьевого комплекса России. Если для некоторых цветных металлов, например, устанавливается положительный тренд использования (Mg, Zn), то в отношении рынка других можно говорить о стагнации (Cu, Al), а для некоторых (Pb, Sn) — устанавливается снижение спроса. Это связано с тем, что емкость внутреннего рынка в отношении минеральных материалов определяется состоянием основных отраслей-потребителей сырья и его производных, т.е. в случае цветных металлов, например, положением дел в черной металлургии, машиностроении, оборонно-промышленном комплексе, строительной отрасли. Заполнение внутреннего российского рынка импортной продукцией привело к значительному снижению потребления цветных металлов в электро- и радиотехнической промышленности, автомобилестроении. По итогам экономического развития страны даже в относительно благополучные 2007–2013 гг. для большинства потребляющих отраслей и видов промышленной продукции индекс производства в среднем составил 100–110%, а для многих видов промышленной продукции (выпуск электроаккумуляторов, электродвигателей, строительство судов, вертолетов, самолетов и т.д.) индекс был меньше 100%.

На экономику России негативно влияет и непомерный рост экспорта некоторых традиционных видов продукции минерально-сырьевого комплекса (Ni, Cu, Al, МПГ, алмазы) на фоне снижения добычи многих видов минерального сырья, что приближает структуру экономики к модели экспортно-сырьевого типа. Однако перед

страной стоит проблема почти полного (по Mn, Cr, Sr, Zr, Hg и др.) или весьма значительного (по Pb и Zn, флюориту, бариту, каолину и др.) дефицита некоторых видов минерального сырья. Как негативную следует рассматривать и тенденцию к снижению обеспеченности уровня добычи, достигнутого в 2014 г., активными запасами полезных ископаемых. В мире обеспеченность многими видами минеральных материалов в целом снижается, но в России по ряду позиций она оказывается существенно ниже мировой (в частности, приблизительно в 2 раза ниже по свинцу, золоту, серебру, в 3–3,5 раза — по МПГ, бариту и калийным солям, в 5 раз по хрому и т.д.) и, по всей видимости, в ближайшие 10–15 лет продолжит снижаться. В перспективе уменьшение обеспеченности российской экономики запасами некоторых видов полезных ископаемых может повлечь необходимость расширять импорт все новых минеральных материалов, что неизбежно в случае возможного увеличения их потребления при более высоком темпе роста реального сектора экономики. Недопустимо, чтобы решение стоящей перед страной задачи по импортозамещению в сфере производства товаров и технологий сопровождалось ростом импорта минерального сырья.

Многие последствия перехода к фактически складывающейся в нашей стране экономике услуг неприемлемы. События последнего времени продемонстрировали, что суверенная Россия может сохраниться только при условии самодостаточности. Россия не может позволить себе ни колоссальный внешнеторговый дефицит, ни низкий темп экономического роста, ни риски, связанные с чрезмерной зависимостью от внешних поставок важнейших товаров, в том числе минеральных.

Заключение. В конце XX и начале XXI в. мировой минерально-сырьевой комплекс демонстрирует тенденции к увеличению добычи и потребления минеральных материалов, концентрации их производства, снижению обеспеченности мировой и национальных экономик запасами многих видов минерального сырья.

После 2002 г. рост ВВП на душу населения Земли не в последнюю очередь обеспечивается увеличением потребления материалов, среди которых опережающим образом возрастает роль неметаллических полезных ископаемых и руд металлов при снижении доли горючих полезных

ископаемых и особенно возобновляемых ресурсов (биоматериалов). Значение материалов вообще и минерального сырья в особенности быстро возрастает в тех регионах и странах, где реализуются крупные инфраструктурные проекты и строятся современные диверсифицированные экономики (прежде всего это страны Южной и Восточной Азии).

Ускоренный рост добычи строительных материалов, индустриальных минералов, горно-химического сырья и руд металлов обеспечивает материалами создание современной инфраструктуры и служит важнейшей предпосылкой быстрого развития остальных отраслей экономики. Современная история развития крупнейших экономик мира показывает, что наиболее высокий темп экономического роста достигался там и тогда, где и когда он поддерживался развитием минерально-сырьевой базы и быстрым расширением производства материалов, прежде всего твердых полезных ископаемых. Страны, оказывающиеся в силу тех или иных причин не способными обеспечить за счет собственных ресурсов недр высокий темп роста добычи полезных ископаемых, соответствующий скорости роста их экономик, оказываются перед необходимостью в возрастающем количестве импортировать минеральное сырье и (или) его производные.

В мире в целом не наблюдается никаких признаков уменьшения значения сырьевых материалов в экономическом развитии. Сокращение добычи и потребления минерального сырья в относительно медленно развивающихся странах, в отраслевой структуре ВВП которых доминирует сфера услуг, т.е. находящихся на постиндустриальной стадии развития производства, становится возможным только за счет роста его добычи и потребления в остальных странах, переноса обрабатывающих отраслей за пределы национальной территории и ценой растущей зависимости от внешних поставок как важнейших материальных благ, так и многих видов минерального сырья.

Принятие стратегии экономического развития России в ближайшее время позволит определить выбор модели развития экономики страны в предстоящие годы, а значит, динамику потребления материалов, в том числе минеральных, т.е. будущее минерально-сырьевого комплекса страны и отношение к развитию минерально-сырьевой базы экономики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Официальный сайт Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации: URL: <http://www.mnr.gov.ru/regulatory/list.php?part=1376> (дата обращения: 15.06.2017).

Российский статистический ежегодник: URL: http://www.gks.ru/free_doc/doc_2016/year/year16.pdf (дата обращения: 15.06.2017).

Bureau of Economic Analysis / US Department of Commerce: URL: https://www.bea.gov/industry/gdpbyind_data.htm (дата обращения: 15.06.2017).

International Monetary Fund: URL: <http://www.imf.org/en/Data#global> (дата обращения: 15.06.2017).

Кноема: URL: <http://кноема.ru/mhrzolg/gdp-by-country-statistics-from-the-world-bank-1960-2015> (дата обращения: 15.06.2017).

materialflows.net: URL: <http://www.materialflows.net/materialflowsnet/data/data-download/> (дата обращения: 15.06.2017).

National Bureau of Statistics of China: URL: <http://www.stats.gov.cn/english/statisticaldata/AnnualData> (дата обращения: 15.06.2017).

The World Bank: URL: <http://data.worldbank.org/indicator/NY.GDP.МКТР.CD> (дата обращения: 15.06.2017).

United Nations, World population division: URL: <https://esa.un.org/unpd/wpp/Download/Standard/Population> (дата обращения: 15.06.2017).

UN Trade Statistics: URL: <https://comtrade.un.org/data> (дата обращения: 15.06.2017).

USGS National Mineral Information Center: URL: <http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity> (дата обращения: 15.06.2017).

World Mineral Production: URL: <http://www.bgs.ac.uk/mineralsUK/statistics/worldStatistics.html> (дата обращения: 15.06.2017).

World Mining Congress: URL: <http://www.wmc.org.pl/?q=node/49> (дата обращения: 15.06.2017).

Поступила в редакцию
10.08.2017

УДК 551.24

Л.И. Демина¹, В.С. Захаров², М.Ю. Промыслова³, С.П. Завьялов⁴

СООТНОШЕНИЕ КОЛЛИЗИОННОГО И ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА ТАЙМЫРА ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ⁵

Показано, что в пределах Таймырской складчатой области коллизионный и трапповый магматизм пространственно совмещены. Трапповый магматизм во времени сопряжен с позднеколлизионной и постколлизией стадиями. Суперкомпьютерное моделирование показало возможность разогрева мантии и коры на поздних стадиях коллизии, сопровождающегося базальтовым магматизмом в довольно значительном объеме.

Ключевые слова: коллизия, магматизм, траппы, суперкомпьютерное моделирование, Таймыр.

It is shown that in the Taymyr folded region the collision and trap magmatism are spatially combined. In time trap magmatism is associated with late-collision and post-collisional stages. Supercomputer modeling showed the possibility of mantle and crust heating in the late stages of collision, accompanied by basaltic magmatism in a quite large amount.

Key words: collision, magmatism, traps, supercomputer modeling, Taymyr.

Введение. Таймырская складчатая область северного обрамления Сибирской платформы — одна из крупнейших структур Арктики. В ее составе выделяются три зоны — Северо-, Центрально- и Южно-Таймырские. Границами зон служат крупные надвиги Главный Таймырский и Пясино-Фаддеевский. Северо-Таймырская зона сложена ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами а также амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллосланцами [Забияка, 1974; Беззубцев и др., 1986]. В составе Центрально-Таймырской зоны выделяются дорифейские Мамонто-Шренковский и Фаддеевский кратонные блоки (террейны) [Проскурин и др., 2014], а также метаморфизованные магматические, вулканогенно-осадочные и карбонатные образования преимущественно рифейского возраста, перекрытые венд-раннекаменноугольным чехлом. Южно-Таймырская зона — прогиб, выполненный осадочными, карбонатными и вулканогенно-осадочными породами с возрастом от ордовика до триаса [Верниковский, 1996].

Представления о геодинамической эволюции Таймырской складчатой области крайне противоречивы. Часть исследователей связывают ее формирование с тектонической активизацией северной части Сибирской платформы в карбоне — перми [Погребницкий, 1971; Беззубцев и др., 1986].

А.И. Забияка с соавторами [1986] выделили докембрийские байкалиты и карелиты: Мининско-Вальтеровскую миогеосинклиналь в обрамлении Карской платформы и Чукчинско-Челюскинскую эвгеосинклиналь для Сибирской платформы соответственно. Согласно В.А. Верниковскому [1996] развитие Таймырской складчатой области началось в позднем рифее с аккреции и коллизии островной дуги и континентальных блоков с корой раннепротерозойского возраста. В венде произошла коллизия аккреционного блока с Сибирским континентом, после чего область развивалась как пассивная окраина вплоть до позднего карбона — ранней перми, когда произошла коллизия Карского и Сибирского континентов и закрылась Таймырская ветвь Палеоазиатского океана. Этот этап коллизии (306–258 млн л.н.) зафиксирован известково-щелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфизмом. В интервале от 264 до 247 млн л.н. проявился постколлизийный гранитоидный магматизм латитового ряда, который сменился интенсивным трапповым магматизмом на границе перми и триаса (249–242 млн л.н.).

Такая пространственная и временная связь коллизионного и траппового магматизма не может быть случайной. Характер их взаимоотношения представляет собой одну из главных проблем геодинамической эволюции Таймырской складчатой

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* lidem06@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, Университет «Дубна», кафедра общей и прикладной геофизики, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* zakharov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ассистент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* maru_promyslova@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; *e-mail:* serhantes91@gmail.com

⁵ Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 17-05-01270).

области. Преобладающая в настоящее время точка зрения о суперплюмовой природе траппового магматизма региона не учитывает его связь с коллизионным процессом, которая, на наш взгляд, очевидна. Трудно представить, что поднятие горячей мантии, необходимое для формирования базальтового магматизма, происходит совершенно независимым образом и никак не связано с развитием коллизии, в которую вовлечены значительные объемы литосферы и подлитосферной мантии.

Для понимания процессов, сопровождающих коллизию, и для объяснения связи коллизионного и траппового магматизма целесообразно привлечь суперкомпьютерное моделирование. Возможная схема формирования базальтового (траппового) магматизма во внутриконтинентальных условиях без привлечения плюма в ходе развития континентальной коллизии описана, например, в работе [Lustrino, 2005]. Однако подобные построения схематичны и не подтверждены компьютерной моделью.

В настоящее время компьютерному моделированию континентальной коллизии посвящено много работ. Так, в работе [Dymkova et al., 2016] на основании численного моделирования показано возможное сочетание коллизионного и базальтового магматизма — во время субдукции и на начальных стадиях коллизии развивается базальтовый магматизм, который переходит в кислый коллизионный. В наших предыдущих работах, например в [Захаров и др., 2015], также выявлено последовательное проявление кислого (син- и постколлизионного) и базальтового (фор-

мирование базальтовой коры в задуговом бассейне) магматизма.

В ряде моделей, например в [Krystopowicz, Currie, 2013], рассмотрен процесс деламинации погружающейся литосферы в ходе коллизионного взаимодействия, что приводит к поднятию астеносферы под кору и может вызвать обильный базальтовый магматизм в зоне коллизии. Однако в этих работах не рассматривается соотношение базальтового магматизма с коллизионным. В работе [Perchuk et al., 2016] по результатам моделирования также показано, что на поздних стадиях коллизии за счет «отката» слэба происходит формирование широкого ультрагорячего орогена и возникает обширная область базальтового магматизма, но здесь рассмотрены условия, соответствующие палеопротерозою—архею, для которых характерна более высокая (по сравнению с современной) температура мантии, что, несомненно, значительно влияет на процессы магматизма.

Нами представлено объяснение соотношения коллизионного и траппового магматизма Таймыра в рамках развития континентальной коллизии на основании сопоставления геологических данных и результатов моделирования.

Коллизионный магматизм Таймырской складчатой области. В Таймырской складчатой области к коллизионным магматитам относятся преимущественно гранитоиды, разделенные на три типа: автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные [Верниковский, 1996]. Первые развиты преимущественно в Северо-Таймырской зоне (рис. 1), остальные распространены шире и встречаются

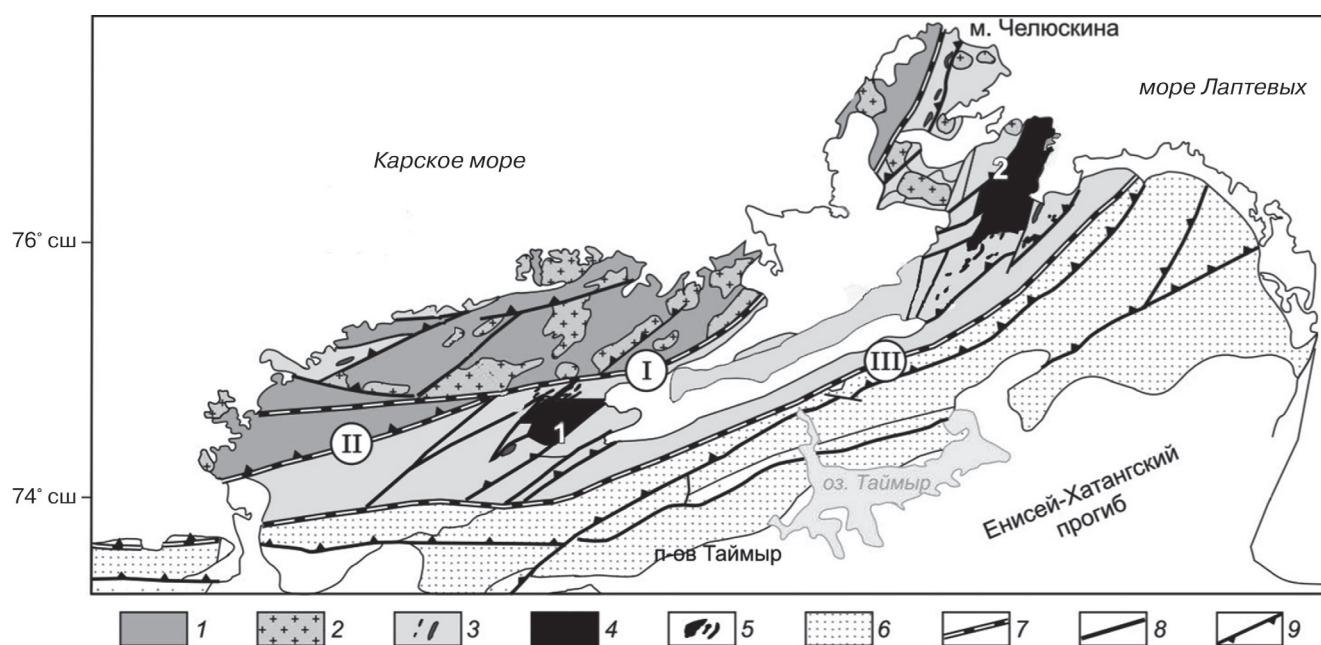


Рис. 1. Схема тектонического районирования Таймырской складчатой области, по [Проскурин и др., 2014], с изменениями: 1 — Карский микроконтинент (NP-PZ); 2 — коллизионные гранитоиды (PZ); 3 — Центрально-Таймырский аккреционный пояс с офиолитами; 4 — Мамонто-Шренковский (1) и Фаддеевский (2) кратонные террейны; 5 — рифейские гранитоиды; 6 — Южно-Таймырский складчатый пояс (PZ-MZ); 7 — сuture: I — Главная Таймырская, II — Диабазовая, III — Пясино-Фаддеевская; 8 — сбросы, взбросы, сдвиги; 9 — надвиги



Рис. 2. Фото контакта порфировых гранитоидов с амфиболитами, м. Скалистый

как в Центрально-, так и в Южно-Таймырской зонах, где они прорывают толщи позднерифейских метаморфитов и осадочных пород венда–среднего палеозоя.

Автохтонные гранитоиды слагают небольшие (до нескольких десятков квадратных километров) тела и связаны постепенными переходами с вмещающими породами, метаморфизованными в условиях гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой и гранат-биотит-ортоклазовой минеральных ступеней амфиболитовой фации. В качестве примера можно привести изученный нами гранито-гнейсовый купол г. Медвежьей, расположенный в правом борту одноименной речки вблизи ее впадения в р. Ленивая. Здесь в обнажениях восточного и южного склонов купола хорошо видно, что его породы наследуют текстуры и состав вмещающих толщ. Например, гранат-биотитовые гранито-гнейсы, гнейсограниты и пегматиты развиты непосредственно в контактах с гранат-биотитовыми кристаллосланцами. На контакте с амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллосланцами об-



Рис. 3. Фото гранитных жил в амфиболитах, м. Скалистый

разовались более щелочные гранито-гнейсы с розовыми кристаллами калиевого полевого шпата. К этой группе относятся также порфировидные граниты, слагающие небольшие конкордантные тела в гнейсах и амфиболитах. Наиболее крупное тело протяженностью несколько сотен метров мы наблюдали в 3 км на восток от м. Скалистый, где в уступе береговой террасы обнажается контакт его лежачего бока с меланократовыми габбро-амфиболитами (рис. 2).

Количество калиевого полевого шпата в породах обычно составляет 20–30%, а в отдельных случаях достигает 70%. Таблитчатые порфирообласты размером до 5×10 см ориентированы параллельно контакту, что придает текстуре пород гнейсовидный облик. Среднезернистая основная масса сложена олигоклазом, кварцем, часто дымчатым, биотитом, реже амфиболом. Вторичные минералы представлены эпидотом и хлоритом, акцессорные — апатитом, сфеном и цирконом. Отметим, что процессы гранитизации метаморфических пород развиты очень широко. Глиноземистые разности пород мигматизированы практически полностью, богатые кальцием основные породы часто брекчированы, а гранитный материал выступает в качестве цементирующей массы (рис. 3).

Параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды представлены крупными (до нескольких сотен квадратных километров) дискордантными массивами сложного строения и состава. Помимо преобладающих двуслюдяных, биотитовых и биотит-амфиболовых разностей гранитов, присутствуют также гранодиориты, граносиениты, кварцевые сиениты, диориты и монцониты [Забияка и др., 1986]. Возраст гранитоидов составляет 285–306 млн лет, а их образование связывают с коллизией Карского и Сибирского континентов [Верниковский, 1996].

К постколлизийному типу отнесены гранитоиды пестрого состава — от субщелочных биотитовых порфировидных гранитов и биотит-амфиболовых гранодиоритов до кварцевых сиенитов, диоритов и монцонитов с возрастом от 264 до 247 млн лет [там же].

Трапповый магматизм Таймырской складчатой области. Позднепермский–раннетриасовый трапповый магматизм особенно широко развит в Южно-Таймырской зоне и представлен туфобазальтовой, габбродолеритовой, троктолит-габбро-долеритовой формациями [Проскурин и др., 2009]. Мощность и площадь развития эффузивных образований закономерно уменьшаются с запада на восток. В пермских отложениях преобладают силлы и дайки габбродолеритов. На западе трапповый магматизм приурочен к грабен-синклинальным структурам субширотного простирания. Например, Усть-Пясинская грабен-синклиналь имеет протяженность около 100 км, а Сырадасайская — 300 км. Они разделены Ефремово-Коундейским горстом [Владимиров, Никулин, 1991]. В западной части

**Химический и нормативный состав долеритов трапповой
формации Восточного Таймыра, р. Становая**

Состав	Номер п/п, номер образца					
	1	2	3	4	5	6
	43-1	43-1a	43-1b	43-2a	43-2b	43-5
SiO ₂	44,7	44,81	45,25	46,1	46,15	45,92
TiO ₂	3,46	3,51	3,55	3,84	3,91	3,92
Al ₂ O ₃	13,62	13,5	13,68	13,67	13,8	13,76
Fe ₂ O ₃	3,42	3,54	3,39	2,45	2,3	2,31
FeO	9,91	9,81	9,45	11,65	11,5	11,75
MnO	0,18	0,17	0,15	0,2	0,16	0,19
MgO	6,14	6,21	6,05	4,87	4,65	4,64
CaO	10,31	10,2	10,12	8,45	8,3	8,36
Na ₂ O	2,98	2,84	2,91	3,61	3,65	3,68
K ₂ O	1,21	1,19	1,2	1,18	1,25	1,23
P ₂ O ₅	0,36	0,4	0,35	0,51	0,55	0,58
ппп	3,03	2,85	2,95	2,54	2,8	2,8
Сумма	99,32	99,03	99,05	99,07	99,02	99,14
Нормы CIPW						
Or	6,03	5,99	6,08	5,97	6,37	6,23
Ab	18,44	20,06	21,24	26,77	27,51	26,7
An	17,05	17,55	17,78	15,09	15,17	14,93
Ne	4,12	1,68	1,16	0,99	0,76	1,64
Di	24,1	23,38	23,33	17,97	17,26	17,4
Ol	14,7	15,22	14,35	17,52	17,1	17,29
Mt	5,02	5,26	5,07	3,66	3,46	3,45
Il	10,16	10,42	10,6	11,46	11,75	11,71
Ap	0,4	0,45	0,39	0,57	0,62	0,65
Сумма	100,02	100,01	100	100	100	100

Примечания. Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, аналитик Е.Н. Костылева. Здесь и на рис. 4: Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — анортит, Ne — нефелин, Di — диопсид, Ol — оливин, Mt — магнетит, Hem — гематит, Il — ильменит, Ap — апатит.

Сырадасайской структуры находится крупное одноименное платиноносное медно-никелевое месторождение, аналогичное таковым в Норильском районе. В пределах Северной и Центральной зон трапповый магматизм фиксируется многочисленными дайками, реже sillами и небольшими телами долеритов, габбродолеритов и габбро.

Нами отмечены дайки долеритов очень свежего облика в обнажениях бортов рек Становая, Мамонта, Шренка, Медвежья, Ленивая, а также в береговых обрывах Берега Харитона Лаптева. В большинстве случаев дайки мощностью от 0,2 до 10 м имеют крутое (70–80°), иногда вертикальное залегание и разное простирание. Нами изучены долериты с типичной диабазовой структурой, развитые в районе р. Становая. Они состоят из

оливина (5–10%), клинопироксена (35–45%), основного плагиоклаза (45–50%) и титаномagnetита (до 5%). Их химический состав (таблица, рис. 4) относительно постоянен и весьма близок к высокотитанистым разностям трапповой формации Южно-Таймырской зоны и Норильского района.

Возраст траппового магматизма Таймырской складчатой области по геологическим и изотопным данным по валовым пробам оценивается в интервале 268–220 млн лет [Золотухин и др., 1986]. Для дайки габбродолеритов, расположенной в зоне Главного Таймырского надвига, В.А. Верниковским [1996] получено значение возраста в 242 млн лет.

Таким образом, Таймырская складчатая область — уникальная структура, где коллизионный и трапповый магматизм пространственно совмещены, а последний частично сопряжен во времени с коллизионным, но в основном широко проявляется в постколлизионное время.

Суперкомпьютерное моделирование процесса континентальной коллизии. Описание модели. Для воспроизведения динамики Таймырской коллизионной зоны нами использован оригинальный согласованный код для двумерного термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов, разработанный Т.В. Герей с коллегами [Gerya, Yuen, 2003]. В моделях рассматривается деформация вязко-пластической среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде. Учитывается влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление и кристаллизация, степень и интенсивность которых зависят от *PT*-условий и содержания флюида, а также миграция флюидов и расплавов. Для представления литологической структуры модели использовано около 20 млн лагранжевых маркеров.

В ходе работы мы моделировали динамику литосферы и верхней мантии (астеносферы) в вертикальном сечении, горизонтальный размер модели 4000 км, вертикальный — 400 км. Для сопоставления результатов моделирования с природными комплексами со сложной геометрией необходимо высокое разрешение моделей (1 км в центральной зоне, где происходит конвергенция). Подобная детальность требует больших вычислительных ресурсов и применения суперкомпьютеров.

Начальное состояние модели — два блока континентальной литосферы, разделенных океанским бассейном шириной 600 км, при этом задается скорость движения левого континента; коллизии предшествует субдукция океанической литосферы под правый континент. В работе рассмотрен случай, при котором конвергенция прекращается после полного поглощения океанической литосферы.

В настоящее время большинство исследователей сходятся во мнении, что переход к современ-

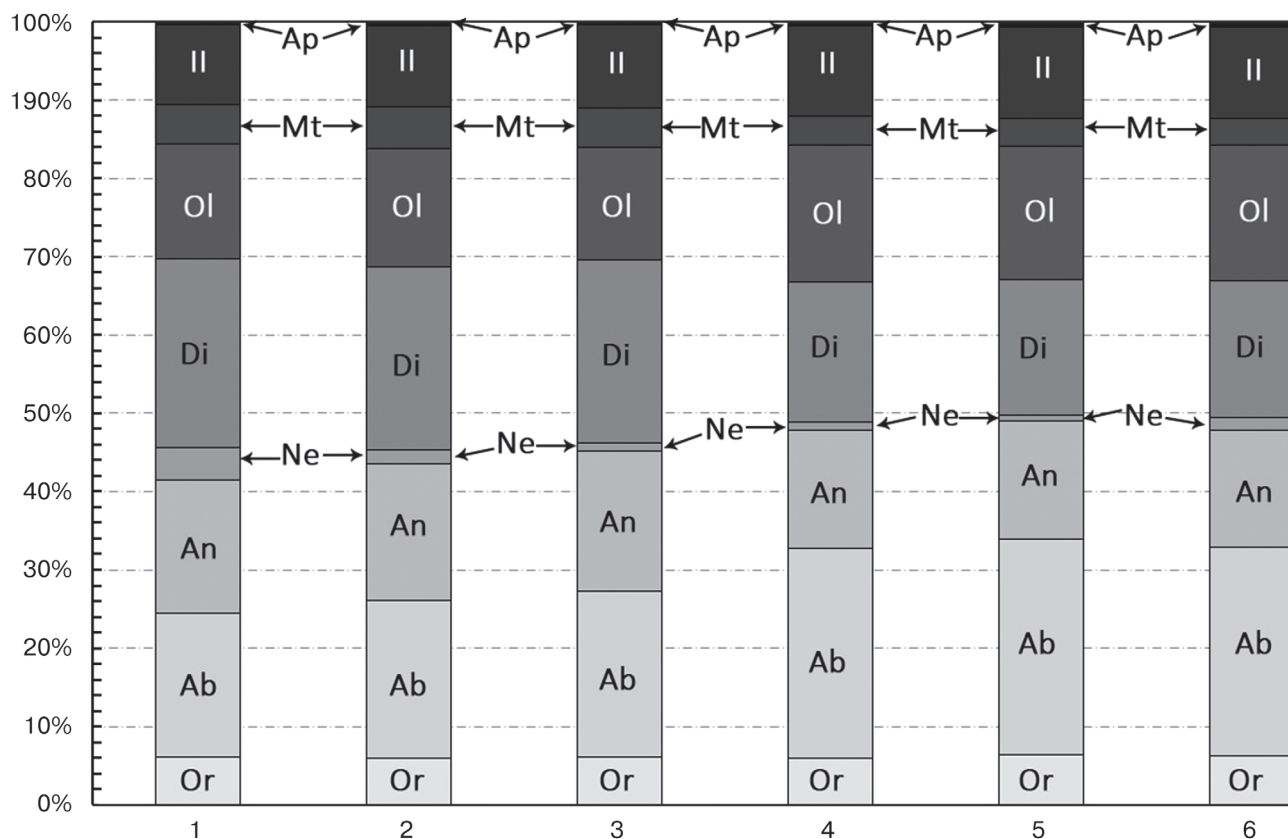


Рис. 4. Нормативный состав долеритовых даек, р. Становая. Названия нормативных минералов см. в таблице

ному стилю тектоники плит произошел не позднее рубежа архея и палеопротерозоя (вероятно, в архее) [Хаин, Божко, 1988; Smithies et al., 2007]. Поэтому при моделировании Таймырской пермско-триасовой коллизии использовались параметры, отвечающие современным геодинамическим условиям: мощность литосферы 100–120 км, скорость конвергенции 3–5 см/год. Для континентальной литосферы принята кусочно-линейная геотерма: температура на подошве литосферы 1300 °С, на подошве коры — 500 °С. Тепловой режим океанической литосферы определяется на основании модели остывания полупространства [Теркот, Шуберт, 1985], в модели рассматривается океаническая литосфера с возрастом 30 млн лет. Тепловой режим подлитосферной мантии определяется мантийной адиабатой с геотермальным градиентом 0,5 °С/км. Океаническая кора состоит из верхнего базальтового слоя (2 км) и нижнего слоя габбро (5 км). Континентальная кора мощностью 30 км имеет трехслойное строение: верхняя и средняя кора (по 10 км) состоят из кислых пород, нижняя кора (10 км) — из основных пород. Более подробно характеристики и особенности модели описаны в работах [Захаров и др., 2015; Perchuk et al., 2016]. В модели учтены процессы эклогитизации; принято, что плотность базальта и габбро при этом увеличивается на 500 кг/м³ [Рингвуд, Грин, 1968].

Результаты моделирования. В ходе конвергенции происходит субдукция океанической лито-

сферы под активную окраину правого континента. Состояние модели к моменту полного поглощения океанической литосферы (около 12 млн лет после начала конвергенции со скоростью 5 см/год) представлено на рис. 5. Результаты моделирования показывают, что при субдукции океанической литосферы происходит ее дегидратация. Это вызывает гидратацию и снижение температуры плавления надсубдукционного мантийного клина, включая вышележащую континентальную литосферу, которые вследствие этого подвергаются плавлению. Формируется область частично расплавленной гидратированной мантии, где происходит генерация базальтового расплава. В результате плавления мантийного вещества начинает проявляться основной магматизм, который отмечается на поверхности в небольшом объеме. В процессе субдукции при погружении океанического слэба в горячую мантию, а также за счет фрикционного тепловыделения происходит разогрев погружающейся океанической литосферы, особенно ее коры. При достижении на поверхности слэба температуры солидуса начинается плавление коры, что приводит к формированию в нависающем континентальном крыле кислого субдукционного магматизма, но не в очень значительном объеме.

После закрытия океанского бассейна начинается континентальная коллизия. При этом в модели скорость левого континента «выключается», и дальнейшее развитие модели происходит

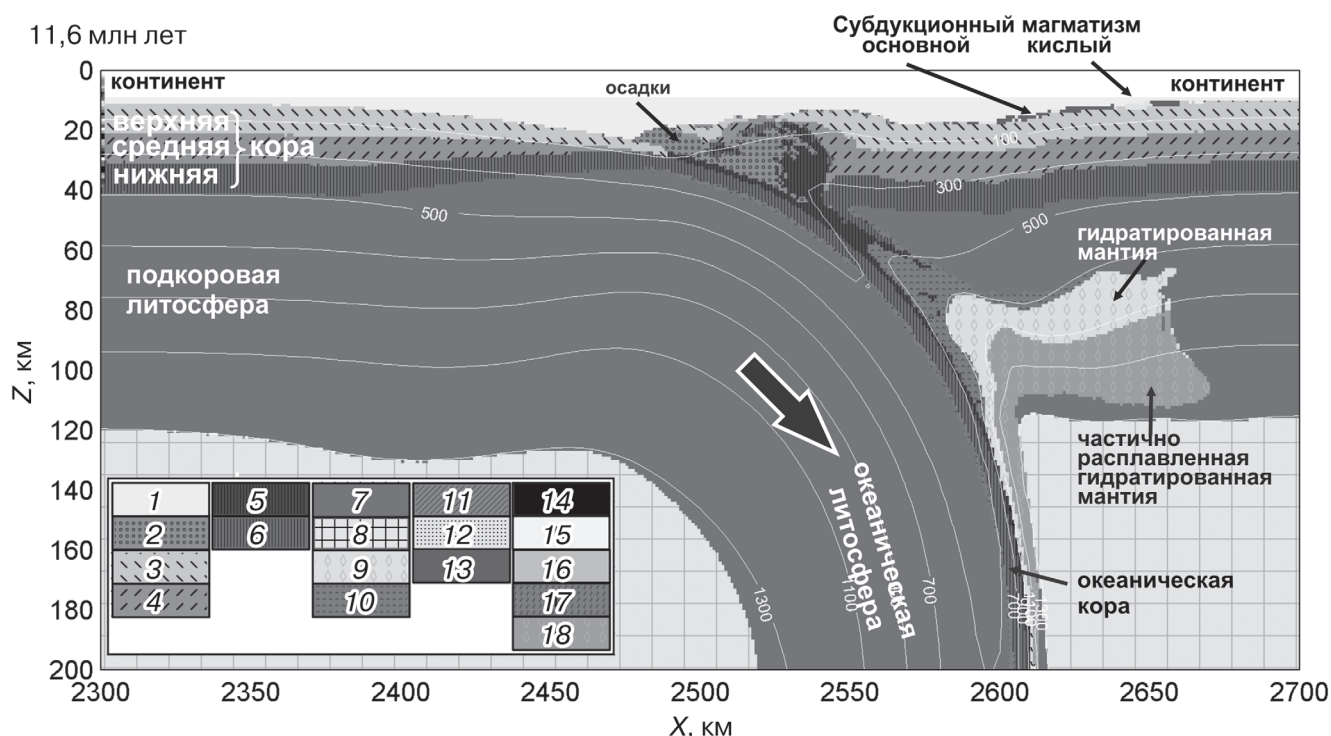


Рис. 5. Состояние модели к моменту окончания субдукции. Проявления субдукционного магматизма: 1 — вода; 2 — осадочные образования, формирующиеся в процессе субдукции и коллизии; 3 — верхняя континентальная кора, включая осадочный чехол; 4 — средняя континентальная кора; 5 — верхняя океаническая кора (базальты); 6 — нижняя кора (габбро); 7 — «сухая» литосферная мантия; 8 — «сухая» астеносферная мантия; 9 — гидратированная мантия; 10 — серпентинизированная литосфера; 11 — кислые породы (граниты, дациты), выплавленные из частично расплавленных метасадков и пород континентальной коры; 12 — кислые породы (дациты), выплавленные из частично расплавленного базальта; 13 — базальты, выплавленные из частично расплавленной гидратированной мантии; 14 — частично расплавленные осадочные образования; 15 — частично расплавленные породы континентальной коры; 16 — частично расплавленные основные породы (базальты и габбро); 17 — частично расплавленная «сухая» мантия; 18 — частично расплавленная гидратированная мантия. Изотермы — в °C. Большой стрелкой показано направление движения левой плиты. Здесь и далее приводится модельное время после начала конвергенции

самопроизвольно за счет сил затягивания, которые возникают вследствие эклогитизации погружившейся коры. Скорость конвергенции при этом значительно уменьшается — от 5 до ~1 см/год. В ходе этого погружения происходит плавление затянутых в зону конвергенции осадков. Экстракт из расплава этих осадков вызывает обильный кислый (гранитоидный) коллизионный магматизм, который добавляется и отчасти накладывается на продолжающийся основной магматизм, связанный с плавлением гидратированной мантии, а также на кислый магматизм, вызванный плавлением погружившейся океанической коры.

В процессе коллизии начинается формирование орогена, которое сопровождается ростом небольшого коллизионного поднятия высотой до 1 км. На ранних стадиях коллизии происходит частичное погружение литосферы левого континента под правый. При погружении материала верхней и средней кислой коры левого континента происходит его прогрев и частичное плавление, что не только приводит к продолжению кислого гранитоидного магматизма, но и к значительному увеличению его объема (рис. 6). Верхняя и средняя континентальная кора обладают меньшей плотностью и меньшей прочностью по сравнению с нижней корой. В результате большие

блоки верхней и средней континентальной коры отрываются от субдуцирующейся плиты и быстро поднимаются вверх по сдвиговым зонам (на рис. 6 показано односторонней стрелкой). Формируются и развиваются разрывные нарушения, надвиги, происходит скучивание континентальной коры. В процессе коллизии сначала продолжается рост коллизионного орогена (до 4–5 км в высоту), но по мере продолжающейся конвергенции начинается коллапс коллизионного орогена, увеличение его высоты прекращается, начинается растяжение и расширение по латерали (рис. 6, 7).

Как отмечено выше, уже на ранних стадиях конвергенции из-за гидратации происходит снижение прочности и температуры плавления надсубдукционного астеносферного клина и вышележащей континентальной литосферы, которые вследствие этого подвергаются растяжению и плавлению (рис. 6–8). Эти процессы продолжаются при дальнейшем развитии коллизии. Происходят деламинация и откат погружающейся континентальной литосферной мантии и нижней коры (рис. 6–8), что приводит к подъему под ороген горячей, частично расплавленной и «влажной» астеносферной мантии, в которой происходит генерация значительного объема базальтового расплава. Плавление вещества верхней мантии, которое сопровождает

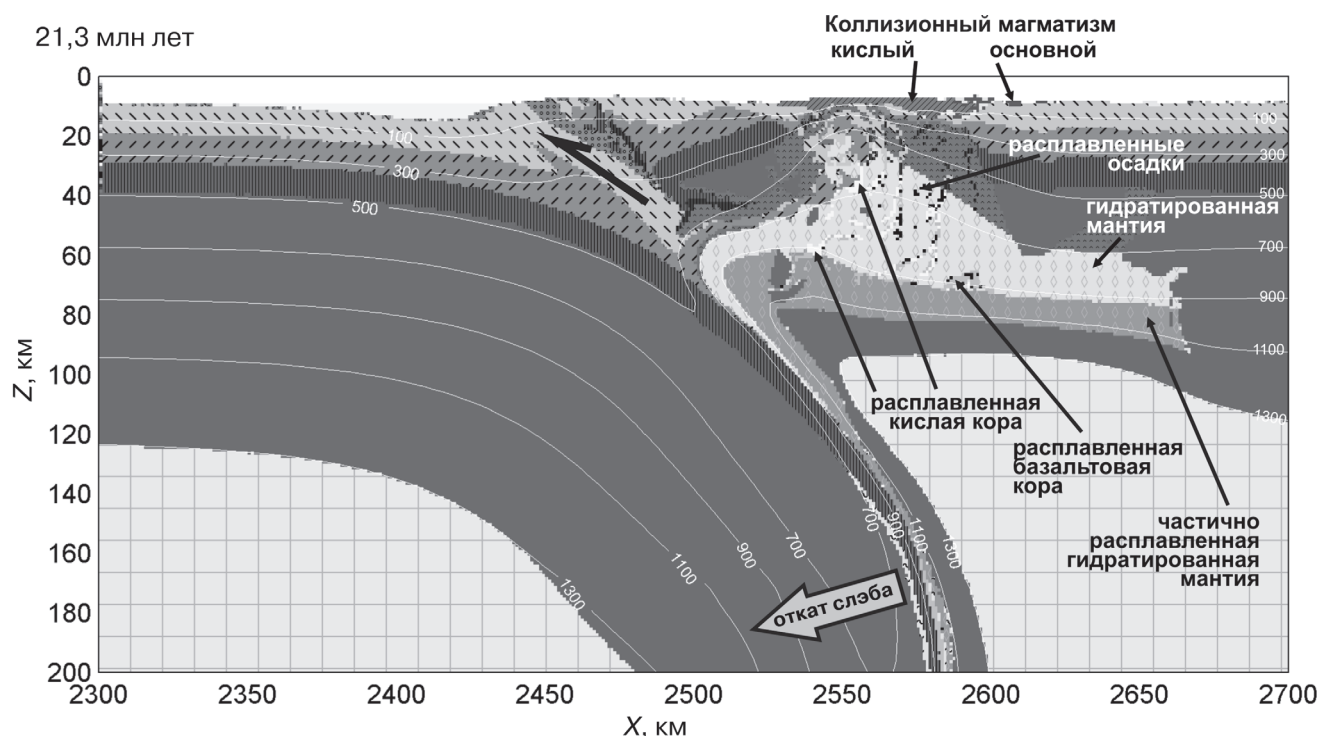


Рис. 6. Результаты моделирования для начала коллапса орогена. Развитие гранитоидного магматизма. Черной односторонней стрелкой показан надвиг. Условные обозначения см. на рис. 5

растяжение коллизионной зоны, дает начало новой стадии развития коллизии — проявлению базальтового (траппового) магматизма (рис. 7), причем в ходе общей динамики коллизии.

Дальнейшее развитие коллизии определяется следующими основными факторами: продол-

жается откат слэба, ороген, подстилаемый поднимающейся горячей и частично расплавленной астеносферной мантией, расширяется в сторону субдущирующего литосферного блока (рис. 8). Над субдущирующей частью плиты возникает локальная конвективная ячейка (на рис. 8 пока-

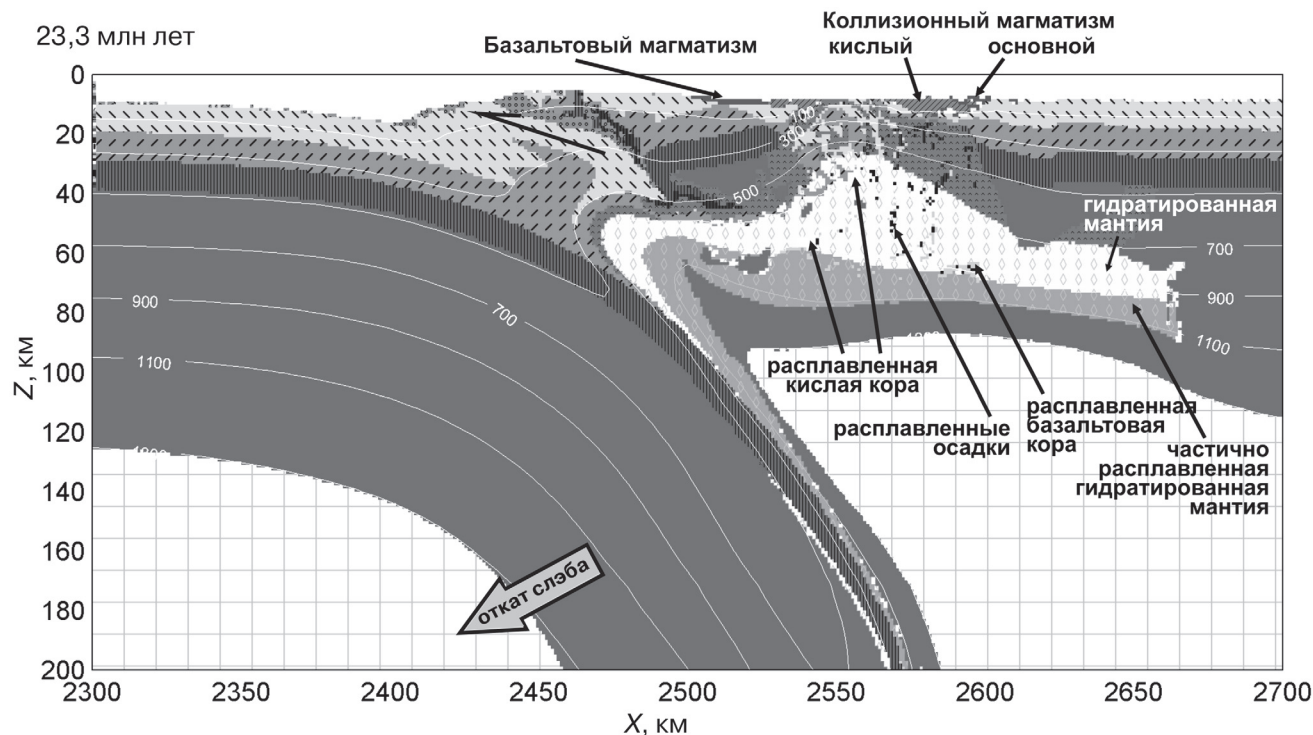


Рис. 7. Результаты моделирования на момент начала базальтового (траппового) магматизма — откат деламинарующей погружающейся плиты и подъем горячей астеносферы под расширяющийся ороген. Черной односторонней стрелкой показан надвиг. Условные обозначения см. на рис. 5

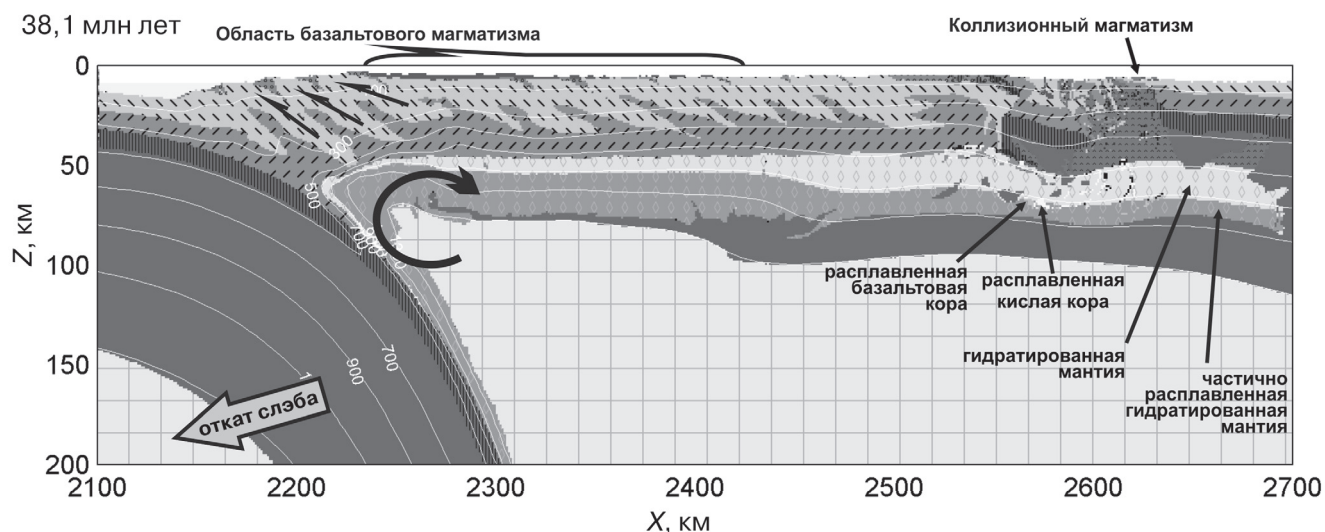


Рис. 8. Результаты моделирования для развитой коллизии. Откат погружающейся плиты и формирование обширной области базальтового магматизма. Черными односторонними стрелками показаны надвижки, полужирной круговой стрелкой — направление движения горячей мантии. Условные обозначения см. на рис. 5

зана черной стрелкой), в которой горячая мантия поднимается в направлении, противоположном движению субдуцирующей плиты. За счет этого происходит быстрый разогрев фронтальной части орогена, что создает условия для существенной переработки (метаморфизм и частичное плавление) пород верхней и средней коры, а также осадочных отложений. В течение 15 млн лет образуется ороген, ширина которого составляет более 400 км, при этом протяженность зоны базальтового магматизма достигает 200 км при мощности 1–2 км. В результате трапповый магматизм занимает весьма обширную область и имеет значительный объем (рис. 8), при этом следует учитывать, что часть базальтов, особенно сформировавшихся на ранних этапах, срезается в результате процессов эрозии, которые учтены в модели.

Таким образом, формирующийся ороген включает новообразованные метабазиты и метасадки, дезинтегрированные блоки ранней коры и продукты плавления коры и мантии, что и наблюдается в Таймырской складчатой области.

Результаты для модели с мощностью литосферы 120 км в основном схожи с описанными выше, но вследствие большей мощности литосферы откат слэба выражен слабее. Из-за этого ороген имеет меньшие горизонтальные размеры (около 200 км), и область базальтового магматизма также имеет меньший размер (около 50 км). Те же главные особенности выявлены и для моделей со скоростью конвергенции 3 см/год, но формирование орогена и области траппового магматизма происходит медленнее.

В целом можно заключить, что модель с самопроизвольным развитием коллизии дает результаты, достаточно хорошо согласующиеся с геологическими данными как по продолжительности формирования, так и по размеру области проявления магматизма.

Обсуждение результатов. Трапповый магматизм Таймырской складчатой области, как и Сибирской платформы, подавляющее большинство исследователей относят к внутриплитному типу, обусловленному глубинным мантийным суперплюмом, проявления которого, как правило, не связывают с взаимодействующими границами литосферных плит [Добрецов, 2003]. Таймырская складчатая область — уникальная структура, на примере которой становится очевидна связь между процессами коллизии и трапповым магматизмом, который последовал сразу же после ее завершения.

В настоящее время геодинамическая обстановка всех трапповых провинций определяется как рассеянный рифтогенез, под которым понимают такое проявление процесса, когда растяжение и сопутствующие вулканические излияния не сконцентрированы в пределах единой доминирующей линейной зоны, а рассредоточены на достаточно широкой площади [Основы..., 1997]. Формирование мощных базальтоидных толщ в областях рассеянного рифтогенеза связывают с глубинным разогревом в условиях слабо проявленных растягивающих тектонических напряжений, которые возникают над шляпкой восходящего мантийного плюма, создающего условия для дисперсного трещинообразования. В этом случае рифтогенные структуры имеют небольшие размеры и разную ориентировку. Среди отечественных геологов подобные структуры известны как малые рифтовые трогои. В пределах Таймырской складчатой области и Сибирской платформы они закартированы, хорошо изучены геофизическими методами и имеют очень важное значение для поисков полезных ископаемых. Например, Норильская, Талнахская и другие рудоносные (Cu, Ni, Co, Pt, Ag, Au) интрузии на северо-западе Тунгусской провинции локализованы в осевых зонах малых рифтовых трогов длиной до 100 км и шириной 5–10 км.

Образование этих рифтов связано с растяжением, что фиксируется структурами типа дайка в дайке, силл в силле [Багдасаров и др., 2001].

В последнее время появились и другие гипотезы, среди которых наиболее интересна модель, связывающая источник траппового магматизма с переходным водонасыщенным слоем мантии [Sharma, 1997; Ivanov, Litasov, 2014], формирование которого обязано предшествующим субдукционным и коллизионным процессам.

Детальное изучение химического состава базальтов сибирских траппов показало, что среди них преобладают низкотитанистые толеитовые разновидности, геохимически сходные с надсубдукционными базальтами островных дуг. Для них характерно умеренное обогащение легкими редкоземельными элементами, а также некогерентными элементами (Rb, Ba, K, Sr, U, Th) и обеднение тяжелыми REE, высоkozарядными элементами (Ti, Ta, Nb, Zr, Hf) с хорошо выраженной отрицательной Ta-или Ta-Nb аномалией [Sharma, 1997]. А.В. Иванов и К.Д. Литасов [Ivanov, Litasov, 2014] считают, что подобное соотношение элементов с крупными ионными радиусами и высоkozарядными ионами в траппах происходит по тому же сценарию, что и в случае с надсубдукционными базальтами — дегидратация слэба и перенос водным флюидом некогерентных элементов, насыщающих плавящийся субстрат. Авторы гипотезы допускают также транспортировку водного флюида (без расплава) из переходной зоны мантии к подлитосферным глубинам.

Действительно, погружающиеся слэбы могут задерживаться и распространяться в мантии вдоль границы 660 км достаточно долгое время, что фиксируется методами сейсмической томографии. Они носят название остаточных слэбов (*remnant slab*). Например, в настоящее время подобные слэбы установлены под Охотско-Чукотским поясом, где субдукция прекратилась в конце мела [Gorbatov et al., 2000]. В перми сибирская часть суперконтинента Пангея была окружена субдукционными системами практически со всех сторон, так что погружающиеся слэбы могли продвинуться под континент на достаточно большое расстояние. Их переработка (дегидратация) способствовала насыщению водой переходной зоны мантии (660–410 км), что вызвало уменьшение ее плотности, снижение солидуса перидотита, его объемное плавление и как следствие всплытие в виде мантийного диапира (плюма). Однако в данном случае интервал времени между проявлениями коллизионного и траппового магматизма должен быть существенно больше, чем не наблюдается в Таймырской складчатой области.

На основании результатов проведенного нами моделирования мы предлагаем несколько иной сценарий развития коллизионного магматизма и объяснение причины последующего за ним траппового.

Процессы дегидратации погружающегося слэба и гидратации вышележащих мантийного клина и литосферы играют в наших моделях также важную роль, однако источник флюида, в отличие от концепции [Sharma, 1997; Ivanov, Litasov, 2014], находится не в переходной зоне мантии, а значительно выше, на глубине до 200 км. В ходе общего развития коллизионной зоны проявляются два этапа магматизма: субдукционно-коллизионный базальт-андезит-риолитовый на ранних и базальтовый (трапповый) — на поздних стадиях коллизии. Основная причина возникновения базальтового магматизма здесь заключается в откате слэба и подъеме частично расплавленной астеносферной мантии.

Основное отличие от результатов, полученных в работах [Захаров и др., 2015; Dymkova et al., 2016], для описания процессов магматизма, сопровождающих коллизию, состоит в том, что в наших моделях не происходит образование новой базальтовой коры в задуговом бассейне, а базальтовый магматизм накладывается на формирующийся ороген из-за подъема под него горячей мантии. Характер развития коллизионной зоны в нашей модели более похож на описанную ранее модель [Perchuk et al., 2016] ультрагорячего орогенеза (*ultra hot orogen*, УНО) при докембрийской коллизии, но с поправкой на меньшую температуру и, соответственно, на меньшую интенсивность процессов плавления и метаморфизма. Коллизионный ороген с такими характеристиками можно отнести к типу горячего орогена (*hot orogen*, НО).

Отметим, что разогрев и плавление мантии, вызывающие базальтовый магматизм, причем в довольно большом объеме, происходят в пределах того же этапа коллизионного взаимодействия и без привлечения дополнительных внешних источников (например, плюма). Точнее, плюм (если под плюмом понимать поднятие горячей мантии) формируется, но это непосредственное следствие развития конвергенции плит (субдукции, затем коллизии), а не приходит из неизвестных глубин мантии в «нужное» место в «нужный» момент. Нам представляется, что такое объяснение предпочтительнее, чем чисто плюмовая гипотеза.

Выводы. 1. В пределах Таймырской складчатой области коллизионный и трапповый магматизм пространственно совмещены.

2. Трапповый магматизм во времени сопряжен с позднеколлизионной и постколлизионной стадиями.

3. Суперкомпьютерное моделирование показало возможность разогрева мантии и коры на поздних стадиях коллизии, сопровождающегося базальтовым магматизмом в большом объеме.

4. Полученные нами результаты моделирования дают возможное объяснение описанной выше связи коллизионного и траппового магматизма Таймырской складчатой области. В дальнейшем

подобные исследования целесообразно провести и для других складчатых областей.

Благодарности. Авторы благодарят Т.В. Герю за предоставленный для моделирования программный код. Работа выполнена с использованием

оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова [Воеводин и др., 2012].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Багдасаров Ю.А., Гусев Г.С., Гушин А.В. и др. Металлогения магматических комплексов внутриплитных геодинамических обстановок. М.: ГЕОС. 2001. 640 с.

Беззубцев В.В., Залыаев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. М-6 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

Владимиров А.Е., Никулов Л.П. Элементы палеогеографических и палеотектонических реконструкций начального этапа траппового магматизма Западного Таймыра // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. С. 104–109.

Воеводин В.В., Жуматий С.А., Соболев С.И. и др. Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1243–1261.

Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.

Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П. и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.

Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов). Новосибирск: Наука, 1986. 254 с.

Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. 518 с.

Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 284 с.

Проскурин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизии

в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.

Проскурин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000. Серия Таймырско-Североземельская: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.

Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 78–117.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: В 2-х т. М.: Мир, 1985. 725 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Dymkova D., Gerya T., Burg J.-P. 2D thermomechanical modelling of continent–arc–continent collision // Gondwana Res. 2016. Vol. 32. P. 138–150.

Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. Vol. 140. P. 293–318.

Gorbatov A., Widiyantoro S., Fykaa Y. et al. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geophys. J. Intern. 2000. Vol. 142. P. 27–36.

Ivanov A.V., Litasov K.D. The deep water cycle and flood basalt volcanism // Intern. Geol. Rev. 2014. Vol. 56, N 1. P. 1–14.

Krystopowicz N.J., Currie C.A. Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens // Earth and Planet. Sci. Lett. 2013. Vol. 361. P. 195–207.

Lustrino M. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism // Earth Sci. Rev. 2005. Vol. 72, N 1–2. P. 21–38.

Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A. et al. Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // Tectonophysics. 2016. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>. (дата обращения: 30.10.2017).

Sharma M. Siberian traps // Large Igneous provinces. Continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Washington: Amer. Geophys. Un., 1997. P. 273–295.

Smithies R.H., van Kranendonk M.J., Champion D.C. The Mesoarchean emergence of modern-style subduction // Gondwana Res. 2007. Vol. 11. P. 50–68.

Поступила в редакцию
26.10.2017

УДК 563.1:551.763.3 (470+477)

В.С. Вишневская¹, Л.Ф. Копаевич², **В.Н. Беньямовский**³, М.Н. Овечкина⁴**КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ЗОНАЛЬНЫХ СХЕМ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
ПО ФОРАМИНИФЕРАМ, РАДИОЛЯРИЯМ И НАНОПЛАНКТОНУ⁵**

Предложена комплексная схема расчленения верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы на основании распределения в разрезах трех групп микрофоссилий — фораминифер, как планктонных, так и бентосных, радиоларий и нанопланктона. Большинство ярусных и подъярусных границ подтверждено макрофаунистическими данными. Подразделения по бентосным фораминиферам и нанопланктону наиболее дробные. Разнообразие этих микрофоссилий и их постоянное присутствие в разрезах позволило выделить зоны и подзоны, в то время как по планктонным фораминиферам и радиолариям можно выделить только слои. Наиболее благоприятным этапом в развитии планктонной биоты был турон-коньякский интервал, когда на бассейны Восточно-Европейской платформы интенсивно влияли теплые воды океана Тетис. Четко фиксируется также глобальное кампанское похолодание, отразившееся на всех группах микрофоссилий.

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа, верхний мел, фораминиферы, нанопланктон, радиоларии, биостратиграфия.

This article proposes a composite biostratigraphical scheme for the Upper Cretaceous of the East European Platform on the basis of the distribution in the sections of three groups of microfossils—foraminifers, both planktonic and benthic, radiolarians and nannoplankton. Most of the stages and substages boundaries are confirmed by macropalaeontological data. The most divided units are on benthic foraminifers and nannoplankton. The diversity of these microfossils and their constant presence in the sections made it possible to identify zones and subzones, while it is possible to subdivide only the beds by planktonic foraminifers and radiolarians. The most favorable stages in the development of plankton biota can be considered the Turonian-Coniacian interval, when the basins of the East European Platform felt the intensive influence of the warm waters of the Tethys ocean. The global Campanian cooling is clearly recorded, reflecting on the taxonomic diversity of all microfossil groups.

Key words: Eastern European platform, Upper Cretaceous, foraminifera, nannoplankton, radiolaria, biostratigraphy.

Введение. Верхнемеловые отложения пользуются широким распространением на Восточно-Европейской платформе (ВЕП). Биостратиграфия верхнемеловых отложений ВЕП и прилежащих регионов традиционно основана на Западноевропейском макропалеонтологическом стандарте, что обусловлено сходством таксономического состава их позднемеловой морской биоты. Именно по этой причине территорию платформы обычно включают в Европейскую палеобиогеографическую область (ЕПО). В то же время структурный план платформы в позднем мелу был достаточно сложным, отдельные ее участки имели свои особенности, отразившиеся на составе микрофоссилий. Так, существуют стратиграфические интервалы,

где раковины микроорганизмов с известковым скелетом отсутствуют, и расчленение возможно только по кремневым микрофоссилиям — радиолариям [Вишневская, 2010]. В некоторых разрезах комплексы фораминифер представлены только бентосными фораминиферами, реже — только известковым нанопланктоном [Овечкина, 2007].

Традиционно при расчленении верхнемеловых отложений платформы использовались подразделения по бентосным фораминиферам (БФ). Это связано с их высоким таксономическим разнообразием и возможностью проследить эволюционные изменения в различных филогенетических ветвях. Комплексы планктонных фораминифер (ПФ) характеризуются низким таксономическим

¹ Геологический институт РАН, заведующий лабораторией биостратиграфии и палеогеографии, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: valentina.vishnaa@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: lfkopecvich@mail.ru

³ Геологический институт РАН, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: vnben@mail.ru

⁴ Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН, ст. научн. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: saccammina@gmail.com

⁵ Работа выполнена при поддержке Программы президиума РАН «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы» и при частичной поддержке РФФИ (проекты № 15-05-03004, 15-05-04099, 15-05-04700, 16-05-00363), а также при поддержке международного проекта IGCP № 609. Исследования выполнены по госзаданию ГИН РАН № 116032510034.

разнообразием и незначительным количеством экземпляров каждого вида, представители быстро эволюционирующих таксонов здесь отсутствуют или редки. В то же время присутствуют интервалы, где комплексы ПФ становятся более разнообразными, содержат зональные виды шкалы Крымско-Кавказской области и других регионов Средиземноморья, что позволяет выделять слои, сопоставимые с зонами традиционных планктонных шкал. В составе верхнемеловых отложений ВЕП выделено 12 подразделений в ранге слоев [Копаевич, 2011]. Шкала по БФ более детальная [Беньямовский, 2008а, б]. Соотношение выделяемых подразделений с границами ярусов устанавливалось на основе сопоставления с распространением в разрезах аммонитов, белемнитов, иноцерамов и других макрофоссилий. Эти данные дали возможность коррелировать выделяемые подразделения как с радиоляриевой шкалой, так и со шкалой по нанопланктону.

В настоящее время назрела необходимость в составлении комплексной шкалы расчленения верхнемеловых отложений ВЕП по фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону с учетом новых данных. Это значительно повысит ее корреляционный потенциал, расширив ареал распространения (Тетический, Бореальный и даже Тихоокеанский регионы).

Материалы и методы исследования. В статье использованы материалы о различных структурах ВЕП [Олферьев, Алексеев, 2003]. При выделении зон и слоев использованы разрезы Московской синеклизы [Олферьев и др., 2008], Воронежской антеклизы [Walaszczyk et al., 2004; Олферьев и др., 2005], районов Северского Донца, Дона и Ульяновского Поволжья [Найдин, Иванников (ред.), 1980; Дмитренко и др., 1988]. Широко использованы данные о Волгоградском Поволжье и Ульяновско-Саратовской синеклизе, восточной части Прикаспийской синеклизы, а также южных участках платформы и ее юго-восточного обрамления [Олферьев и др., 2008; Копаевич, 2011; Первушов и др., 2015; Гужиков и др., 2017; Беньямовский и др., 2012; Alekseev et al., 1999; Kopaevich et al., 2007; Копаевич, 2011]. Сводка по нанопланктону ВЕП опубликована М.Н. Овечкиной [2007], а по радиоляриям — В.С. Вишневской [2010].

Подготовка и отмывка образцов велись традиционными способами, как для фораминифер, так и для радиолярий [Kopaevich, Vishnevskaya, 2016]. Фотографирование раковин осуществлялось на электронном микроскопе «XL30 ESEM» («Philips») в Бельгийском королевском институте естественной истории (г. Брюссель); на сканирующем электронном микроскопе в Палеонтологическом институте РАН с последующей обработкой на компьютере, а также на кафедре петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на электронном микроскопе «JEOL JSM-6480LV».

Характеристика биостратиграфической схемы ВЕП по микрофоссилиям (таблица). Зоны и подзоны по БФ. В официально утвержденной Международной стратиграфической комиссией (МСК) стратиграфической схеме верхнемеловых отложений ВЕП две зональные шкалы — макро- и микрофаунистическая по БФ — тесно увязаны между собой, тем самым возраст подразделений по БФ датирован достаточно точно [Олферьев, Алексеев, 2003].

В таблице показаны две шкалы по БФ — одна фигурирует в уже упомянутой региональной стратиграфической схеме, другая шкала — инфразональная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской провинции. Она утверждена МСК России на расширенном заседании в феврале 2001 г. Эта инфразональная схема верхнего мела Восточно-Европейской провинции по БФ разработана В.Н. Беньямовским в последнее десятилетие в результате детальных комплексных исследований десятков опорных разрезов верхнего мела для различных структурно-фациальных районов ВЕП. Она используется для стратификации опорных разрезов, определения масштаба перерывов и различного рода событий [Олферьев и др. 2008]. Эта шкала была применена для определения положения нижней границы маастрихтского яруса на ВЕП в связи с отменой ее традиционного уровня в подошве ланцеолятового мела [Гужиков и др., 2017].

Зоны предлагаемой дробной схемы — комплексные биостратиграфические зоны. Принципы выделения зон и возможность территориального применения схемы описаны в предшествующих публикациях. Для удобства использования зональных подразделений в стратиграфических и геологических работах предложена их кодировка LC1a, LC1b, LC2a, LC2b и т.д., в которой LC — Late Cretaceous; цифры 1, 2, 3 и т.д. обозначают последовательность зон; буквы a, b, c — последовательность подзон. Подробная характеристика зональных комплексов детализированной дробной шкалы уже опубликована [Беньямовский, 2008а, б], поэтому здесь нет необходимости на этом останавливаться. В шкалу внесены существенные таксономические коррективы, которые потребовали изменений в наименованиях зон и подзон. Эти коррективы отражены в таблице в графе «Бентосные фораминиферы. Зоны и подзоны», а также проиллюстрированы в фототаблице 1.

В последовательности смены зональных комплексов отражается этапность развития БФ в течение позднего мела, в качестве примера можно привести развитие группы стенсиоин. Род *Protostensioeina* был выделен польскими микропалеонтологами С. Дубицкой и Д. Перит [Dubicka, Peryt, 2014] как предковая форма, отражающая первый этап развития группы. С позднего коньяка началось развитие *Stensioeina exsculpta exsculpta* —

типового вида рода *Stensioeina*, и протостенсиоиновая стадия сменилась стенсиоиновой. Это важный маркерный рубеж, прослеживающийся на всей территории ВЕП от Белорусской антеклизы и Львовской впадины на западе до п-ова Мангышлак на востоке.

Слои с ПФ. *Слои с Microhedbergella planispira* установлены в пределах Воронежской антеклизы, а также в разрезах Прикаспийской впадины и Мангышлака [Walaszczyk et al., 2004; Олферьев и др., 2005; Копаевич, 2011]. Они сопоставляются с зонами *Gavelinella cenomanica* (LC1) и *Lingulogavelinella globosa* (LC2) по БФ (таблица).

Все изображения видов-индексов приведены на фототабл. 2.

Слои с Hedbergella holzli—Whiteinella archaeocretacea выделены в пограничных сеноман-туронских отложениях и хорошо коррелируют с отложениями зоны *Whiteinella archaeocretacea* Крымско-Кавказского региона как по составу комплекса ПФ, так и по геохимическим характеристикам [Корчаев, 2016].

Слои с Marginotruncana pseudolinneiana выделяются в среднем и частично в верхнем туроне и сопоставляются с большей частью зоны *Gavelinella moniliformis* (LC4) по БФ.

Слои с Marginotruncana coronata—M. renzi [Копаевич, 2011] выделяются на уровне верхней части турона—нижнего коньяка. Они отвечают верхней части зоны *Gavelinella moniliformis* (LC5) и зоне *Gavelinella kelleri* (LC6) по БФ [Беньямовский, 2008a].

Слои с Archaeoglobigerina cretacea соответствуют лоне *Gavelinella thalmani* по БФ шкалы Олферьева, Алексеева [2003], которая в свою очередь сопоставлена с последовательностью средне-верхнеконьякских иноцерамовых зон *Volviceras koeneni*—*involutus*—*Magadyceras subquadratus*.

Слои с Globigerinelloides asper соответствуют лоне *Gavelinella infrasantonica* шкалы Олферьева, Алексеева или верхней части зоны *Pseudovalvulineria vombersis/Stensioeina exsculpta exsculpta* (LC8) шкалы по БФ. Граница с предшествующими слоями очень нечеткая.

Слои с Globotruncana bulloides соответствуют лоне *Gavelinella stelligera* (s.l) шкалы Олферьева, Алексеева или интервалу зон LC9—LC11 шкалы по БФ, а также слоям с радиоляриями *Crucella espartoensis*—*Alievium gallowayi* (таблица). Следует отметить, что в Ульяновском и Саратовском Поволжье начиная с границы коньякского и сantonского ярусов комплекса ПФ, а в ряде случаев и БФ характеризуются низким таксономическим разнообразием, уступая главенствующую роль радиоляриям. В разрезах Московской синеклизы начиная с коньякского века существенно меняется состав БФ. Преобладающую роль здесь играют представители агглютинирующего бентоса, на-

поминающие ассоциации Западно-Сибирского региона.

Слои с Globotruncana arca совпадают с находками первых нижнекампанских белемнитов. Они отвечают лонам нижнего кампана по БФ *Gavelinella clementiana clementiana*, *Cibicoides temirensis* и *C. aktulagayensis* шкалы Олферьева, Алексеева или интервалу зон LC12—LC13 шкалы по БФ, а также слоям с радиоляриями *Lithostrobos rostovzevi*—*Archaeospongoprunum rumseyensis*. Комплекс ПФ здесь однообразный, находки вида-индекса встречаются постоянно, но в незначительном количестве экземпляров. Преобладающую роль играют представители родов *Archaeoglobigerina* и *Globigerinelloides*. Нижняя граница слоев нечеткая.

Слои с Globigerinelloides multispinus выделены по появлению вида-индекса [Копаевич, 2011]. Этот вид обладает раздвоенной последней камерой, легко идентифицируется и употребляется в качестве вида-индекса для отложений средней зоны кампанского яруса Внекарпатской Польши [Peryt, 1983].

Слои с Contusotruncana morozovae отвечают верхнекампанской зоне *Belemnella langei*, верхней части лоны *Brotzenella monterelensis*, а также лонам *Globorotalites emdyensis* и *Angulogavelinella gracilis* шкалы Олферьева и Алексеева [2003] или интервалу зон LC14 (верхи)—LC19 (нижняя часть) по БФ. Этот интервал не всегда идентифицируется в разрезах ВЕП, так как вид-индекс здесь встречается редко. Более широко он распространен в разрезах Прикаспийской впадины и п-ова Мангышлак.

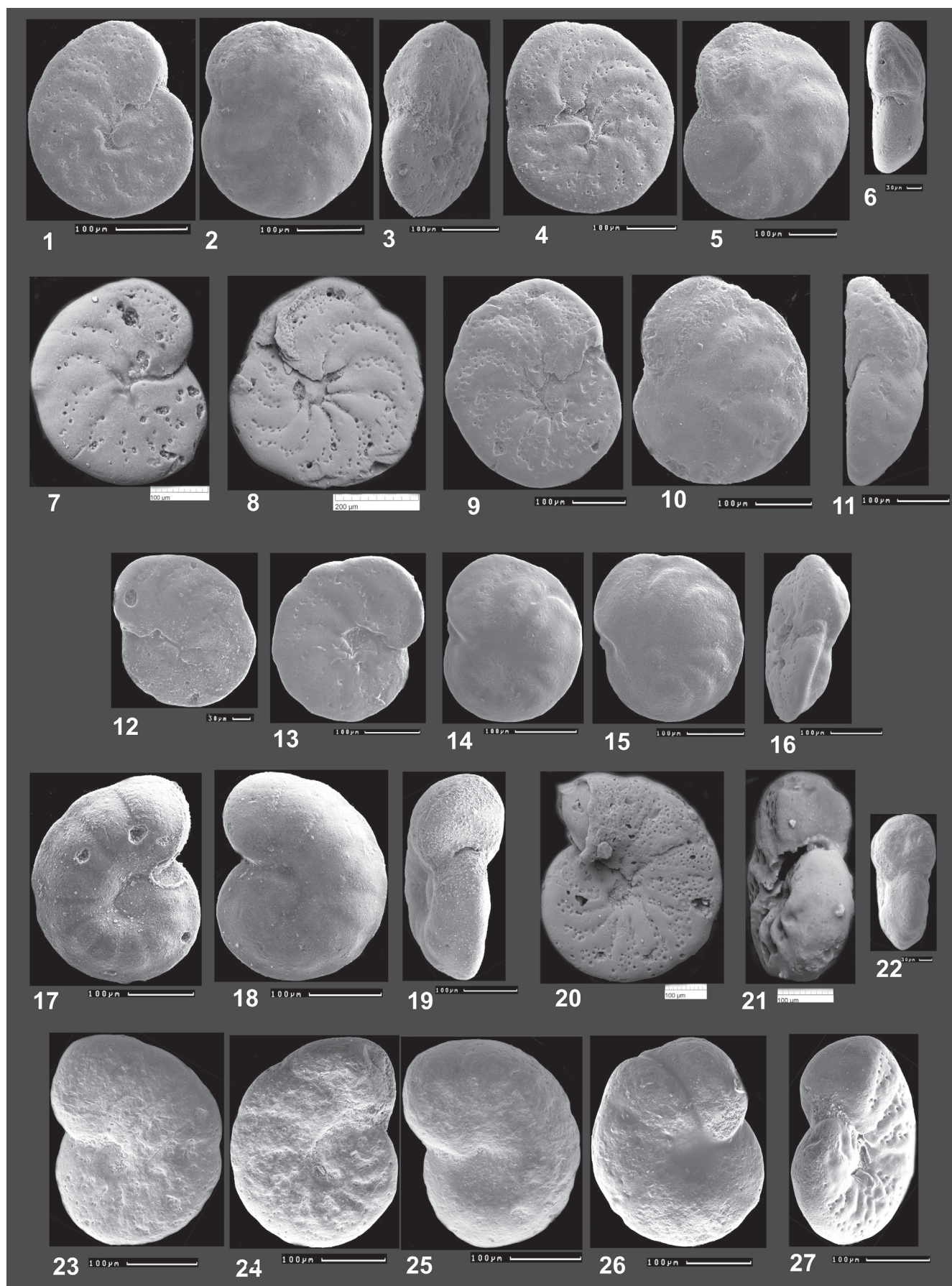
Слои с Rugoglobigerina отвечают белемнитовым зонам *Belemnella lanceolata*—*B. sumensis*, а также лонам *Neoflabellina reticulata* и *Brotzenella complanata* шкалы Олферьева и Алексеева [2003] или интервалу зон LC19—LC21 шкалы по БФ. Нижнее ограничение слоев нечеткое, верхнее совпадает с появлением *Pseudotextularia elegans*.

Слои с Pseudotextularia elegans выделяются на уровне верхнемаастрихтской белемнитовой зоны *Neobelemnella kazimiroviensis*, а также лоны *Brotzenella praeacuta*—*Hanzawaia ekbloimi* шкалы Олферьева и Алексеева [2003] или интервала зон LC22—LC23 шкалы по БФ. Следует отметить увеличение таксономического разнообразия ПФ в этом интервале. Так, в Саратовском Поволжье в разрезах Лох, Ключи, Тепловка, помимо вида-индекса, встречены такие формы, как *Globotruncanella havanensis* Voorwijk, *Globotruncana esnehensis* Nakkady, *G. mariei* Banner et Blow, *Globotruncanella stuarti* (Lapparent), многорядные формы гетерогелицид *Racemiguembelina powelli* Smith et Pessagno, *Planoglobulina brazoensis* Martin [Копаевич, 2011; Alekseev et al., 1999].

Слои с радиоляриями. По радиоляриям выделяется 10 подразделений, которые могут быть сопоставлены с подразделениями по фораминиферам и нанопланктону (фототабл. 3).

Корреляция верхнемеловых биостратиграфических подразделений по бентосным, планктонным фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону, выполненная на примере разрезов верхнего мела ВЕП

Млн. лет	Ярус	Бентосные фораминиферы (БФ)				Планктонные фораминиферы (ПФ)	Радиолярии	Нанопланктон			
		Подъярус	ВЕП	ВЕП и Мангышлак				Зоны			
			Олферьев, Алексеев, 2003, 2005 Лоны	Зоны, подзоны					Этапы развития БФ		
66	М а а с т р и х т с к и й	Верхний	Brotzenella praeacuta/ Hanzawaia ekblomi	Falsoplanulina marie (= Hanzawaia ekblomi) (LC23)		Аномалиноидесо- фальзопланулиновый	Pseudotextularia elegans	CC 26			
67				Brotzenella praeacuta (LC22)				CC 25	c		
68									a-b		
69								CC 24			
70		Нижний	Brotzenella complanata	B. draco draco/Anomalinoidea complanatus (=A. ukrainicus) (LC21)		Rugoglobigerina	Spongurus marcaensis Rhombastrum russiense	CC 23	b		
71			Brotzenella complanata	Falsoplanulina multipunctata (=Brotzenella complanata) (LC20)					a		
72		В е р х н и й	Neoflabellina reticulata	Neoflabellina praereticulata/ N. reticulata (LC19)		Ангулогавелинелло - боливиновый	Globotruncana morozovae	Archaeospongoprunum andersoni-A. hueyi	CC 22b		
73			Angulogavelinella gracilis	Angulogavelinella stellaria (LC18)							
74			Brotzenella taylorensis	Brotzenella taylorensis(LC17)							
75			Bolivinoidea draco miliaris	Bolivina incrassata-B. draco miliaris (LC16)							
76	Globorotalites emdyensis		Globorotalites hiltermanni (=G. emdyensis) (LC15)		Бротценелловый				Prunobrachium articulatum	CC 19 - CC22b	
77											
78	Brotzenella monterelensis	Brotzenella monterelensis (LC14)		Глобигеринеллоидесовый	Prunobrachium mucronatum	CC 18					
79											
80											
81	Нижний	Cibicidoides aktulagayensis	Bolivinoidea decoratus	Cibicidoides involutus (LC13b)	Цибидидоидесовый	Globotruncana arca	Lithosrobos rostovzevi - Archaeospongoprunum rumseyensis	CC 17	b		
82		Cibicidoides temirensis		Cibicidoides temirensis (LC13a)					a		
83		Gavelinella clementiana clementiana	Pseudogavelinella clementiana clementiana (LC12)					Псевдогавелинелловый	CC 16		
83,6	Верхний	Gavelinella stelligera	Stensioeina pommerana	Stensioeina pommerana (LC11)		Глоботрункановый	Globotruncana bulloides	Crucella espartoensis - Alievium gallowayi	CC 15		
84			Gavelinella stelligera	Pseudovalvulineria stelligera/Bolivinoidea strigillatus (LC10)					Archaeoglobigerina cretacea	Alievium praegallowayi - Archaeospongoprunum triplum	CC 14
85				Stensioeina inconstita (LC9)							
86	Верхний	Gavelinella infrasantonica	Pseudovalvulineria vomberensis (= G. infrasantonica)/ Stensioeina exsculpta exsculpta (LC8)		Протостенсийоидесовый	Marginotruncana coronata - M. renzi	Crucella cachensis - Alievium superbum	CC 13			
86,3		Gavelinella thalmani	Pseudovalvulineria thalmani/P. vomberensis/Protostenioeina emscherica (akme) (LC7)								
87	Средний	Gavelinella kelleri	Protostenioeina granulata granulata/ P. emscherica/Pseudovalvulineria praeinfrasantonica (LC6)		Марсонелло-гавелинелловый	Hedbergella holzii- Whiteinella archeocretacea	Crucella messinae - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala	CC 12			
88			Gavelinella moniliformis	Protostenioeina praeexsculpta/ Ataxophragmium compactum				Reussella kelleri (LC5c) Ataxophragmium compactum (LC5b)			
89	Gavelinella nana	Protostenioeina praeexsculpta/P. laevigata (LC5a)		Gavelinella moniliformis (LC4b)	Глоботоралитесовый	Microhedbergella planispira	CC 11	CC 10			
90		Gavelinella moniliformis moniliformis/G. ammonoides	Gavelinella ammonoides/ Marssonella oxycona (LC4a)								
91	Верхний	Gavelinella nana	Pseudovalvulineria nana	Globorotalites hangensis (LC3b) Reussella turonica (LC3a)	Бертелино- вый	Microhedbergella planispira	Crucella messinae - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala	CC 9			
92			Lingulogavelinella globosa	Lingulogavelinella globosa				Lingulogavelinella globosa/Cibicides polyrraphes polyrraphes (LC2a)			
93	Средний	Gavelinella cenomanica		Lingulogavelinella formosa (LC1b)	Лингулогавелинелловый	Microhedbergella planispira	Crucella messinae - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala	CC 9			
94			Gavelinella cenomanica	Gavelinella cenomanica/ Hoeglundina dorsoplana (LC1a)							
95	Нижний	Gavelinella cenomanica		Lingulogavelinella formosa (LC1b)	Лингулогавелинелловый	Microhedbergella planispira	Crucella messinae - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala	CC 9			
96			Gavelinella cenomanica	Gavelinella cenomanica/ Hoeglundina dorsoplana (LC1a)							
97	Верхний	Lingulogavelinella globosa		Lingulogavelinella globosa	Бертелино- вый	Microhedbergella planispira	Crucella messinae - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala	CC 9			
98			Lingulogavelinella globosa	Lingulogavelinella globosa							
99	Средний	Gavelinella cenomanica		Lingulogavelinella formosa (LC1b)	Лингулогавелинелловый	Microhedbergella planispira	Crucella messinae - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala	CC 9			
100			Gavelinella cenomanica	Gavelinella cenomanica/ Hoeglundina dorsoplana (LC1a)							
100,5	Нижний	Gavelinella cenomanica		Lingulogavelinella formosa (LC1b)	Лингулогавелинелловый	Microhedbergella planispira	Crucella messinae - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala	CC 9			
			Gavelinella cenomanica	Gavelinella cenomanica/ Hoeglundina dorsoplana (LC1a)							



Фототабл. 1. Ревизованные виды бентосных фораминифер

1–11 — *Falsoplanulina multipunctata* (Bandy, 1951), Красный Октябрь (окрестности Вольска), маастрихт, зона F. multipunctata (LC20), обр. 11: 1 и 4 — вентральная сторона; 2 и 5 — дорзальная сторона; 3 и 6 — профиль; Актулагай 2013, т.н. 3019, обр. 77: 7–9 — вентральная сторона; 10 — дорзальная сторона; 11 — профиль; 12–16 — *Falsoplanulina mariae* (Jones, 1852), Большевик

Слои с *Crucella messinae*—*Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (сеноман) установлены в Брянской области, имеют крайне ограниченное географическое распространение, что, вероятно, связано с площадным размывом сеномана. Возраст определен по времени сосуществования видов-индексов [Вишневская, 2010].

Слои с *Crucella cachensis*—*Alievium superbum* (мырон) установлены в разрезе Соболевское, возраст определен по виду-индексу *Alievium superbum*, который для Калифорнийского побережья и Средиземноморья считается зональным туронским видом, а также по первому появлению *Crucella cachensis* [Вишневская, 2010]. Слои хорошо коррелируют с нанопланктонной зоной СС 11.

Слои с *Alievium praegallowayi*—*Archaeospongoprimum triplum* (коньяк) присутствуют в разрезе Соболевское и Чернетово. Эпиболь вида *Archaeospongoprimum triplum* характеризует нижнюю подзону коньякской зоны *Alievium praegallowayi* калифорнийской зональной шкалы Тихоокеанской провинции. Совместное нахождение с *Inoceramus kleini* (Müller), *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz) и *C. deformis erectus* (Meek) подтверждает коньякский возраст слоев [Олферьев и др., 2005]. Слои хорошо сопоставляются с нанопланктонной зоной СС 13.

Слои с *Pseudoaulophacus floresensis*—*Archaeospongoprimum bipartitum* (нижний сантон) установлены в разрезе Тамбовской области в опоках. Ограничение слоев проводится по исчезновению *Archaeospongoprimum bipartitum*, завершающего развитие в сантоне [Вишневская, 2010].

Слои с *Crucella espartoensis*—*Alievium gallowayi* (верхний сантон) выделены в разрезе Вишневое. Возраст слоев определен благодаря присутствию вида-индекса радиоляриевой зоны *Alievium gallowayi* (сантон).

Слои с *Lithostrobis rostovzevi*—*Archaeospongoprimum rumseyensis* (верхний сантон—нижний кампан) выделены в разрезе Вишневое. Эта радиоляриевая ассоциация хорошо коррелирует с комплексом *L. rostovzevi* верхнего сантона—нижнего кампана Московской синеклизы.

Слои с *Prunobrachium micronatum* (верхи нижнего кампана—низы верхнего кампана) установлены в разрезе Вишневое, у пос. Шиловка в Ульяновском Поволжье и хорошо сопоставляются с комплексом 2 Волгоградского Поволжья [Вишневская, 2010]. Возможно, они являются эквивалентом интервала нижнекампанской нанопланктонной зоны *Archangelskiella specillata* [Дмитренко и др., 1988].

Слои с *Prunobrachium articulatum* (верхний кампан) хорошо прослеживаются в разрезе ВЕП,

Западной Сибири и Приполярного Урала. Это прекрасный биостратиграфический маркер терминальной части верхнего кампана. [Практическое..., 1999].

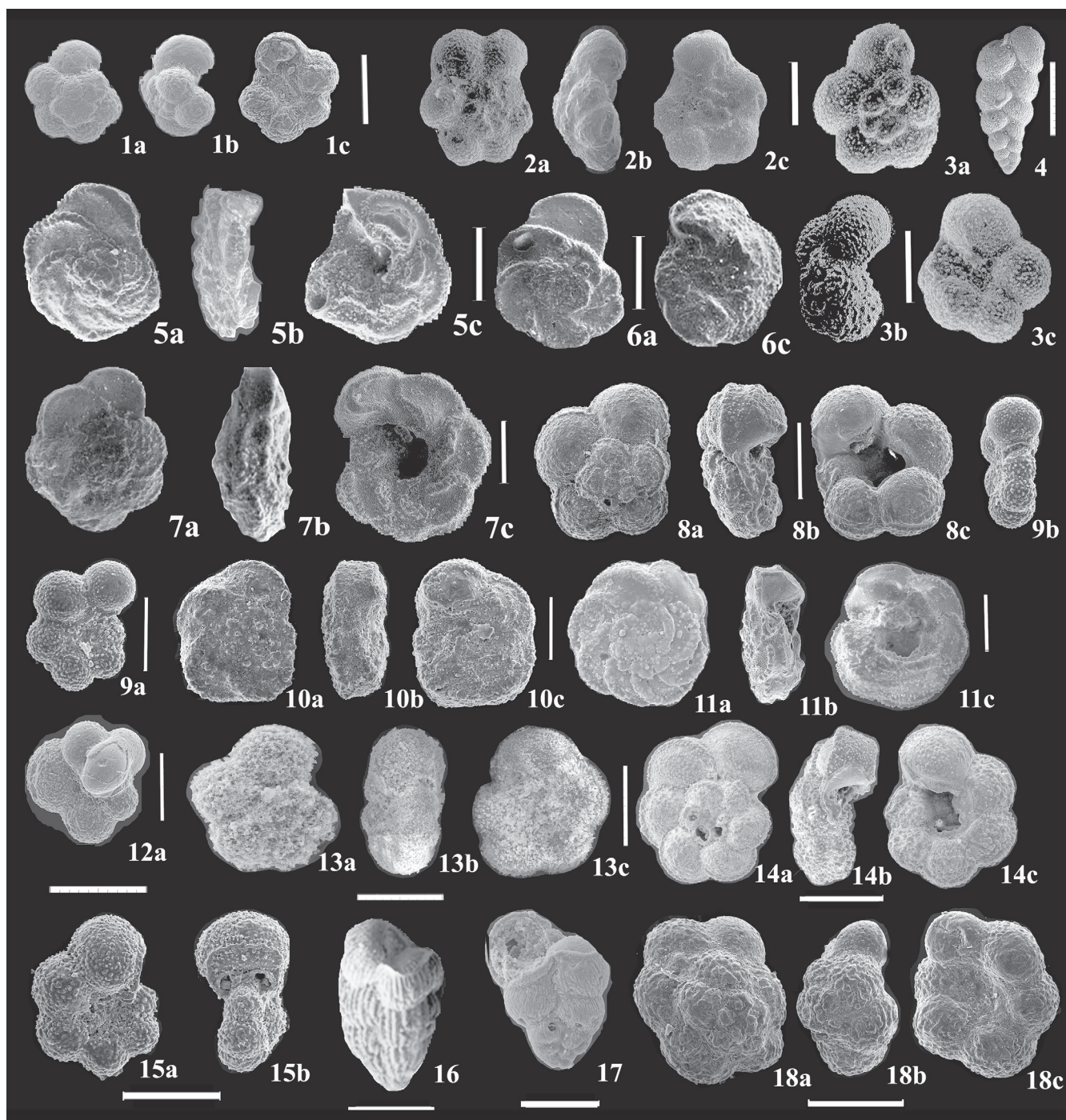
Слои с *Archaeospongoprimum andersoni*—*Archaeospongoprimum hueyi* (верхний кампан, возможно, самые низы маастрихта) установлены в разрезе Ефремово—Степановка. Возраст слоев — поздний кампан, возможно, самое начало маастрихта, согласно первому появлению *Archaeospongoprimum andersoni* Pessagno и последнему появлению вида *Archaeospongoprimum hueyi* Pessagno, завершившего существование в кампане [Вишневская, 2010]. Слои уверенно сопоставляются с нанопланктонной зоной СС 22b.

Слои с *Spongurus marcaensis*—*Rhombastrum russiense* (низы маастрихта) установлены в разрезе Ефремово—Степановка и датированы ранним маастрихтом [Вишневская, 2010; Гужиков и др., 2017].

Зоны по нанопланктону. Предлагаемые зональные подразделения основаны на публикациях М.Н. Овечкиной. Отдельные интервалы разрезов ВЕП рассмотрены в ее публикациях, которые содержат комплексное обоснование возраста определенных стратиграфических интервалов верхнемелового отдела, все эти данные сведены в монографии [Овечкина, 2007]. Новые комплексные данные, включающие расчленение по нанопланктону, содержатся в публикациях последних лет по разрезам кампана и маастрихта Ульяновского Поволжья [Олферьев и др., 2008; Первушов и др., 2015]. Разрезы юга ВЕП (Ростовская область) освещены как в совместных публикациях, так и в монографии, которая упоминалась выше [Беньямовский и др., 2012].

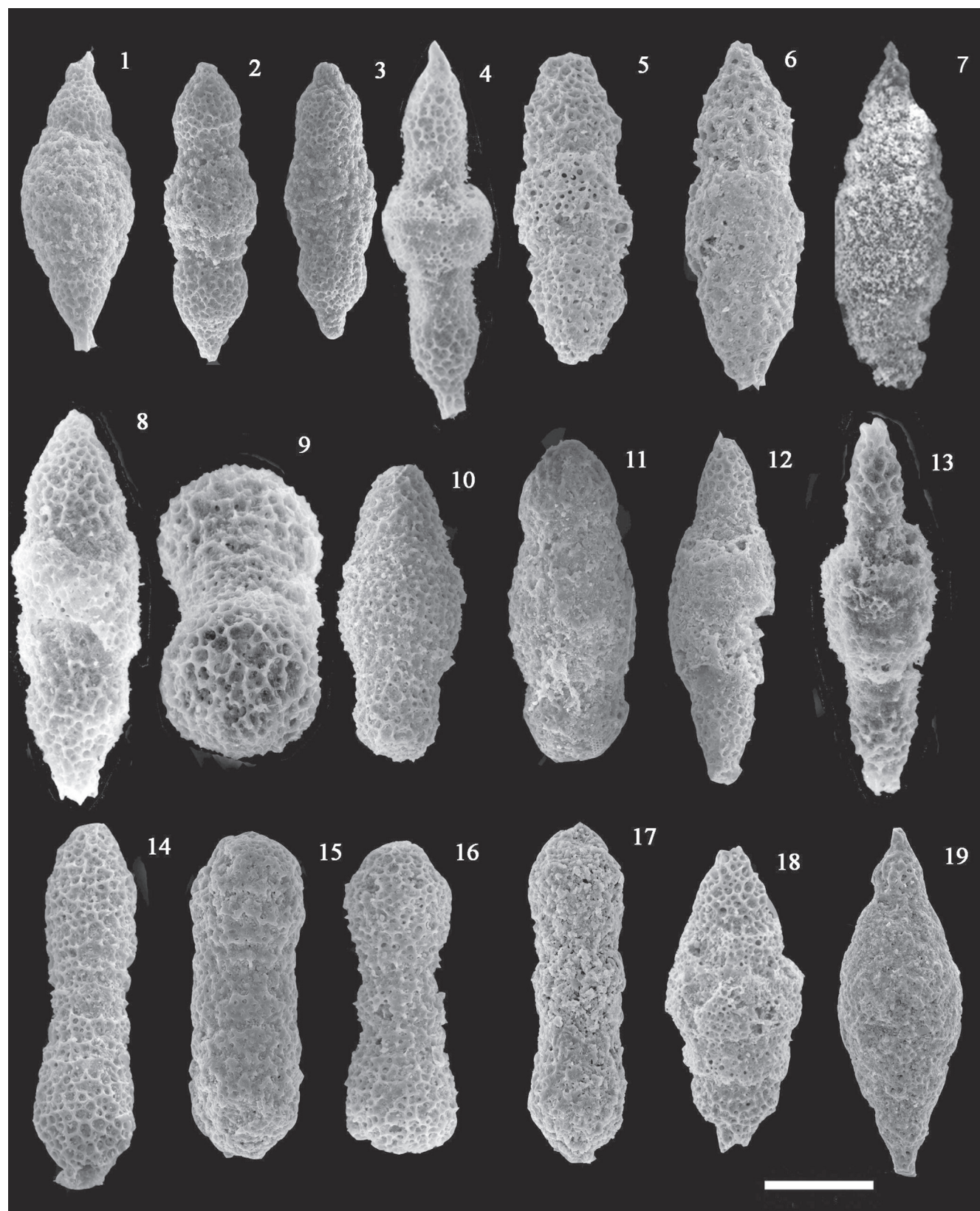
Результаты исследований и их обсуждение. Предложенная схема, которая содержит стратонны, выделенные по нескольким группам микрофоссилий, указывает на значительное влияние палеогеографии на таксономическое разнообразие БФ, ПФ и радиолярий. Именно поэтому выделяемые зоны, подзоны и слои отличаются от таковых в более дробных шкалах, составленных для южных регионов. Так, дробную схему для расчленения верхнеальбских и сеноманских отложений Крымско-Кавказского региона по ПФ нельзя использовать для разрезов ВЕП [Кораевич, Vishnevskaya, 2016]. Дробная схема О’Догерти по радиоляриям для Средиземноморья [O’Dogherthy, 1994] в пределах альба—низов нижнего сеномана охарактеризована зоной *Thanarla spoletensis*, включающей три подзоны (снизу вверх: *Mallanites romanus*, *Pogonias missilis*, *Dorypyle(?)anisa*). Эти виды-индексы в разрезах ВЕП не прослеживаются [Брагина, 2016].

(окрестности Вольска), зона *F. mariae* (LC23), обр. 66: 12, 13 — вентральная сторона; 14, 15 — дорзальная сторона; 16 — профиль; 17–27 — *Anomalinoidea complanatus* (Reuss, 1851), Красный Октябрь (окрестности Вольска), зона *Bolivinoidea draco*/*Anomalinoidea complanatus* (LC21), обр. 30: 17 — вентральная сторона; 18 — дорзальная сторона; 19 — профиль, Актулагай-2013, т.н. 3019: 20 — вентральная сторона; 21 — профиль, Западная Украина, окрестности Львова, маастрихт, обр. 85; 22 — профиль, обр. 87; 23, 25 — дорзальная сторона; 24, 26 — вентральная сторона; 27 — профиль



Фототабл. 2. Виды-индексы планктонных фораминифер. Положение а — вид с дорзальной стороны, положение б — вид с периферического края, положение с — вид с вентральной стороны; мерная линейка 200 μm

1a–с — *Microhedbergella planispira* (Tappan, 1940), Воронежская антеклиз, разрез Чернетово, дятковская свита, сеноман; 2a–с — *Hedbergella holzli* (Hagn et Zeil), Воронежская антеклиз, разрез Чернетово, тускарская свита, нижний турон; 3a–с — *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan, 1961), Воронежская антеклиз, разрез Чернетово, тускарская свита, нижний турон; 4 — *Heterohelix moremani* (Cushman, 1938), Воронежская антеклиз, разрез Фокино, дятковская свита, сеноман; 5a–с — *Marginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno, 1967), Воронежская антеклиз, разрез Фокино, тускарская свита, средний турон; 6a, с — *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), Воронежская антеклиз, разрез Чернетово, чернетовская свита, нижний коньяк; 7a–с — *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1966), Воронежская антеклиз, разрез Чернетово, чернетовская свита, нижний коньяк; 8a–с — *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny, 1840), Донбасс, разрез Закотное, нижний сантон; 9a–b — *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg), восточная часть Прикаспийской впадины, разрез Уил (скважина 68), нижний сантон; 10a–с — *Globotruncana bulloides* Vogler, 1941, север Саратовской области, разрез Вишнево, обр. 51, верхний сантон; 11a–с — *Globotruncana arca* (Cushman, 1926), восточная часть Прикаспийской впадины, разрез Уил (скважина 68), нижний кампан; 12a — *Globigerinelloides multispinus* (Laliker, 1948), север Саратовской области, разрез Вишнево, ардымская свита, верхний кампан; 13a–с — *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer, 1927), Саратовская область, разрез Лох 1, нижний маастрихт; 14a–с — *Marginotruncana marginata* (Reuss, 1845), Воронежская антеклиз, чернетовская свита, нижний коньяк; 15a, с — *Globigerinelloides biforaminatus* (Hofker, 1956), Саратовская область, разрез Ключи-1, верхний маастрихт; 16 — *Pseudotextularia elegans* (Rzehak, 1891), Саратовская область, разрез Ключи-1, верхний маастрихт; 17 — *Heterohelix globulosa* (Cushman, 1938), юг Саратовского Правобережья, разрез Банновка, верхний маастрихт; 18a–с — *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, 1952, окрестности г. Вольск, карьер Большевик, нижний маастрихт



Фототабл. 3. Кампанские радиоларии семейства Prunobrachiidae из разрезов Северного Кавказа, Саратовской области и Полярного Урала; мерная линейка 100 μm

1 — *Prunobrachium crassum* (Lipman, 1952); 2, 3 — *P. koslovae* Vishnevskaya, 2011; 4 — *Spinibrachium amoni* Vishnevskaya, 2011; 5, 6, 8 — *P. koslovae* Vishnevskaya, 2011; 7 — *P. articulatum* (Lipman, 1952); 9, 14, 15 — *Pseudobrachium gracilis* Vishnevskaya, 2011; 10, 11 — *P. crassum* (Lipman, 1952); 12, 13 — *P. boreale* Vishnevskaya, 2011; 16, 17 — *Pseudobrachium trilobatum* Vishnevskaya, 2011; 18, 19 — *P. articulatum* (Lipman, 1952)

1, 2, 3 — Саратовская область, разрез Банновка; 4–14, 16, 18 — Полярный Урал, скважина 22, 110–114 м; 7 — Северный Кавказ, разрез Урух; 17, 19 — Саратовская область, разрез Лысая Гора; 15 — Ростов-на-Дону, разрез на р. Белая Калитва

В турон-коньякском интервале наблюдается увеличение таксономического разнообразия ПФ за счет специализированных морфотипов новой группы маргинотрунканид, появившейся в Средиземноморском поясе и распространившейся на север [Robaszynski, Caron, 1995; Coccioni, Premoli Silva, 2015; Кораевич, Vishnevskaya, 2016]. Для этого интервала характерны высокие и стабильные значения отношения ПФ/БФ (50:70%, а иногда и выше) [Кораевич, 2011]. Турон-сантонский интервал характеризуется также высоким разнообразием радиоляриевых морфотипов. Поэтому выделяемые на этом уровне слои по ПФ и радиоляриям при более детальном площадном изучении могут быть выделены в качестве зон.

Начиная с конца сантона в пределах водных масс Восточно-Европейского палеобассейна происходило постепенное похолодание. Пограничные сантон-кампанские отложения охарактеризованы бедными в таксономическом отношении комплексами ПФ, так как разнообразие группы маргинотрунканид, к которым принадлежат виды-индексы, сократилось, а новые морфотипы группы глоботрунканид развивались постепенно и не сразу достигли высокого разнообразия [Кораевич, Vishnevskaya, 2016]. Похолодание на сантон-кампанской границе уверенно подтверждается обеднением нанопланктона [Овечкина, 2007], а также появлением в составе ассоциаций радиолярий представителей семейства Prunobrachidae, адаптированных к бореальным обстановкам. В составе БФ в этом интервале также отмечается более раннее появление некоторых таксонов в Крымском палеобассейне и их более поздняя миграция в бассейны южной части платформы

[Беньямовский, Кораевич, 2016]. Проанализированное распределение ПФ и радиолярий в опорных разрезах Баксан и Урух (Северный Кавказ) показало совместное нахождение тропических и бореальных видов, которые могут быть использованы как связующее звено для корреляции бореальных и тетических биостратиграфических схем [Кораевич, Vishnevskaya, 2016].

Закключение. Традиционная схема биостратиграфического расчленения верхнемеловых отложений ВЕП, которая опирается на распространении в разрезах остатков макрофауны иноцерармов (сеноман–коньяк), белемнитов (кампан и маастрихт) и основана на Западноевропейском стандарте [Олферьев, Алексеев, 2003; Олферьев, Алексеев, 2005], дополнена биостратиграфическими подразделениями по микрофоссилиям. Новая комплексная схема расчленения верхнемеловых отложений на ВЕП по микрофоссилиям включает 12 подразделений по ПФ, 23 — по БФ, 10 — по радиоляриям и 16 — по нанопланктону. Расчленение верхнемеловых отложений ВЕП по нескольким группам микрофоссилий — фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону — сделало шкалу более надежной и значительно повысило ее корреляционный потенциал.

Благодарности. Авторы искренне благодарны А.С. Алексееву за помощь и критические замечания в процессе разработки стратиграфических схем, а также Е.Ю. Барабошкину, А.Ю. Гужикову, Е.М. Первушову, В.Б. Сельцеру, М.А. Устиновой, вместе с которыми проводилась работа по изучению разрезов ВЕП. Отдельная благодарность Е.А. Жегалло за обработку и фотографирование микропалеонтологического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сеноман–коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008а. Т. 16, № 3. С. 36–46.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008б. Т. 16, № 5. С. 62–74.

Беньямовский В.Н., Алексеев А.С., Овечкина М.Н. и др. Верхний кампан–нижний маастрихт севера Ростовской области. Статья 1. Характеристика разрезов и палеонтологических комплексов, лито-биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 4. С. 33–67.

Беньямовский В.Н., Кораевич Л.Ф. Коньяк–кампанский разрез Алан–Кыр, Горный Крым: аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 3–17.

Брагина Л.Г. Зональная схема меловых (альб-сантонских) отложений тетических районов Евразии по радиоляриям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 2. С. 41–66.

Вishnevskaya В.С. Верхнемеловые радиолярии Восточно-Европейской платформы и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 49–77.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н. и др. Новые био- и магнитостратиграфические данные по кампанским–маастрихтским отложениям классического разреза Нижняя Банновка (юг Саратовского Правобережья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25, № 1. С. 24–61.

Дмитренко О.Б., Кораевич Л.Ф., Найдин Д.П. Расчленение верхнемеловых отложений Ульяновского Поволжья по известковому нанопланктону, фораминиферам и белемнитам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 7. С. 37–45.

Кораевич Л.Ф. Роль планктонных фораминифер в стратиграфии верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2011. Т. 86, вып. 3. С. 32–45.

Найдин Д.П., Иванников А.В. (ред). Пограничные отложения сантона и кампана на северном обрамлении Донбасса. Киев: Наукова думка, 1980. 107 с.

Овечкина М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука, 2007. 352 с.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 2. С. 75–101.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 3. С. 47–74.

Олферьев А.Г., Копачевич Л.Ф., Валащук И. и др. Новые данные о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы (Брянская область) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2005. № 4. С. 3–16.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Беньямовский В.Н. и др. Биостратиграфическое расчленение разреза Кокурино (Саратовская область) и аспекты стратиграфии кампана Среднего Поволжья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90, вып. 2. С. 51–84.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. С. 7–8.

Практическое руководство по микрофауне. Радиоларии мезозоя. СПб.: Недра, 1999. 272 с.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olferiev A.G. Maastrichtian and Lower Palaeocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bull. de l'Inst. Royal des Sc. Naturelles de Belgique, Sci. de la Terre. 1999. Vol. 69. Supp. A. P. 15–45.

Dubicka Z., Peryt D. Classification and evolutionary interpretation of Late Turonian-Early Campanian Gavelinella and Stensioeina (Gavelinellidae, benthic foraminifera) from

Western Ukraine // Foraminiferal Res. 2014. Vol. 44, N 2. P. 151–176.

Kopaevich L.F., Benyamovskiy V.N., Sadekov A.Yu. Middle Coniacian–Santonian foraminiferal bioevents around the Mangyshlak Peninsula and Russian Platform // Cretaceous Res. 2007. Vol. 28, N 1. P. 108–118.

Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: Palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016. Vol. 441. Spec. iss. P. 493–515.

Peryt D. Planktonic foraminiferal zonation of Mid-Cretaceous of the Annopol Anticline (Central Poland) // Zitteliana. 1983. Vol. 10. P. 575–583.

Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // Bull. Soc. Geol. France. 1995. Vol. 166, N 3. P. 681–692.

Vishnevskaya V.S., De Wever P. Upper Cretaceous Radiolaria from the Russian Platform (Moscow Basin) // Rev. Micropaleontologie. 1998. Vol. 41, N 3. P. 235–265.

Vishnevskaya V.S., De Wever P., Baraboshkin E. et al. New stratigraphic and paleogeographic data on Upper Jurassic to Cretaceous Radiolaria from the eastern periphery of the Russian Platform (Russia) // Geodiversitas. Vol. 21, N 3. P. 347–363.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Beniamovski V. Inoceramid and foraminiferal record and biozonation of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Mangyshlak Mts., Western Kazakhstan // Acta Geologica Polonica. 2013. Vol. 63, N 4. P. 469–487.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Olferiev A.G. Inoceramid/foraminiferal succession of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Briansk Region (Central European Russia) // Acta Geologica Polonica. 2004. Vol. 54, N 4. P. 597–609.

Поступила в редакцию
07.06.2017

УДК 551.86: 551.781.(470.4)

Б.Т. Янин¹, В.Н. Беньямовский²

НОРЫ ДЕСЯТИНОГИХ РАКООБРАЗНЫХ ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ³

Описаны новые находки нор десятиногих ракообразных, относящихся к двум ихновидам *Thalassinoides suevicus* Rieth и *Ophiomorpha nodosa* Lundgren из верхнепалеоценовых и нижнеэоценовых отложений, уточнено стратиграфическое положение и дана оценка их палеогеографического значения для определения эвстатических фаз в развитии палеогенового Поволжско-Прикаспийского палеобассейна.

Ключевые слова: норы ракообразных, верхний палеоцен—нижний эоцен, стратиграфия, палеогеография, Среднее Поволжье.

The description of the new finding of the burrows of decapod crustacean from Upper Paleocene and Lower Eocene deposits relating to two ichnotaxons (*Thalassinoides suevicus* Rieth and *Ophiomorpha nodosa* Lundgren), clarifies their stratigraphic position and state the paleogeographic significance for determining eustatic phases in the development of semirestricted Early Paleogene Volga-Caspian basin.

Key words: the burrows of decapods, Upper Paleocene—Lower Eocene, stratigraphy, paleogeography, Middle Volga Region.

Введение. Материалом для статьи послужила коллекция нор высших ракообразных, собранная во время полевых работ сотрудниками ГИН РАН М.А. Ахметьевым, Г.Н. Александровой, Т.В. Орешкиной, Э.П. Радионовой и В.Н. Беньямовским в июне-июле 2002 г. при изучении опорных разрезов палеоценовых и эоценовых отложений в юго-восточной части Русской плиты (Ульяновская, Самарская и Пензенская области, рис. 1). Коллекция нор была передана Б.Т. Янину для определения и описания ихновидов. Ранее аналогичные норы описаны из эоценовых отложений Южного Поволжья, в окрестностях г. Камышин Волгоградской обл. [Вялов, 1966].

Изученная территория в палеогене представляла собой полузамкнутый краевой бассейн, расположенный в пределах эпиконтинентальной северной периферии бассейна Паратетис. Согласно принятому районированию Поволжско-Прикаспийского субрегиона эта территория входит в Ульяновско-Сызранскую структурно-фациальную зону (СФЗ) [Унифицированная..., 2015].

Опорные разрезы, содержащие горизонты с норами десятиногих ракообразных, находятся в пределах распространения терригенных пород зеландского и танетского ярусов верхнего палеоцена и низов ипрского яруса нижнего эоцена, сложенных в основном песками с прослоями песчаников. Обращает на себя внимание тот факт, что в опорных разрезах, расположенных в поле

распространения другого типа отложений, представленных биогенно-кремнистыми осадочными образованиями (диатомитами, трепелом, опоками), уровни с норами декапод не зафиксированы.

Характеристика слоев с норами декапод. Верхний палеоцен, зеландский и нижняя часть танетского ярусов, камышинский горизонт, саратовская свита (рис. 1, 2).

Обнажение 1 (Рызлей, Ульяновская обл., рис. 2). В осыпи на уровне слоя 1, сложенного серо-зелеными глауконит-кварцевыми песками, встречены ядра нор талассиноидных раков (ихновид *Thalassinoides suevicus* Rieth: фототаблица, 1, 2). Норы гладкие, субцилиндрической формы, с круглым сечением. Это указывает на то, что они при жизни раков-продюсеров были вертикальными шахтами. Полости нор выполнены вмещающей породой.

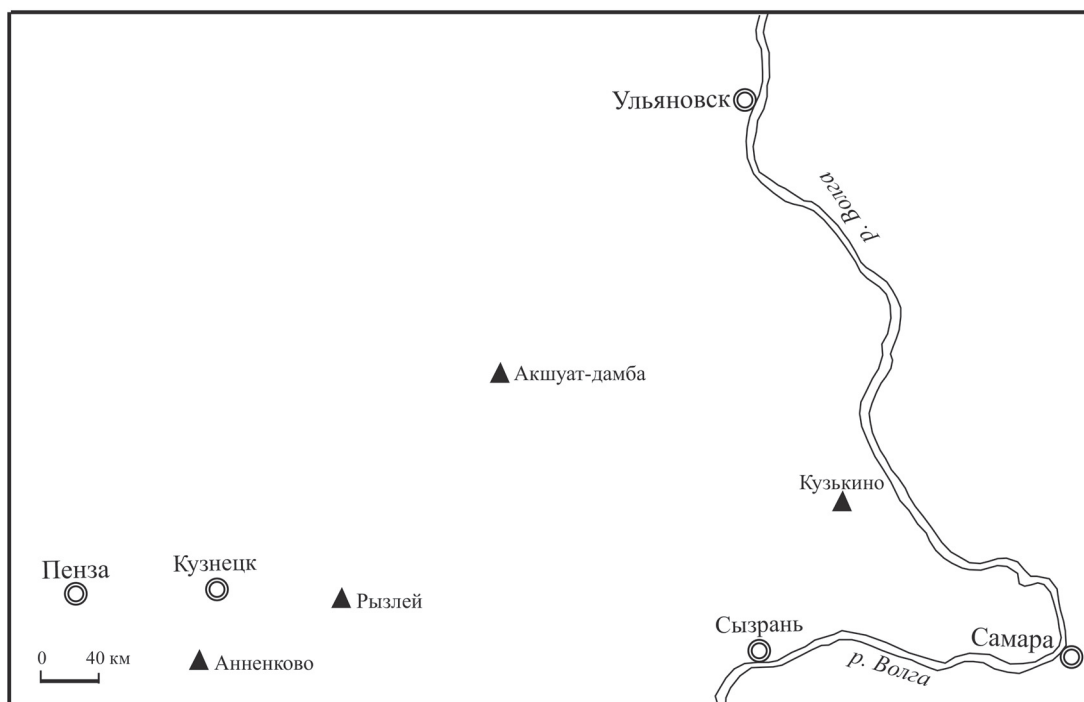
Обнажение 2 (Акшут-дамба, Ульяновская обл., рис. 2). В осыпи на уровне нижних прослоев мелкозернистых песков и крепких сливных песчаников собрано 4 фрагмента ядер шахт *Th. suevicus* (фототаблица, 3–6). Ядра гладкие, полностью окремнелые, в их центральных частях наблюдается осевая темноокрашенная сердцевина до 6–8 мм в поперечном сечении. На одном экземпляре такая сердцевина выпала из ядра (фототаблица, 6). Вокруг кремневого стержня наблюдаются концентрические слои выветривания, повторяющие очертания сечения нор. На поверхности одного

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: yaninbt@gmail.com

² Геологический институт РАН, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: vnben@mail.ru

³ Работа выполнена в рамках госзадания для ГИН РАН № 0135-2014-0070 и грантов РФФИ МГУ (проекты № 13-05-00745а, 16-05-00207). Изученные образцы хранятся в Музее земледования МГУ, коллекция № 131.

Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов



ядра (фототаблица, 4) по ним образовались корки, создающие ошибочное впечатление о присутствии на ядре трубчатого слоя.

Обнажение 3 (Кузькино-2, Самарская обл., рис. 2). В осыпи на уровне нижнего слоя (0,4 м) пачки глинистых песков с фосфоритовыми желваками и пятнами ожелезнения найдены ядра шахт *Th. suevicus* (фототаблица, 7, 8), которые, вероятно, были приурочены к поверхности твердого дна (hard ground). Из-за полного окремнения ядер остается неясным, каким вмещающим осадком были заполнены первично пустые норы.

Нижний эоцен, нижняя часть ипрского яруса, пролейский горизонт, калининская свита.

Обнажение 4 (Анненково, Пензенская обл., рис. 2). В осыпи из слоя (0,6 м) уплотненных грубозернистых кварцевых песков с мелкой галькой собрано 8 фрагментов ядер нор *Ophiomorpha nodosa* Lundgr., представленных преимущественно ядрами шахт: цилиндрической формы, прямыми (фототаблица, 9, 10, 13) или слабоизогнутыми (фототаблица, 11, 12), с четко выраженной бугорчатой (нодулярной) скульптурой. Внутренняя трубка-оболочка на ядрах не сохранилась. Нодули сложены средnezернистым песчаником, не отличающимся по структуре от материала-заполнителя нор. На фототаблице (12) видно наложение нор, принадлежавших особям раков-продюсеров разного возраста. Все фрагменты ядер нор полностью лимонитизированы.

Палеогеографическое значение уровней с норами декапод. Как известно, наиболее благоприятными местами обитания современных десятиногих ракообразных служат мелководные зоны морей и океанов. Исходя из актуалистических данных исследователи предполагают, что присутствие

нор декапод в отложениях разного возраста может свидетельствовать о мелководно-прибрежных обстановках обитания их древних представителей [Геккер и др., 1962; Kennedy, Sellwood, 1970]. Это положение принято и нами при палеогеографическом анализе характера осадконакопления и состава биоты в палеогеновом бассейне в изученном регионе.

Характерная особенность развития этого палеобассейна — чередование фаз открытоморских акваторий с биогенно-кремнистыми осадками и представителями групп морских организмов (планктонные динофлагелляты, диноцисты, радиолярии и бентосные моллюски) и прибрежно-морских образований с обилием ракообразных. Именно в фазы обмеления моря благодаря огромному количеству декапод и благоприятным условиям захоронения и фоссилизации следов их жизнедеятельности (быстрое захоронение, окремнение, лимонитизация) в палеогеновых отложениях многих разрезов присутствуют четкие горизонты с их норами (рис. 3).

Нами выделено 6 фаз сменяемости режимов палеобассейна (рис. 3):

— фаза 1 (длительность около 3 млн лет; зона *Trinacria senta*) — открытоморская обстановка, кремнистые отложения (диатомиты, опоки, трепел);

— фаза 2 (приблизительно 1,5 млн лет; зона не установлена) — обмеление бассейна, опоковидные песчаники, песчаные опоки с прослоями трепела (фаза обособляется также по морским палиноморфам [Александрова, 2013]);

— фаза 3 (~1 млн лет; слои с *Grunowiella gemmata*, соответствует зеландской фазе эвстатической трансгрессии) — углубление бассейна,

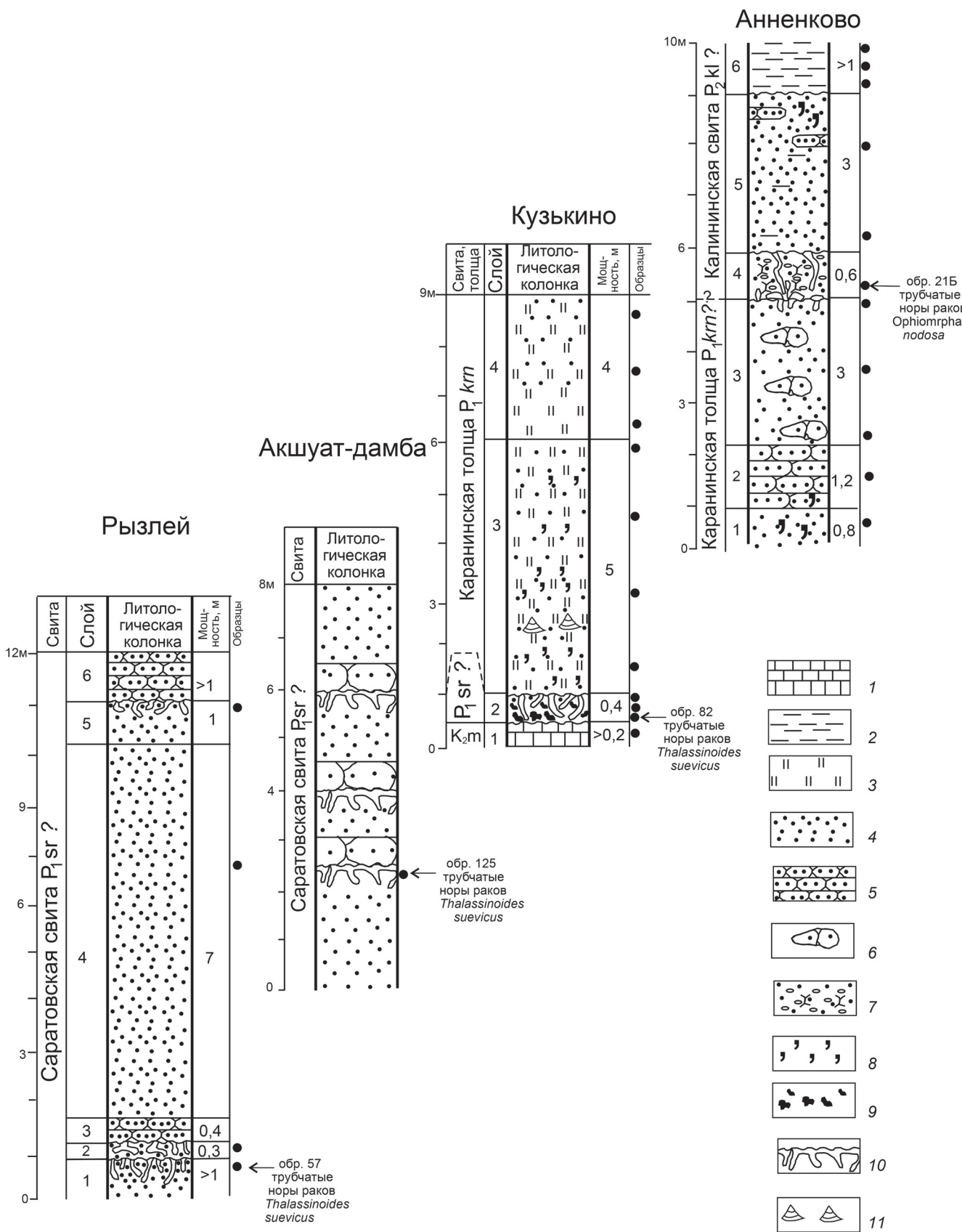


Рис. 2. Разрезы палеогеновых отложений с норami декапод: 1 — мел; 2 — глины; 3 — опоки; 4 — пески; 5 — песчаники; 6 — конкреционные тела песчаников в рыхлых песках; 7 — пески уплотненные, с галькой; 8 — глауконит; 9 — фосфоритизированная галька; 10 — уровни с норami декапод; 11 — раковины моллюсков

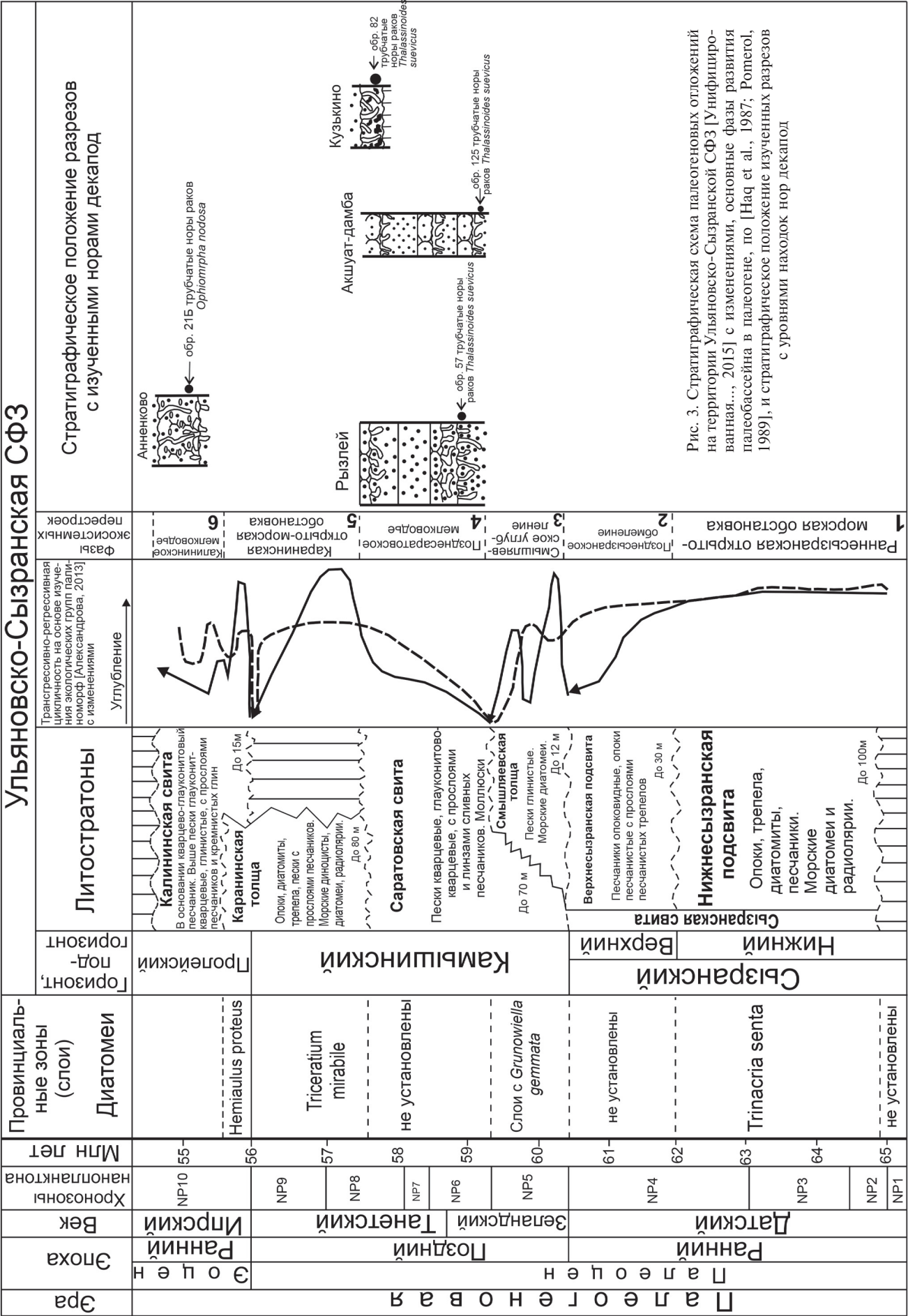


Рис. 3. Стратиграфическая схема палеогеновых отложений на территории Ульяновско-Сызранской СФЗ [Унифицированная..., 2015] с изменениями, основные фазы развития палеобассейна в палеогене, по [Наз et al., 1987; Romerol, 1989], и стратиграфическое положение изученных разрезов с уровнями находок нор декапод

пески и глинистые песчаники с морскими диатомовыми и двустворчатыми моллюсками *Cyprina morrisi* J. Sow.;

– фаза 4 (~2 млн лет, зона не установлена) — обширное обмеление бассейна, с островами и перерывами осадконакопления; песчаники глауконит-кварцевые, с прослоями и линзами сливных песчаников, многочисленные норы *Th. suevicus*;

– фаза 5 (1,5 млн лет, зоны *Triceratium mirabile* и *Nemialus proteus*) — открытоморская обстановка, диатомиты, трепел, опоки, пески, песчаники с морскими диатомовыми, диноцистами, радиолариями;

– фаза 6 (~1 млн лет, зона не установлена) — мелководно-прибрежная обстановка, кварцево-глауконитовые пески и песчаники с прослоями глин, присутствие ракообразных (норы *Oph. nodosa*).

Описание ихнотаксонов. Высшие таксоны выделены здесь согласно системе, предложенной О.С. Вяловым [1966, 1987, 1993].

Ихноотряд Crustolithida Vialov, 1966

Ихносемейство Thalassinoididae Vialov, 1993

Ихнород *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944

Ихновид *Thalassinoides suevicus* Rieth, 1932

Фототаблица, 1–8

Cylindrites suevicus: Rieth, 1932, S. 274, Tab. 2, fig. 1–6.

Thalassinoides suevicus: Ehrenberg, 1944, S. 354; Bromley, Ekdale, 1984, p. 302, text-fig. 6; Howard, Frey, 1984, p. 213, text-fig. 24; Янин, Барабошкин, 2013, с. 42, табл. 1, фиг. 1–6; табл. 2, фиг. 1–8; Yanin, Baraboshkin, 2013, с. 285, табл. 1, фиг. 1–6; табл. 2, фиг. 1–8.

Г о л о т и п не обозначен.

Д и а г н о з. Ядра нор субцилиндрической формы, гладкие, реже с тонкими продольными штрихами; шахты прямые или слабоизогнутые, без трубок-оболочек; диаметр 10–27 мм.

Р а з м е р ы фрагментов ядер нор

Номер экземпляра	Длина, мм	Диаметр, мм
131/3	70	10
131/8	80	25
131/5	110	15
131/1	120	23–27
131/6	—	23
131/7	80	25
131/2	87	20
131/4	88	12–20

С р а в н е н и е. От *Th. callianassae* Ehrenberg, 1938 (миоцен, Германия; мел–палеоген, Крым) отличается меньшими размерами нор (диаметр 10–28 мм против 35–60 мм у сравниваемого вида).

Р а с п р о с т р а н е н и е. Средний триас–миоцен.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Верхний палеоцен, саратовская свита; окрестности сел Разлей и

Акшут (Ульяновская обл.) и Кузькино (Самарская обл.).

М а т е р и а л. 8 экз. фрагментов ядер нор удовлетворительной сохранности.

Ихносемейство Ophiomorphidae Vialov, 1987

Ихнород *Ophiomorpha* Lundgren, 1891

Ихновид *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 1891

Фототаблица, 9–13

Ophiomorpha nodosa: Lundgren, 1891, p. 114, text-fig. 1, 2; Häntzschel, 1962, p. W205, text-fig. 125,9; 1975, p. W85, text-fig. 54.1b; Вялов, 1966, с. 96, табл. 16, фиг. 1–4, 7; табл. 17, фиг. 1–3; табл. 18, фиг. 2–4; табл. 19, фиг. 1–4; табл. 20, фиг. 2–4; табл. 22, фиг. 1–3; табл. 24, фиг. 1,2; Bromley, Frey, 1974, p. 329, text-fig. 11; Frey, Howard, Pryor, 1978, p. 224, text-fig. 1A,C; 2A,C-G; 3; 4B,C; 5; 6; 8C; 11; Andersson, 1981, p. 106, text-fig. 1, 2; Bromley, Ekdale, 1984, p. 306, text-fig. 7; Uchman, Krenmayr, 1995, p. 507, text-fig. 6B-D; Ильин, 2005, с. 121, текст-фиг. 23.

Ophiomorpha tuberosa: Вялов, 1966, с. 94, табл. 16, фиг. 5, 6, 8; табл. 23, фиг. 1–9; табл. 24, фиг. 3–7; табл. 25, фиг. 1–3; Ильин, 2005, с. 120, текст-фиг. 22.

Ophiomorpha gigantea: Вялов, 1966, с. 103, табл. 22, фиг. 4a,б.

Ophiomorpha sp.: Геккер, Осипова, Бельская, 1962, т. 2, с. 203, рис. 48a,б.

Cylindrites tuberosus: Eichwald, 1865, p. 8, tab. 4, fig. 13; tab. 5, фиг. 1; Романовский, 1890, с. 124, табл. 18, фиг. 4,5; табл. 19, фиг. 1.

Л е к т о т и п. Экземпляр *Ophiomorpha nodosa* Lundgren (1891, текст-фиг. 1: фрагмент ядра норы), Ю. Швеция, верхний мел или палеоцен, по последующему обозначению [Blisset, Pickerill, 2004, p. 352].

Д и а г н о з. Ядра нор цилиндрической формы, прямые или слабоизогнутые, покрытые многочисленными шаровидными бугорками разного размера (нодулями), расположенными плотно и бессистемно, подобно булыжной мостовой; длина фрагментов нор 45–120 мм, диаметр 8–33 мм; диаметр нодулей изменяется в зависимости от размера нор (от 0,5 до 8 мм).

Р а з м е р ы фрагментов ядер нор

Номер экземпляра	Длина, мм	Диаметр нор, мм	Диаметр нодулей, мм
131/96	45	8	0,5–1,0
131/9a	94	25	1,5–5
131/11	76	13	2–4
131/13	82	16	2–5
131/12	120	33	2–8
131/10	63	19–23	1,5–5

С р а в н е н и е. Отличается от *Oph. annulata* Ksiazkiewicz (верхний мел Польши и США, штат Юта) бугорчатой (нодулярной) скульптурой (сравниваемый ихновид имеет аннулятную скульптуру, представленную правильными поперечными



Фототаблица. Коллекция в МЗ МГУ, № 131, фрагменты ядер нор, из осыпи, преимущественно сбоку, сборы В.Н. Беньямовского, 2002 г.: 1–8 — *Thalassinoides suevicus* (Rieth): 1 — экз. № 131/1, x1; 2 — экз. № 131/2, x1; 1,2 — Ульяновская обл., окрестности с. Рызлей, верхний палеоцен, зеландский и нижняя часть танетского ярусов, камышинский горизонт, саратовская свита; обн. 1, полевой номер 57; 3 — экз. № 131/3, x1; 4 — экз. № 131/4, x1; 5 — экз. № 131/5, x1; 6 — экз. № 131/6, поперечное сечение шахты, x1; 3–6 — Ульяновская обл., окрестности пос. Акшут-дамба; возраст тот же; обн. 2, полевой номер 125; 7 — экз. № 131/7, x1; 8 — экз. № 131/8, x1,2; 7, 8 — Самарская обл., окрестности с. Кузькино-2; возраст тот же; обн. 3, полевой номер 82; 9–13 — *Ophiomorpha nodosa* (Lundgren): 9а,б — экз. № 131/9, x1,5; а — две соприкасающиеся шахты взрослых особей; б — горизонтальный туннель норы молодой особи; 10 — экз. № 131/10, x1; 11 — экз. № 131/11, x1; 12 — экз. № 131/12, x1,5; 13 — экз. № 131/13, x1; 9–13 — Пензенская обл., район с. Анненково, р. Тютнярь; нижний эоцен, нижняя часть ипрского яруса, пролейский горизонт, калининская свита; обн. 4, полевой номер 21

рядами эллипсоидных нодулей-пеллет); от *Oph. borneensis* Keij, верхний миоцен Индонезии (о. Борнео) и эоцен Аляски — простыми одинарными бессистемно рассеянными бугорчатыми нодулями (у сравниваемого ихновида нодули обычно парные и расположены, как правило, в шахматном порядке).

З а м е ч а н и я. Несмотря на то что включенный нами в синонимику *Oph. nodosa* ихновид *Cylindrites tuberosus*, выделенный ранее [Eichwald, 1865], имеет приоритет, мы оставляем в качестве валидного видового названия *Oph. nodosa*, предложенное позднее В. Лундгреном [Lundgren, 1891], отметившим наиболее важный признак для этого ихнорода и ихновида — наличие на поверхности нор нодулярной скульптуры. Это видовое название стало традиционным, оно уже давно используется палеонтологами многих стран.

В. Хенцшел [Häntzschel, 1952], проведя ревизию всех известных на то время ихновидов, которых ранее по морфологическим признакам относили к роду *Ophiomorpha*, сделал вывод, что они относятся к одному виду — *Oph. nodosa* Lundgren.

О.С. Вялов [1966] не согласился с его точкой зрения и, основываясь только на размерах внешнего диаметра нор, настоял на самостоятельности 4-х ихновидов: *Oph. tuberosa* (Eichw.) — менее 15, *Oph. nodosa* Lundgr. — 15–33, *Oph. saxonica* (Gein.) — 33–50, *Oph. gigantea* Vialov — более 50 мм.

Анализ всех изображений видов офиоморф, приведенных в работах О.С. Вялова и других исследователей, позволил нам усомниться в правильности выбора диаметра нор в качестве главного видового признака. В массовых выборках нор офиоморфного типа из одного местонахождения, как правило, присутствуют их фрагменты, которые принадлежат особям разного возраста и образуют непрерывную серию перехода от форм с малым диаметром до форм с большим диаметром. Это же наблюдается и на приводимом нами в статье материале. При этом мы допускаем, что в одно и то же время в одной экологической нише могли обитать особи только одного вида раков-продюсеров нор. Поэтому, принимая точку зрения В. Хенцшеля [Häntzschel, 1952], мы включили в синонимику ихновида *Oph. nodosa* все виды, описанные О.С. Вяловым [1966].

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний мел–голоцен.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Нижний эоцен, ипрский ярус, калининская свита, окрестности с. Анненково (юго-восточная часть Пензенской обл., верховья р. Тетрянь).

М а т е р и а л. 7 фрагментов ядер нор хорошей сохранности.

Выводы. 1. Впервые описаны норы декапод из верхнепалеоценовых и нижнеэоценовых отложений Среднего Поволжья (Ульяновская, Пензенская и Самарская области России). Они при-

надлежат двум ихновидам: *Thalassinoides suevicus* Rieth, встреченному в разрезах верхнего палеоцена, и *Ophiomorpha nodosa* Lundgren — в разрезах нижнего эоцена. Эти находки нор декапод — самые северные для мелового и палеогенового периодов на территории Восточно-Европейской платформы.

2. Присутствие нор декапод в описанных разрезах указывает на мелководные литоральные и сублиторальные обстановки обитания десятиногих ракообразных в приведенных временных интервалах.

3. История развития палеобассейна в пределах Ульяновско-Сызранской СФЗ характеризуется сменой шести фаз обстановок осадконакопления, соответствующих глобальной трансгрессивно-регрессивной эвстатической цикличности [Наг et al., 1967; Pomerol, 1989; Александрова, 2013].

4. Горизонты с норами раков соответствуют эвстатическим фазам обмеления палеобассейна: позднесаратовской (ранний танет) — время *Th. suevicus* и калининской (ранний ипр) — время *Oph. nodosa*. В эти фазы территория Ульяновско-Сызранской СФЗ превращалась в Ульяновский залив на северо-восточной периферии бассейна Паратетис [Атлас..., 1967]. Не исключено, что в фазы высокого уровня Мирового океана — раннесызранской (ранний–средний даний) и каранинской (поздний танет–самое начало ипра) — Восточно-Европейское море соединялось с Западно-Сибирским бассейном Ивдель-Ульяновским проливом [Беньямовский, 2007].

5. Следуя логике крупнейших экосистемных перестроек и согласно глобальной трансгрессивно-регрессивной цикличности, начало зеландского века (рубеж раннего и позднего палеоцена), соответствующее началу крупной эвстатической трансгрессии, должно находиться на нижней границе регионального камышинского горизонта. Таким образом, нижняя граница камышинского горизонта должна быть понижена с кровли зеландского яруса до его подошвы и отвечать границе нижнего и верхнего подотдела палеоцена. Соответственно, также должны стать более древними комплексы биостратонов этого горизонта и местные литолого-стратиграфические единицы — саратовская свита и смышляевская толща.

6. Мы полагаем, что Ульяновско-Сызранская СФЗ может служить полигоном для изучения ихнофоссилий в раннем кайнозое эпиконтинентальных морей Северо-Западной Евразии. Полученный материал по ихнофоссилиям можно сравнить с аналогичными ископаемыми следами из отложений нижнего эоцена классического опорного разреза на плато Актолагай в бассейне р. Эмба (Актюбинская область, Западный Казахстан) [Барабоскин и др., 2015]. В этом разрезе норы *Ophiomorpha* также приурочены к песчаным горизонтам, а *Thalassinoides* — к фации твердого каменного дна.

7. Раннетанетский уровень с *Th. suevicus* и раннеипрский с *Oph. nodosa* могут сыграть важную роль при межрегиональных корреляциях, поскольку фиксируют значительные перестрой-

ки как в начале танета, так и в начале ипра на всем пространстве эпиконтинентального бассейна Европейской палеобиогеографической области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н. Диноцисты палеоцена Среднего и Нижнего Поволжья: стратиграфия и палеообстановки: Автореф. канд. дисс. М., 2013. 22 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды / Отв. ред. В.А. Гроссгейм, В.Е. Хаин. М.: ГУГК, 1967.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Беньямовский В.Н. и др. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования эоценовых отложений плато Актолагай (Западный Казахстан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 67–76.

Беньямовский В.Н. Палеогеновые меридиональные проливы Северной Евразии // Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: МГУ, 2007. С. 80–119.

Вялов О.С. Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев: Наукова думка, 1966. 219 с.

Вялов О.С. Палеоихнология — учение о следах жизнедеятельности организмов. Львов, 1987. 54 с.

Вялов О.С. Следы жизнедеятельности организмов и их классификация // Следы жизнедеятельности древних организмов. М.: Наука, 1993. С. 5–11.

Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. Кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 332 с.

Ильин И.В. Меловые и палеогеновые десятиногие ракообразные (Crustaceomorpha, Decapoda) западной части Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 296 с.

Романовский Г.Д. Материалы по геологии Туркестанского края. Вып. III. СПб., 1890.

Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона: Объясн. зап. М.: ФГУП «ВНИГНИ», 2015. 96 с.

Янин Б.Т., Барабошкин Е.Ю. Норы Thalassinoides (структура зарывания десятиногих ракообразных) из нижнемеловых отложений Юго-Западного и Центрального Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21, № 3. С. 39–49.

Andersson K. Bernhard Lundgren's (1891) description of Ophiomorpha // Geol. fören Stockholm förhandl. 1981. Vol. 103, N 1. P. 105–107.

Blissett D.J., Pickerill R.K. Soft-sediment ichnotaxa from the Cenozoic White Limestone Group, Jamaica, West Indies // Scripta Geol. 2004. N 127. P. 341–378.

Bromley R.G., Ekdale A.A. Trace fossil preservation in flint in the European chalk // J. Paleontol. 1984. Vol. 58, N 2. P. 298–311.

Bromley R.G., Frey R.W. Redescription of the trace fossil Gyrolithes and taxonomic evaluation of Thalassinoides,

Ophiomorpha and Spongiomorpha // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1974. Vol. 23. P. 311–335.

Ehrenberg K. Bauten von Decapoden (*Callianassa* sp.) aus dem Miozän (Burdigal) von Burgschleinitz bei Eggenburg im Gau Nieder-Donau (Niederösterreich) // Paläontol. Zeitschr. 1938. Bd. 20, N 3–4. S. 263–284.

Ehrenberg K. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse // Paläontol. Zeitschr. 1944. Bd. 23. S. 354–359.

Eichwald E. Lethaea Rossica ou paléontologie de la Russie, décrite et figurée. T. 2. Période moyenne. Stuttgart: Schweizerbart, 1865–1868. 1304 S.

Frey R.W., Howard J.D., Pryor W.A. Ophiomorpha: its morphology, taxonomic, and environmental significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1978. Vol. 23. P. 199–229.

Häntzschel W. Die Lebensspur Ophiomorpha Lundgren im Miozän bei Hamburg, ihre weltweite Verbreitung und Synonymie // Mitt. Geol. Staats. Hamburg. 1952. Bd. 21. S. 142–153.

Häntzschel W. Trace fossils and Problematica / Treatise on Invertebrate Paleontology. Part. W. Miscellaneous // Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas. Press. New York, Colorado, Lawrence. 1962. P. W177–W245; 1975. P. W1–W269.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic (250 million years ago to present) // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.

Howard J.D., Frey R.W. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah // Can. J. Earth. Sci. 1944. Vol. 21. P. 200–219.

Kennedy W.J., Sellwood B.W. Ophiomorpha nodosa Lundgren, a marine indicator from the Sparnacian of southeast England // Proc. Geol. Assoc. 1970. Vol. 81, N 1. P. 99–110.

Lundgren B. Studier öfver fossilförande lösa block // Geol. fören. Stockholm Förhandl. 1891. Vol. 13, N 2. P. 3–121.

Pomerol C. Stratigraphy of the Palaeogene: hiatuses and transitions // Proc. Geol. Assoc. 1989. Vol. 100, N 3. P. 313–324.

Rieth A. Neue Funde spongiomorpher Fucoidea aus dem Jura Schwabens // N. Jahrb. Geol. Paläontol. Abh. N. S. 1932. Bd. 19. S. 257–294.

Uchman A., Krenmayr H.J. Trace fossils from Lower Miocene (Ottomanian) molasse deposits of Upper Austria // Paläontol. Zeitschr. 1995. Bd. 69, N 3–4. S. 503–524.

Yanin B.T., Baraboshkin E.Yu. Thalassinoides Burrows (Decapoda dwelling structures) in Lower Cretaceous sections of Southwestern and Central Crimea // Stratigr. Geol. Correlation. 2013. Vol. 21, N 3. P. 280–290.

Поступила в редакцию
25.05.2017

УДК 552.57(477)

А.Х. Богомолов¹, Св.А. Сидоренко²

ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

Посвящается 100-летию со дня рождения А.В. Сидоренко и 115-летию Н.Б. Вас-
соевича — большим энтузиастам изучения докембрийского органического вещества

На земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей,
а потому и более могущественной по своим последствиям, чем живые организмы,
взятые в целом.

В.И. Вернадский

На примере Украинского кристаллического щита рассмотрены главные особен-
ности преобразования органического вещества (ОВ) трех фаций: фации зеленых сланцев,
амфиболитовой и гранулитовой. Охарактеризованы масштаб распространения и содер-
жание ОВ в высокоуглеродистых древних породах, проведена реконструкция состава
первичных осадочных пород и процессов накопления биофильных элементов в ходе
преобразования ОВ.

Ключевые слова: преобразование органического вещества, фации метаморфизма,
биофильные элементы, битумоиды, реконструкция.

The main features of the transformation of organic matter (OM) of three facies of meta-
morphism (the facies of green shales, amphibolite and granulite facies) on the example of the
Ukrainian crystal shield are discussed. The area of distribution and content of OM in high-carbon
ancient rocks is characterized, the composition of primary sedimentary rocks, the processes of
accumulation of biophilic elements during the transformation of OM are reconstructed.

Key words: transformation of organic matter, facies of metamorphism, biophilic elements,
bitumen, reconstruction.

Введение. Один из важнейших вопросов со-
временной геологии — познание ранних этапов
истории развития Земли, что прежде всего связано
с изучением докембрийских образований. Большое
внимание отечественных и зарубежных ученых к
этой проблеме обусловлено насущными потреб-
ностями практической деятельности.

Акад. А.В. Сидоренко [1975] отмечал: «...хотя
исследования графита в осадочно-метаморфических
породах докембрия имеют особое значение, этот
весьма распространенный минерал, встречающий-
ся во многих типах седиментогенных пород, даже
глубоко метаморфизованных, изучен недостаточ-
но, выполнено очень мало работ по геологии,
минералогии, геохимии, метаморфизму графита
и графитоподобных соединений, и поэтому не-
обходимы дальнейшие всесторонние исследования
геохимии углерода».

Учение о биосфере, разработанное выдающим-
ся отечественным геохимиком В.И. Вернадским,
представляет прочную основу для характеристики
докембрийских условий осадконакопления. В про-
терозое влияние живого мира на процессы, про-
текавшие в биосфере, были не менее значительны,

чем в более поздние эпохи. В это время шире, чем
в фанерозое, были распространены теплые мел-
ководные эпиконтинентальные моря с пышным
фотосинтезирующим биосом, обусловившим пере-
работку состава атмосферы и гидросферы Земли.

Постановка проблемы. Изучение докембрий-
ских высокоуглеродных отложений с точки зрения
возможного образования нефти и газа в них ставит
ряд вопросов:

1) каковы масштабы распространения и со-
держания ОВ в графитсодержащих и высокоугле-
родистых древних породах;

2) какую информацию дает реконструкция
состава первичных осадочных пород;

3) какие биохимические компоненты живого
вещества (ЖВ) обязаны его жизнедеятельности;

4) каковы процессы накопления биофильных
элементов в ОВ графитсодержащих пород;

5) когда ОВ достигло соответствующего пре-
образования для генерации нефти и газа.

В основу статьи положены следующие данные
исследований и материалы: полевые, изучение
кернового материала, литологические, петро-
графические и геохимические исследования ОВ

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: nvprongl@mail.ru

² Институт проблем нефти и газа РАН, вед. науч. с., докт. геол.-минерал. н.; e-mail: sidorenko@ipng.ru

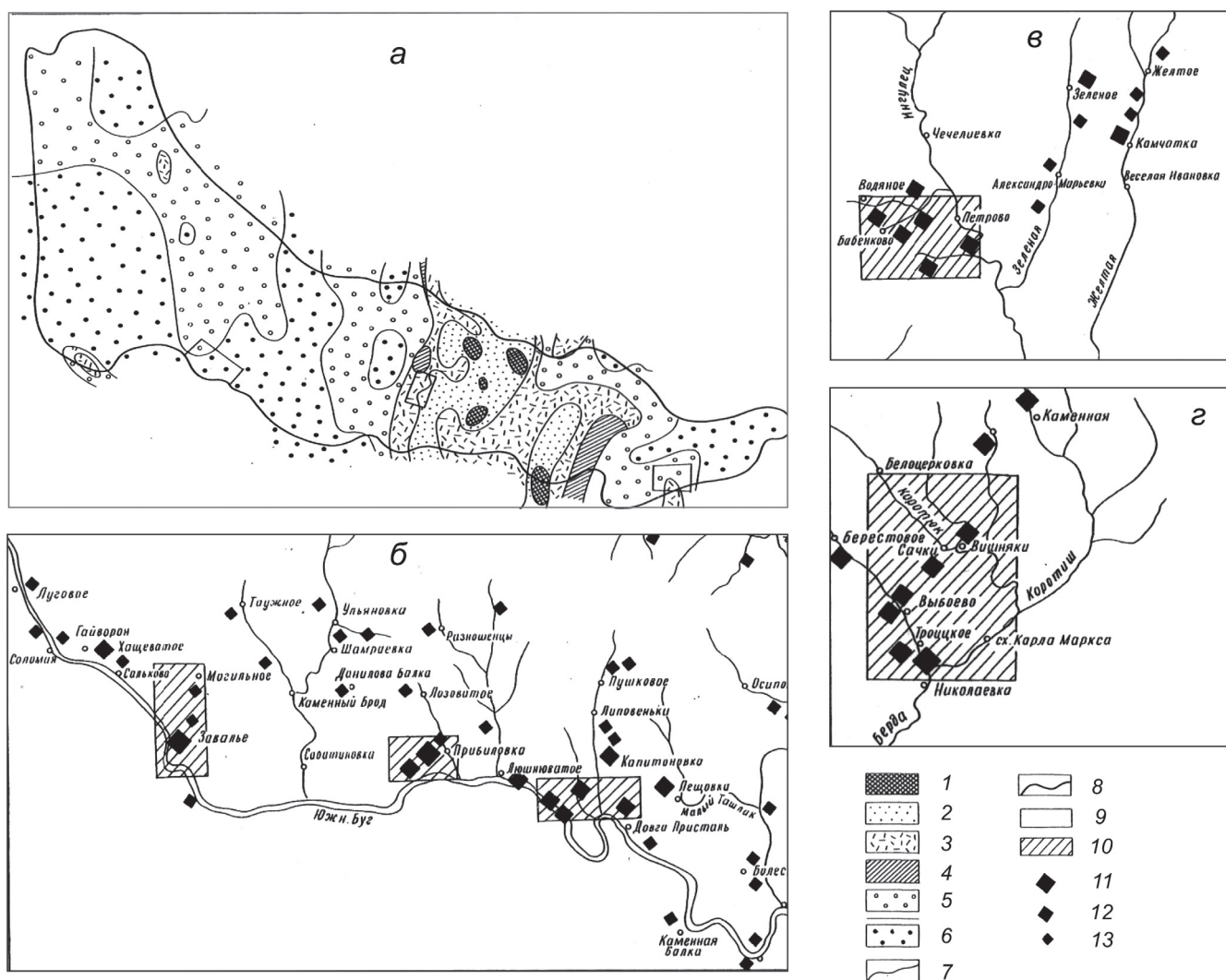


Рис. 1. Схема метаморфической зональности и графитоносных районов Украинского щита [Белевцев, 1977] (а): районы: б — Побужский графитоносный район, по [Иванцев, 1972]; в — Криворожский графитоносный район, по [Иванцев, 1972]; г — Приазовский графитоносный район, по [Иванцев, 1972]; 1–6 — метаморфические зоны: 1 — биотитовая, 2 — гранатовая, 3 — ставролитовая, 4 — силлиманит-мусковитовая, 5 — силлиманит-биотит-ортоклазовая (амфиболитовая фация), 6 — гранат-кордиерит-ортоклазовая (гранулитовая фация); 7 — границы метаморфических зон; 8 — условная граница Украинского щита; 9 — графитоносные районы; 10 — районы работ; 11–13 — месторождения и рудопроявления графита: 11 — крупные, 12 — мелкие, 13 — проявления графита

и биофильных элементов, анализ и обобщение литературных и фондовых материалов российских и зарубежных работ.

Краткие сведения о глобальности распространения ОВ в высокоуглеродистых породах. Анализ весьма обширной литературы о докембрии в России и других странах показывает, что углеродистые образования, углеродсодержащие породы довольно широко распространены в отложениях и протерозоя, и архея, содержание органического углерода (C_{org}) достигает в этих породах 7%, иногда 20–30% [Сидоренко, 2002]. Графит, графитоиды, черные углистые породы встречаются в пределах всех известных мест нахождения докембрийских образований земного шара, на Финно-Скандинавском щите, Украинском кристаллическом щите, Воронежском выступе, на Урале, Алдане, Тимане, Таймыре, в Кокчетавской глыбе, Саянах, фундаменте Восточно-Европейской платформы и т.д. За рубежом

эти отложения многими исследователями описаны в Африке, Индии и в пределах Канадского щита (Кивитанская серия).

Кивитанские раннедокембрийские углеродсодержащие отложения представлены ассоциацией вулканогенных и осадочных пород, метаморфизм которых проявлен относительно слабо или не проявлен, поэтому признаки первичной природы горных пород в большинстве случаев наблюдаются совершенно отчетливо; а нередко удается установить особенности осадконакопления. В Канаде они известны в пределах Канадского щита — в провинциях Квебек и Онтарио, где хорошо изучены в районах железорудного месторождения Мичипикотен на северо-востоке от озер Верхнее и Рейне Лейк, а также месторождения Метевин — на северо-запад и север от них. Для этого комплекса отложений типичны конгломераты, граувакки-аркозы, графитовые сланцы, аргил-

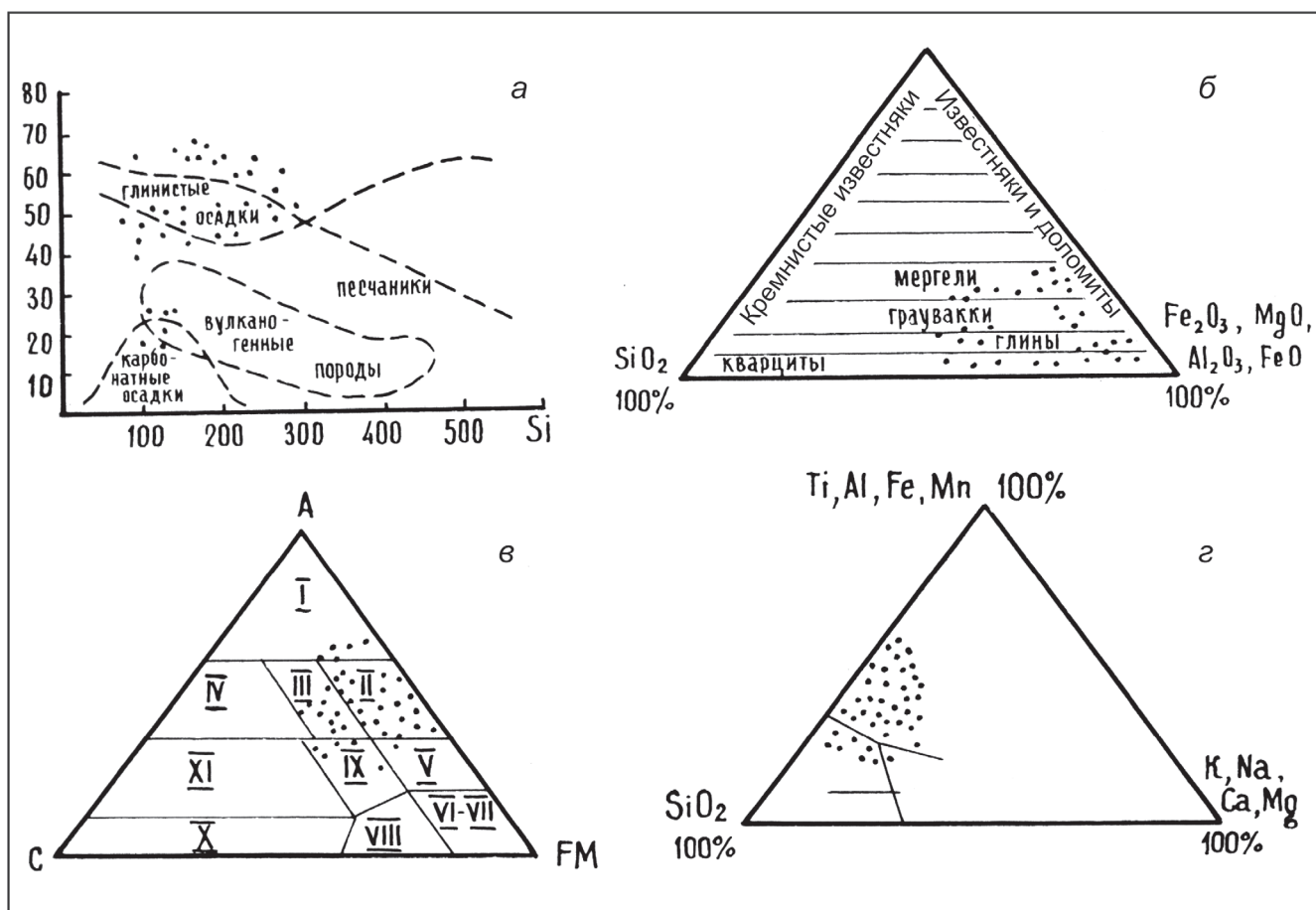


Рис. 2. Положение фигуративных точек графитосодержащих пород Украинского кристаллического щита на диаграммах: а — классификационная диаграмма составов метаморфических пород по А. Симонену; б — диаграмма химического состава осадочных пород по А.Н. Заварицкому; в — сводная диаграмма химических анализов метаморфических пород по Н.П. Симененко; з — диаграмма среднего химического состава различных типов глин, метаморфических и изверженных пород по В.К. Головенко

литы, глинистые сланцы, филлитовые кварциты (как обломочные, так и хемогенные), железистые кварциты, джеспилиты, известняки, доломиты, сидериты, а также лавы и туфы липаритового, дацитового и базальтового состава, с которыми ассоциируют углеродистые отложения. По мнению многих исследователей, вулканогенно-осадочные формации формировались на самых ранних этапах геологического развития земной коры.

Экспериментальная часть. В качестве объекта исследований рассматривается Украинский кристаллический щит, на территории которого расположено около 200 рудопроявлений графитоносных пород, сконцентрированных в трех районах: Криворожском (фашия зеленых сланцев), Приазовском (амфиболитовая фашия) и Побужском (гранулитовая фашия метаморфизма), которые объединяются в одну графитоносную провинцию (рис. 1).

Для реконструкции осадочных аналогов метаморфических пород применяются методы петрохимического изучения, в основу которых положены данные химического состава осадочных, метаморфических и изверженных пород. Для восстановления первичной природы основных типов гнейсовых образований нами привлечены соб-

ственные данные по реконструкции метаморфических пород трех графитоносных районов Украины (рис. 2). На диаграмму Симонена и Заварицкого, помимо составов гнейсовых образований Украинского щита, для сравнения вынесены средние составы граувакк, аридных пелагических песков, глин морских и континентальных, образовавшихся в условиях жаркого климата [Ронов, Хлебников, 1957], высокоглиноземистых сланцев кейвской свиты Кольского п-ова, каолиновых глин полтавского возраста из зоны сочленения Донбасса с Приазовьем, среднекаменноугольных песчаников.

Анализ расположения точек различных типов гнейсовых образований показывает (рис. 2):

1) почти все точки высокоглиноземистых и значительное количество точек биотитовых, гранатовых и графитовых гнейсов попали в поле метapelитовых осадков; здесь же находятся точки каолиновых глин зоны сочленения Донбасса с Приазовьем, континентальных глин жаркого климата, морских и гумидных, а также высокоглиноземистых сланцев кейвской свиты;

2) точки гранатовых гнейсов находятся как в поле метapelитов, так и в поле мергелей (гнейсы с высоким содержанием граната);

3) часть точек графитсодержащих гнейсов находится в поле мергелей и основных туфов, остальные точки попали в поля метапелитов.

Таким образом, по диаграмме четко устанавливается первично-осадочная природа большинства разновидностей гнейсовых образований и в самом общем виде их осадочные аналоги (метапелиты).

Приведенные данные в контексте статьи приобретают особое значение в связи с тем, что они обнаруживают закономерное появление в разрезе пород, обогащенных рассеянным ОВ, а также графитом — докембрийским органическим веществом (рис. 3, 4, 5), которое характеризуется следующими свойствами:

- содержание ХБА до 0,041%;
- наличие в ХБ углеводородных структур;
- содержание углерода и водорода в ХБА изменяется от 80 и 10 до 81 и 12,8% соответственно;
- неуглеводородные компоненты характеризуются производными метиловых эфиров, жирных кислот;
- в газовой части ОВ обнаружены метан, этан, пропан ($n \cdot 10^{-3}$);
- парафино-нафтендовые УВ составляют 50%, остальные 50% приходятся на ароматические, парафиновые, нафтендовые УВ;
- смолисто-асфальтеновые компоненты представлены смолами с преобладанием бензольных.

В этом отношении изученные разрезы докембрийских отложений вполне сходны с фанерозойскими осадочными толщами, что является важным самостоятельным доказательством первично-осадочного происхождения графитсодержащих пород.

Общепризнано, что позднепротерозойский биос был представлен следующими основными группами организмов: водорослями, бактериями, простейшими животными. В 1968 г. появилось сообщение о находке в древних толщах системы Свазиленд остатков диаметром от 5 до 3 мм, похожих на одноклеточные неколонизальные водоросли, и нитеподобных остатков, схожих с нитчатыми водорослями, длиной до 400 мм. Возраст отложений системы Свазиленд превышает 3,2 млрд лет [Соколов, 1984]. Широко были распространены синезеленые водоросли — цианобактерии — наиболее примитивные одноклеточные организмы, приспособленные к самым различным условиям жизни в пресной, соленой воде и на суше, которые живут в разнообразных температурных условиях от +30 до -18 °C [Соколов, 1984].

Кроме микропалеонтологических доказательств наличия активной жизни на ранних стадиях формирования Земли, в древнейших осадочных породах были обнаружены аминокислоты, металлопорфирины, углеводороды, жирные кислоты [Эглинктон, Кальвин, 1971; Манская, 1970; Сидоренко, 1975; Колесников, 1977; Чиненов, 1974; Ходжсон, 1968].

В 2017 г. впервые опубликованы данные о находке первых микроорганизмов на Земле в черных сланцах и песчаниках палеопротерозойского осадочного бассейна Оконджа в Габоне. Микроорганизмы *Akouemma Hemisphaeria* имеют сфероидальную и продолговатую форму и диаметр 1–3 мм [Schopf et al., 2009].

В докембрийских строматолитах формации Битер Спрингс (Центральная Австралия) был обнаружен кероген [Edou-Minco et al., 2017].

Геохимические исследования докембрийского ОВ указывают на сапропелевую основу его состава. По данным Св.А. Сидоренко [1991], ОВ осадочно-метаморфических пород характеризуется следующими параметрами:

- 1) содержание хлороформенного битумоида «А» достигает 0,011% на породу;
- 2) в элементном составе хлороформенного битумоида «А» содержание углерода и водорода составляет 80–81 и 10–12,8% соответственно;
- 3) смолисто-асфальтеновые компоненты представлены в основном смолами с преобладанием бензольных;
- 4) по данным инфракрасной спектроскопии в хлороформенном битумоиде присутствуют углеводородные структуры, четко прослеживаются гомологи нафталина;
- 5) в битуминозном веществе графитовых гнейсов содержатся ароматические, парафиновые и нафтендовые углеводороды (УВ), парафино-нафтендовые составляют около 50%;
- 6) в газовой части ОВ (извлечено 0,1% газа) обнаружены метан, этан и пропан, но в очень небольшом количестве (тысячные доли процента).

Данные о изотопном составе углерода графитов из метаморфических пород изучаемых районов Украинского кристаллического щита, а также углерода графитов из эклогитов и перидотитов, доказывают биогенность углеродистого вещества метаморфических пород. Этот вывод основан на близких значениях $\delta^{13}\text{C}$ метаморфических пород и $\delta^{13}\text{C}$ источников и продуктов ОВ. Так, значение $\delta^{13}\text{C}$ для высокоуглеродистого вещества из метаморфических пород Украины колеблется от +1,56 до -3,53‰, что соответствует диапазону $\delta^{13}\text{C}$ для углерода живого вещества от -1,37 до -2,7‰, углерода ОВ современных морских осадков от -1,93 до -2,62‰ и углерода нефтей и битумов от -2,31 и -3,62‰ соответственно.

Сформулируем некоторые общие положения.

1. Процессы осадконакопления и захоронения ОВ в далеком прошлом происходили в мелководных условиях и носили автохтонный характер. Об этом свидетельствуют морфогенетические типы высокометаморфизованного ОВ и особенности химического состава графитсодержащих гнейсов. Они наиболее близки к ОВ континентальных глин, сформировавшихся в жарком и влажном климате.

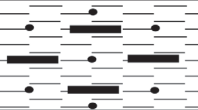
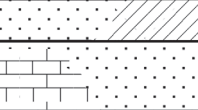
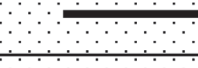
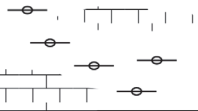
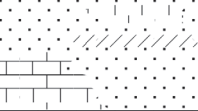
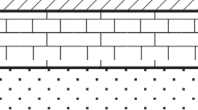
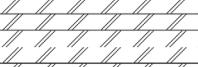
Метаморфизованные породы		Первичный состав пород	
Побужский район		Карбонатные породы с графитом	 Доломитизированные известняки, обогащенные ОВ
		Бiotит-графит-гранатовый гнейс	 Кварц-полевошпатовые песчаники с известкисто-кремнистыми осадками, обогащенные ОВ
		Кварцит с графитом	 Кварцевые песчаники с ОВ
		Бiotитовый гнейс	 Кварц-полевошпатовые песчаники с известкисто-глинистым цементом
		Скарноид	 Известняки с глинами и песчано-каолиновой породой
		Амфиболитовые и пироксеновые гнейсы	 Известкисто-глинистые и известкисто-кремнистые породы
		Карбонатная порода	 Доломитизированные известняки
		Кварциты с пиритом	 Кварцевые песчаники с серой

Рис. 3. Первичный состав графитосодержащих пород Украинского кристаллического щита, Побужский район

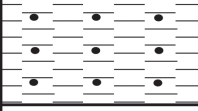
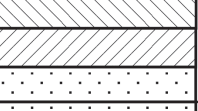
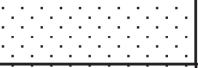
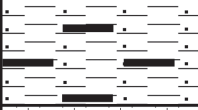
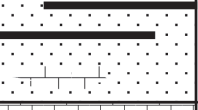
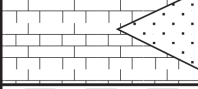
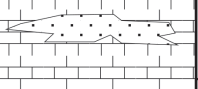
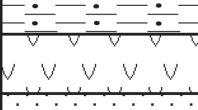
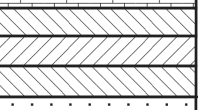
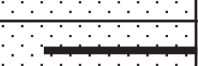
Метаморфизованные породы		Первичный состав пород	
Приазовский район		Высокоглиноземистые гнейсы	 Каолиновые глины, песчано-каолиновые породы
		Бiotитовые гнейсы	 Кварцево-полевошпатовые песчаники с известкисто-глинистым цементом
		Кварциты	 Кварцевые песчаники
		Графитовые гнейсы	 Кварц-полевошпатовые песчаники с известкисто-кремнистыми осадками, обогащенные ОВ
		Карбонатные породы с прослоями и линзами кварцита	 Доломитизированные известняки с глинисто-известковыми осадками
		Амфиболитовые и пироксенитовые гнейсы	 Известкисто-глинистые и известкисто-кремнисто-глинистые осадки
		Кварциты	 Кварцевые песчаники
		Графитовые гнейсы	 Кварц-полевошпатовые песчаники, обогащенные ОВ

Рис. 4. Первичный состав графитосодержащих пород Украинского кристаллического щита, Приазовский район

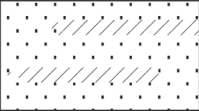
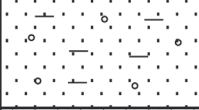
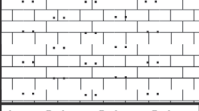
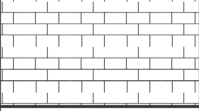
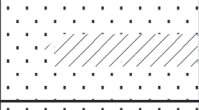
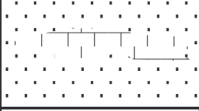
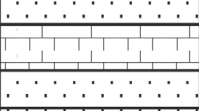
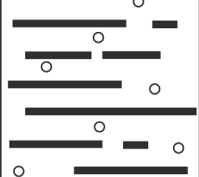
Метаморфизованные породы		Первичный состав пород	
Криворожский район		Сланцы кварц-биотитовые	 Кварц-полевошпатовая порода с глинистым цементом
		Метапесчаники	 Кварцевый песчаник с каолином
		Мрамор окварцованный	 Доломитизированный известняк
		Сланцы кварц-биотитовые	 Кварц-полевошпатовая порода с глинистым цементом
		Кварциты с прослоями мрамора	 Кварцевые песчаники с прослоями известняков
		Плотные углистые сланцы с сульфидами	 Кварц-полевошпатовые песчаники, обогащенные ОВ

Рис. 5. Первичный состав графитосодержащих пород Украинского кристаллического щита, Криворожский район

Таблица 1

Сравнительный анализ распределения рассеянного ОВ в осадочных породах фанерозоя и графитов в толщах докембрия, по [Богомолов, 1979]

Метаморфизованные породы	Содержание $C_{орг}$, %	Осадочные аналоги	Кларковое содержание $C_{орг}$ по [Вассоевич, 1973]	
Графитосодержащие гнейсы	5–30	Кварц-полевошпатовые песчаники с глинистым цементом, обогащенные ОВ	0,9	Глинистые
Мраморы	1–5	Доломитизированные известняки	0,2	Карбонатные
Кварциты	1–5	Кварцевые песчаники	0,2	Песчаные
Биотит-гранат-графитовые гнейсы	1–10	Кварц-полевошпатовые песчаники с известково-кремнистыми осадочными породами	0,45	Алевритовые

2. Графитосодержащие породы докембрия образуют пачки чередующихся пород (циклов) [Богомолов, 1979]. Этот факт свидетельствует о том, что изученные разрезы докембрийских отложений схожи в этом отношении с фанерозойскими осадочными толщами, что в свою очередь служит важным самостоятельным доказательством первично-осадочного происхождения графитосодержащих пород.

3. В древнейших углеродистых отложениях протерозоя присутствовало огромное количество ОВ, распространенного на значительных площадях в рассеянном состоянии и в виде остатков палеонтологических форм [Соколов, 1984].

4. Содержание $C_{орг}$ в осадочных породах снижается по мере уменьшения в них количества глинистых частиц и увеличения как песчано-алевритового, так и карбонатного материала. Среднее

содержание графита, оценка которого проводилась нами на основе изучения 170 шлифов, приведено в табл. 1.

Для углеродсодержащих пород докембрия и фанерозоя характерно присутствие микроэлементов как в породах, так и в нефтяном компоненте, отражающих их генетическую принадлежность (табл. 2).

Результаты исследований и их обсуждение. При восстановлении распространенности рассеянного ОВ в докембрии обнаруживается отчетливая связь между средним содержанием $C_{орг}$ в отложениях фанерозоя и графита в метаморфических породах. Указанное свидетельствует о идентичности процессов накопления ОВ в разных литологических типах пород, как в докембрии, так и в фанерозое, а также служит еще одним доказательством наличия в прошлом больших масс органических осадков,

Таблица 2

Геологические особенности карбонатно-углеродистых формаций

Номер п/п	Формация, район распространения	Возраст	Органическое вещество (содержание, формы проявления)	Литологический состав	Палеогеографические условия формирования	Характерный состав малых элементов
1	Современные осадки Черного моря	Q	C _{орг} до 20%, сапропелевое органическое вещество	Карбонатно-углеродистые илы	Внутриконтинентальный бассейн с сероводородным заражением придонной части	Mo, V, Ni, Co, Cu
2	Формация Грин Ривер (США)	P	C _{орг} до 30% и более Кероген 14% (C 80%, H 10,3%, N 2,4%, S 1,0%, O 5,8%)	Тонкое ритмичное переслаивание битуминозных сланцев и мергелей, обогащенных органическим веществом	Осадки пресноводных озер	Ba, B, V, Au, Li, Mn, Mo, As, Pb, Ag, Se, Sr, P
3	Горючие сланцы Волжско-Печорского региона	J ₃	C _{орг} 10–60% (C 60%, H 7,7%, O+N 29,6%)	Глины агриллитоподобные мергелистые. Карбонатный материал 10–60%. Мощность 57 м	Внутреннее море синеклизы платформы	V, Mo, Cu, Pb, Co, Ni
4	Медистые сланцы ФРГ (купфершифер)	P ₂	C _{орг} до 30%	Медистые высокоуглеродистые сланцы мощностью 0,2–0,5 м. Карбонаты 8–50%, иллит 17–70%, хлорит 10%, каолинит 5%	Осадки мелководного трансгрессирующего бассейна с сероводородным заражением придонной части	Cu, Zn, Pb, V, Cr, Mn, Ni, Mo, Ba
5	Кукерситы Эстонии	O ₂	Кероген 10–40%	Тонкое переслаивание горючих сланцев с карбонатными породами	Открытый морской бассейн окраинного типа	Нет данных
6	Шунгиты Карелии	PR ₂	C _{орг} 3–40%. Графитоподобное вещество — шунгит, тонкая вкрапленность, прослои, линзы	Толща переслаивающихся шунгитов, шунгитовых сланцев с доломитами	Крупный морской бассейн эвгеосинклинального типа	V, P, Mo, Ni, TR
7	Черные сланцы района Оутокумпу (Финляндия)	PR ₁	C _{орг} 3–30%, рассеянная форма	Черные сланцы, переслаивающиеся с первичными глинисто-карбонатными породами	Нет данных	U, V, P, Mo, Ni, Co, Ag, Au
8	Углеродистые сланцы федоровской свиты Алданского щита	PR ₁	Рассеянная форма представлена графитом	Ритмичное переслаивание углеродистых сланцев с известняками и доломитами	То же	Нет данных
9	Графитовые сланцы иенгрской серии Алдана	AR	C _{орг} до 20%, рассеянная форма	Переслаивание графитосодержащих сланцев и кальцифиров	То же	Mo, Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn
10	Графитовые сланцы и графиты Приазовского массива	AR	C _{орг} 10–20%, рассеянная форма	Первичные глинисто-карбонатные осадки	Мелководный морской бассейн в пределах миеосинклинали	Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn

которые залегали в толще отложений в виде пластов, имеющих локальное распространение или в виде линз.

При детальном послойном изучении высокоуглеродистых пород трех фаций метаморфизма (фация зеленых сланцев, амфиболитовая, гранулитовая) Украинского кристаллического щита на основе количественного спектрального анализа установлено, что корреляционная связь между содержанием C_{орг} и биофильных элементов не нарушается и не зависит от степени метаморфизма [Богомолов, 1979]. По аналогии с фанерозойскими образованиями можно предположить, что биофильные элементы накапливались в процессе жизнедеятельности низших растений за счет восстановительного и адсорбционного действия ОВ, а C_{орг} в докембрии не менее мощный металлогенетический фактор, чем в молодых отложениях. Тесная корреляционная связь между содержанием

в осадках C_{орг} и V, Mo, Ni, Cu, TR также установлена А.В. Сидоренко и Св.А. Сидоренко [Сидоренко, 1991] на основе комплексного изучения высокоуглеродистых пород; U, Ge, V, Mo, Cu и некоторые другие элементы либо образуют комплексные соединения с ОВ, либо входят в состав слюд и глинистых минералов.

Нами установлена четкая зависимость концентрации большой группы элементов от распределения C_{орг}. Причиной этой зависимости может быть первичное интенсивное накопление биофильных элементов организмами при их жизни и на ранних стадиях захоронения. О масштабах процессов в прошлом можно судить по оценочным данным, рассчитанным Я.Н. Белевцевым [1977] на основании среднего содержания металлов. Общий объем первично-осадочных пород докембрия в пределах Украинского щита он оценивает не менее чем в 5–6 млн км³. При концентрации любого из

Таблица 3

Распространенность битумоидов в основных типах осадочно-метаморфических пород докембрия, %, по [Сидоренко, 2002]

Битум	Песчаники, кварциты (паракварциты)	Сланцы (глинистые сланцы)	Карбонатные породы (известняки, доломиты, мраморы и др.)
Углеродсодержащие породы ($C_{орг}$ 1–10%). Породы в целом			
ХБ	0,0292 (0,0020–0,0563)	0,0281 (0,0034–0,0311)	0,0189 (0,0010–0,0261)
СББ	0,0171 (0,0003–0,02)	0,0148 (0,0005–0,0189)	0,0120 (0,0004–0,0144)
$B_{общ}$	0,0463	0,0429	0,0309
Органическое вещество пород			
ХБ	3,05 (0,061–29,3)	0,55 (0,0023–2,91)	0,88 (0,1–0,68)
СББ	1,18 (0,035–4,05)	0,39 (0,0048–4,88)	0,67 (0,065–1,9)
$B_{общ}$	4,23	0,94	1,55
ХБ/СББ	2,6	1,4	1,3
Обычные породы ($C_{орг}$ до 1%). Породы в целом			
ХБ	0,0087 (0,0011–0,0459)	0,0048 (0,003–0,0163)	0,0038 (0,001–0,0253)
СББ	0,0026 (0,0003–0,0125)	0,0047 (0,0004–0,0246)	0,0019 (0,0002–0,007)
$B_{общ}$	0,0113	0,0095	0,0057
Органическое вещество пород			
ХБ	2,71 (0,053–2,262)	0,3 (0,002–2,47)	0,74 (0,098–0,66)
СББ	0,90 (0,03–3,93)	0,29 (0,004–4,7)	0,53 (0,051–1,67)
$B_{общ}$	3,61	0,59	1,27
ХБ/СББ	3,0	1,0	1,4

Примечание. Перед скобками указано среднее арифметическое значение.

металлов 0,01% в 1 км³ первично-осадочных пород его содержится около 0,5–1 млн т, а суммарное содержание всех металлов — 5–8 млн т.

Термин «биогенные» был предложен В.И. Вернадским для элементов, преобладающих в биосфере и составляющих основную массу микроэлементов живого вещества, к ним относятся V, Ni, Co, Mo, Ca, Mg, Sr, Ba, Fe, Zn, Pb, I, Br и др. «Абиогенные» элементы — элементы, поступающие в осадочную оболочку из глубинных горизонтов земной коры и мантии (As, Hg, Sb, Li, B и др.).

По данным С.А. Пунаковой [2014], на примере многих нефтегазоносных бассейнов подтверждается унаследованность микроэлементного состава нефтей от исходного ОВ. При корреляции нефть–рассеянное органическое вещество именно по составу биогеофильных элементов прослежены четкие генетические связи, диагностированы нефтематеринские толщи, дифференцированы типы ОВ, а также установлен параллелизм в стадийности катагенетического преобразования нафтидов.

Роль ОВ как концентратора биофильных элементов можно определить следующими положениями: 1) ОВ выступает в роли весьма активного сорбента; 2) ОВ создает резко восстановительную обстановку в диагенезе с выделением газов H₂S, CH₄ и др.; 3) отдельные химические соединения, входящие в состав ОВ, непосредственно воздействуют на рассеянные элементы, вызывая образование комплексных соединений V, Mo, U, Ge, Cu, Ti и других элементов [Зубовик, 1961].

Определение содержания $C_{орг}$ в породах дает, таким образом, важную информацию для метал-

логических исследований. Нет сомнения, что множество осадочных скоплений металлов, достигающих в некоторых случаях размеров крупных месторождений, обязано своим происхождением наличию богатой и в огромном масштабе жизнедеятельности в докембрии.

Приведем одну из гипотез преобразования металлоорганических соединений в ОВ от низших растений до графита с образованием и разрушением их от седиментогенеза до метаморфизма осадочных пород, обогащенных ОВ, и комплексом биофильных элементов (табл. 3). Все изложенное еще раз убеждает в том, что распределение $C_{орг}$ в углеродистых породах трех фаций метаморфизма на Украинском кристаллическом щите и ассоциация его с комплексом биофильных элементов унаследованы от первичных осадков, наличие ОВ было решающим фактором формирования углеродистых отложений.

Условия, необходимые для нефтегазообразования, возникли на нашей планете по меньшей мере 2,5 млрд лет назад, когда уже формировались осадки, содержащие рассеянное и даже концентрированное — в виде горючих сланцев — углеродистое ОВ. Как показывали работы многих исследователей, ОВ становится постоянным микрокомпонентом в осадках рифейского времени с кларковым содержанием $C_{орг}$, приближающимся к кларку для фанерозойской части стратисферы. ОВ в докембрийских осадках было обязано сначала только (а затем в основном) низшим планктонным водорослям. Они характеризуются повышенным содержанием липидов, т.е. жиров и жироподобных

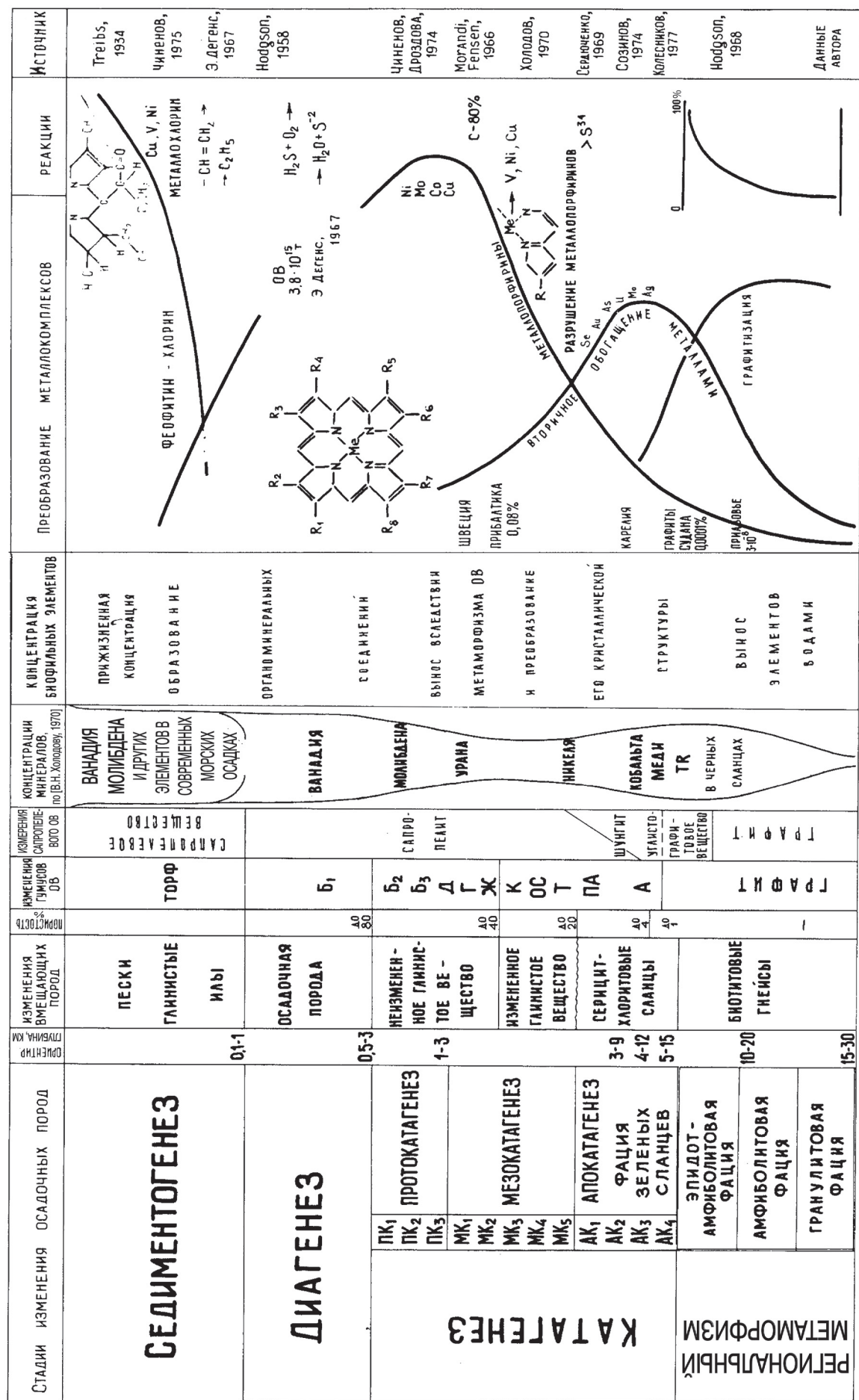


Рис. 6. Поведение металлопорфиринов в органическом веществе в процессе его преобразования, по [Богомолов, 1979]

веществ. Наличие липидных веществ, относительно обогащенных водородом, обеспечило повышенную битуминозность захоронявшегося ОВ, его химическое сходство с сапропелевой органикой в отложениях фанерозойского возраста, являющейся основным нефтематеринским веществом.

Обобщение многочисленных литературных данных (Д. Харрингтона, Т. Хоеринга, М. Кальвина, М. Шидловски, Д. Мак-Кирди и многих других отечественных и зарубежных ученых) о содержании битумов в метаморфических первично-осадочных породах докембрия позволяет говорить о широком распространении хлороформенного (ХБ) и спирто-бензольного (СББ) битумоидов (Б) в породах и в ОВ (рис. 6).

Установлено, что для докембрийских метаморфических первично-осадочных пород, так же, как и фанерозойских, характерна и широко известна так называемая закономерность Успенского—Вассоевича: при разрушении ОВ пород остаточная субстанция пропорционально обогащается именно битуминозными компонентами [Сидоренко, 2002].

В раннем протерозое в земной коре на всех материках существовали крупные тектонические впадины, заполнявшиеся осадками, — осадочные бассейны. В процессе их развития возникали условия для образования нефти и проявления главной фазы нефтеобразования. Осадочные бассейны превращались в нефтегазоносные бассейны, которые впоследствии исчезали. Слагающие их породы были сильно метаморфизованы; в ряде случаев они были уничтожены денудацией. Однако

сохранилось немало осадочных бассейнов протерозойского, особенно позднепротерозойского времени заложения, содержащих высокоуглеродистые отложения.

Таким образом, реконструкция преобразования ОВ и условий его накопления позволяет еще раз подчеркнуть огромную роль живого вещества на протяжении всей геологической истории Земли и в формировании этих пород. Это положение сегодня звучит очень актуально, так как оно вписывается в более широкий процесс утверждения в современном естествознании единого историко-геологического, эволюционно усложняющегося принципа развития земной коры с докембрийского времени через весь фанерозой и вплоть до наших дней.

Выводы. 1. Докембрийские осадочные образования, в частности Украинского кристаллического щита, имели первичное осадочное происхождение.

2. Докембрийские отложения содержат биогенное ОВ, и не существует принципиальных различий в сапропелевом ОВ докембрия и фанерозоя.

3. ОВ докембрия содержит биофильные элементы, что доказывается положительной корреляцией между концентрацией биофильных металлов и ОВ.

4. В процессе литогенеза (диагенез—метаморфизм) липидная часть ОВ принимала участие в нефте- и газообразовании, а остальная часть ОВ обогащалась микро- и редкоземельными элементами (Ni, Co, V, Cu и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабаев Ф.Р., Пуланова С.А. Геохимические аспекты микроэлементного состава нефтей. М.: Недра, 2014. 180 с.

Белевцев Я.Н. Общие вопросы теории метаморфогенного рудообразования // Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977.

Богомолов А.Х. Биофильные элементы в графитах и графитсодержащих породах Украинского кристаллического щита: Автореф. канд. дисс. М., 1979.

Вассоевич Н.Б. Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973. 262 с.

Иванцев О.Е. Геология и генезис графитовых месторождений на Украине. Киев: Наукова думка, 1972. 134 с.

Киселёва Н.Л., Цветков Д.Л., Цветков Л.Д. Нефтегазоматеринские сланцевые толщи мира. Ярославль: Аверс Плюс, 2015. 492 с.

Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших типов глин // Геохимия. 1957. № 6. С. 36–48.

Сидоренко Св.А. Органическое вещество и биогенные процессы в докембрии. М.: Наука, 1991. 104 с.

Сидоренко Св.А. Нефте- и газообразование в докембрийской истории Земли. М.: ГЕОС, 2002. С. 126–137.

Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. С. 85–124 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 277).

Симененко Н.П. Стратиграфическая схема докембрия Украины // Стратиграфия Украины. Докембрий. Киев: Наукова думка, 1972. 174 с.

Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Карбонатно-углеродистые формация докембрия и фанерозоя // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. М.: Наука, 1981. С. 23–32.

Соколов Б.С. Палеонтология, геология и эволюция биосферы // Проблемы эволюции биологических процессов. Т. 5. Новосибирск: Наука, 1984. С. 35–48.

Schopf J.W., Kudryavtsev A.B. Confocal laser scanning microscopy and Raman imagery of ancient microscopic fossils // Precamb. Res. 2009. Vol. 173. P. 39–49.

Edou-Minco A., Mossavou M., Sato T. et al. Growth, duplication and lateral mutual compressive deformation of *Akouemma hemisphaeria* on the Seafloor of Okondja Basin at 2.2 Ga (Gabon) // Int. J. Geosci. 2017. Vol. 8. P. 1172–1191.

Поступила в редакцию
01.09.2017

УДК 549.091.3

С.В. Вяткин¹, Г.Ю. Криулина², В.К. Гаранин³, Д.Г. Кошуг⁴, Е.А. Васильев⁵

ВЛИЯНИЕ АГРЕГИРОВАННОСТИ ПРИМЕСНОГО АЗОТА НА РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЮ АЛМАЗА

Исследованы 65 кристаллов алмаза из трубок «Архангельская» и «Карпинского-1», разделенные на две выборки по интенсивности медленной компоненты рентгенолюминесценции. Методами ИК-спектроскопии и ЭПР установлена взаимосвязь между содержанием в алмазе азотных центров А и Р2 и наличием медленной компоненты рентгеновской люминесценции. Отсутствие этой компоненты у большей части кристаллов с высокими содержанием центров Р1 (С) объясняется малым количеством центров А и Р2.

Ключевые слова: алмаз, азот, примесные центры, рентгеновская люминесценция.

65 diamond crystals from pipes «Arkhangelskaya» and «Karpinskogo-1» was divided into two parts by the intensity of the slow component of x-ray luminescence, and investigated by methods of IR spectroscopy and ESR. The relationship between the content of nitrogen in the diamond centers A and P2 and the presence of the slow component of x-ray luminescence have been found. The absence of this component of greater part of the crystals with a high content centers P1 (C) explained by a small number of centres A and P2.

Key words: diamond, nitrogen, impurity centers, x-ray luminescence.

Введение. Люминесценция под действием рентгеновского излучения — важное технологическое свойство алмазов, которое используется для выделения их из вмещающих пород. Рентгенолюминесценция алмаза проявляется в широком диапазоне длин волн 300–650 нм (голубая полоса, А-полоса) с максимумом около 480 нм. Изучению ее спектральных, кинетических характеристик и физической природы посвящено много работ [Dean, Male, 1964; Dean, 1965; Бартошинский и др., 1990; Елисеев и др., 1987; Рассулов и др., 2009]. В работах [Dean, Male, 1964; Dean, 1965] установлена связь люминесценции с центрами электронно-дырочной рекомбинации, а также выделены две ее компоненты, различающиеся по времени затухания. Процессы электронно-дырочной рекомбинации приписаны донорско-акцепторным парам азота и алюминия. В работе [Елисеев и др., 1987] полосу люминесценции с максимумом 480–500 нм связывают с рекомбинацией в парах азот–бор. Кроме того, отмечено гасящее влияние центров, образованных одиночными замещениями атомов углерода на азот [Елисеев и др., 1987, а также ссылки в этой работе].

В работе [Бартошинский и др., 1990, а также ссылки в этой работе] исследованы морфология и окраска алмазов, люминесцирующих и нелюми-

несцирующих в рентгеновских лучах. Установлено, что среди нелюминесцирующих алмазов резко увеличивается количество кристаллов кубического и тетрагексаэдрического габитуса, а также многогранников, окрашенных в желтый, зеленый, серый и почти черный цвет, здесь же содержится указание на затухание люминесценции по мере возрастания в алмазах азотных дефектов в форме А.

С развитием методов анализа установлено, что алмазы месторождений России практически не содержат алюминия и бора в качестве структурных примесей, тем не менее основная часть кристаллов обладает интенсивной рентгенолюминесценцией, что с успехом используется в процессах сепарации кристаллов алмаза. Общепринятой физической модели механизма возникновения полосы 300–650 нм в рентгеновской люминесценции алмаза в настоящее время нет.

Многие из сопутствующих алмазу минералов — циркон, апатит, полевые шпаты и др. — также обладают рентгенолюминесценцией [Рассулов и др., 2009], что осложняет процесс их разделения. Постоянная времени затухания рентгенолюминесценции сопутствующих минералов мала, поэтому для повышения эффективности рентгеновской сепарации используется наличие у алмаза «медленной» компоненты люминесценции — интен-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: vyt_box@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: galinadiamond@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: vgaranin@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: koshchug@geol.msu.ru

⁵ Санкт-Петербургский горный университет, геологоразведочный факультет, кафедра минералогии, кристаллографии и петрографии, вед. инж., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: simphy12@mail.ru

сивность люминесценции измеряется с задержкой ~1 мс после возбуждающего импульса. Это позволяет значительно повысить эффективность их разделения. Однако некоторая часть алмазов характеризуется слабой интенсивностью либо полным отсутствием медленной компоненты люминесценции, причем содержание таких кристаллов на отдельных месторождениях может составлять до 10%. Выяснение причин возникновения или отсутствия медленной компоненты рентгеновской люминесценции алмаза имеет важное прикладное значение.

Нами рассмотрена взаимосвязь между наличием медленной компоненты рентгеновской люминесценции и содержанием в алмазе азотных примесных центров различной степени агрегации, содержащих от 1 до 4 атомов азота. Концентрация центров определялась методами ЭПР и ИК-спектроскопии, обозначения центров приведены в соответствии с методом, которым они определялись.

Наиболее простой случай структурного замещения в алмазе — центр, обозначаемый в ЭПР как P1 и представляющий собой одиночный атом азота в позиции углерода (центр C в ИК-систематике). Его высокая — по сравнению с другими центрами — концентрация обычно служит показателем низкой степени агрегации азота в кристаллической структуре алмаза. Центр обладает парамагнитными свойствами и надежно регистрируется методом ЭПР [Loubser, Wyk, 1978].

Центр A образован двумя атомами азота, расположенными в соседних узлах кристаллической решетки алмаза; это один из основных центров, регистрируемых методом ИК-спектроскопии. Центр непарамагнитен [Соболев, Лисойван, 1978].

Показателем дальнейшего увеличения степени агрегации азота в кристаллической структуре алмаза является наличие центра P2 (систематика ЭПР). Он образован тремя соседними атомами азота и углеродной вакансией. Центр регистрируется методом ЭПР спектроскопии [Минеева и др., 2009].

Центр V1 состоит из четырех атомов азота, образующих первую координационную сферу вакансии углерода. Регистрируется методом ИК-спектроскопии [Boyd et al., 1995]. Содержание центров A и V1 положено в основу ИК классификации алмазов.

Материалы и методы исследования. Экспериментальные данные получены при исследовании 65 кристаллов алмаза из трубок «Архангельская» и «Карпинского-1» в Архангельской алмазодобывающей провинции. При этом 29 кристаллов выбраны из финальных концентратов после прохождения стандартного процесса обогащения, в том числе на рентгенолюминесцентных сепараторах. Эти кристаллы обладают достаточно высокой интенсивностью медленной компоненты люминесценции. Далее они обозначаются как «люминесцирующие».

Отобрано вручную 36 образцов из хвостов обогащения, они обладают малой интенсивностью медленной компоненты рентгенолюминесценции и названы «нелюминесцирующими». Таким образом, исследованные кристаллы разделены на две выборки по интенсивности медленной компоненты люминесценции.

Концентрацию центров A и V1 определяли с помощью ИК-спектроскопии. Регистрация спектров ИК-поглощения проводилась на ИК-Фурье спектрометре «Bruker Tensor-27». В качестве внутреннего стандарта принято собственное поглощение кристаллической решетки алмаза, обусловленное колебаниями атомов углерода [Zaitsev, 2001]. Концентрации дефектов рассчитывались с использованием соотношений, предложенных в работах [Соболев, Лисойван, 1978; Boyd et al., 1994, 1995].

Концентрацию центров P1 и P2 определяли методом ЭПР. Регистрация спектров ЭПР проводилась на спектрометре «Varian E-115» в X-диапазоне (~9,4 ГГц) при амплитуде модуляции 0,1 мТл, частоте модуляции 100 кГц и мощности СВЧ излучения 0,2 мВт для центров P1 и 5 мВт для центров P2. Концентрацию парамагнитных центров рассчитывали методом сравнения интегральных интенсивностей характеристических линий в спектрах ЭПР исследуемых и эталонных кристаллов.

Результаты исследований и их обсуждение. Среди 65 исследованных кристаллов, прошедших рентгеновскую сепарацию, люминесцирующие алмазы обладали массой от 22 до 82 мг. Масса нелюминесцирующих алмазов из хвостов обогащения — от 3,4 до 22,8 мг.

Центр P1 обнаружен в 36 кристаллах (55,4% всех образцов), 16 из них люминесцирующие, с массой от 23,8 до 82 мг. Концентрация центра P1 в них составила от 1,2 до 280,6 ppm. 20 кристаллов — нелюминесцирующие, с массой от 5,5 до 20 мг. Концентрация центра P1 в них составила от 0,3 до 77,3 ppm.

Центр A отмечен во всех исследованных кристаллах. Его концентрация варьирует от 6,9 до 1996,5 ppm.

Центр P2 установлен в 11 кристаллах (16,9% всех образцов), все они люминесцирующие, масса от 28,5 до 57 мг. Концентрация центра P2 составила от 0,4 до 5,4 ppm.

Центр V1 выявлен в 40 кристаллах (61,5% всех образцов), 23 из них люминесцирующие, масса от 27 до 74 мг. Концентрация центра V1 в них составила от 0,8 до 819,5 ppm; 17 кристаллов — нелюминесцирующие, с массой от 3,4 до 22,8 мг. Концентрация центра V1 в них изменяется от 1 до 826 ppm.

Рентгенолюминесцентные сепараторы успешно используются для отделения кристаллов алмаза от вмещающих пород при промышленной до-

Таблица 1

Количество азотных примесных центров в исследованных образцах люминесцирующих алмазов

Кристалл	Количество центров, $n \cdot 10^{15}$, шт				Масса, мг
	P1	A	P2	B1	
1A-1-1	-	1 407,6	-	58,0	27
1A-1-5	-	1 300,6	-	-	28
1A-2-1	0,7	1 183,3	-	-	25,5
1A-3-1	2,1	1 866,7	-	7,2	47
1A-3-2	0,8	2 309,2	-	-	51,5
1A-4-1	0,7	1 711,1	11,7	1 306,9	45
1A-4-6	-	634,1	2,8	1 332,0	41
1A-4-9	1,4	3 990,0	9,3	1 689,2	57
2K-5-57	1,4	4 416,8	-	-	82
2K-5-58	-	68,2	11,0	1,6	40,5
2K-5-59	0,8	1 201,2	-	40,1	23,8
2K-5-60	-	1 949,7	1,2	939,1	28,5
2K-5-61	168,6	2 982,9	-	147,2	43,5
2K-5-63	-	3 272,3	-	135,2	74
2K-5-65	82,2	2 835,9	-	78,3	49
2K-5-66	4,0	3 362,2	-	21,6	44
2K-5-67	-	15,3	5,8	7,0	44,4
2K-5-68	-	1 774,1	-	-	39,8
2K-5-69	105,1	1 485,9	-	495,8	29,5
2K-5-70	-	912,4	-	-	22
2K-5-71	0,9	237,1	1,3	12,0	37,4
2K-5-72	1,0	1 483,0	5,2	2 218,0	54
2K-5-73	69,3	1 343,9	-	22,6	28
2K-5-74	-	211,2	4,5	278,9	43
2K-5-75	79,4	3 067,4	-	126,1	58,5
2K-5-76	-	2 287,8	0,7	788,3	39,5
2K-5-77	-	1 996,2	1,5	938,3	43,8
2K-5-78	2,4	2 589,8	-	127,8	62,5
2K-5-79	-	2 244,5	-	169,6	43,5

быче на различных месторождениях, поскольку характерная двухкомпонентная рентгеновская люминесценция проявляется у подавляющего числа кристаллов алмаза разного генезиса. Таким образом, ответственные за ее появление центры люминесценции также должны быть представлены (в достаточной концентрации) в большей части кристаллов и, следовательно, быть связаны с одним или несколькими наиболее распространенными дефектами кристаллической структуры алмаза. Нами рассмотрено возможное влияние центров P1, A, P2 и B1 на интенсивность медленной компоненты рентгеновской люминесценции.

Согласно критериям распространенности и максимальной концентрации первый центр, возможную связь которого с медленной компонентой рентгеновской люминесценции следует

Таблица 2

Количество азотных примесных центров в исследованных образцах нелюминесцирующих алмазов

Кристалл	Количество центров, $n \cdot 10^{15}$, шт				Масса, мг
	P1	A	P2	B1	
3A-11-102	-	214,7	-	42,0	4
3A-11-103	-	502,1	-	-	6
3A-11-104	-	876,0	-	-	9
3A-11-105	-	636,8	-	-	7
3A-11-54	8,6	727,8	-	10,5	10
3A-11-55	0,5	525,8	-	8,4	8,5
3A-11-57	15,1	409,4	-	-	7,5
3A-11-58	3,0	910,1	-	-	11,5
3A-11-59	2,7	669,5	-	4,2	8
3A-11-60	2,9	394,8	-	-	7
3A-11-61	-	553,1	-	237,5	8
3A-11-62	-	525,3	-	227,7	5,5
3A-11-63	3,7	255,9	-	-	5,5
3A-11-64	-	220,1	-	3,5	5,5
3A-11-65	0,7	680,4	-	14,3	8,5
3A-11-66	-	8,9	-	-	9,5
3A-11-67	3,7	605,9	-	-	9
3A-11-68	1,7	388,9	-	-	7,5
3A-11-69	0,6	416,2	-	-	7,5
3A-11-70	-	1 451,0	-	5,1	14,5
3A-11-72	-	527,6	-	-	10
3A-11-73	-	1 309,2	-	-	15,5
3A-11-74	-	259,3	-	2,5	6,5
3A-11-77	14,1	445,7	-	19,8	10
3A-11-97	-	495,1	-	41,9	7,5
3A-11-99	-	161,4	-	0,9	3,4
3A-7-1	-	795,0	-	97,3	22,8
3A-7-4	51,2	277,6	-	1,1	14
4K-3-2	281,2	127,3	-	-	20
4K-4-1	11,3	389,7	-	16,2	9
4K-4-2	9,5	583,3	-	-	12,5
4K-4-3	-	1 362,9	-	-	16,5
4K-4-4	17,8	526,3	-	-	12
4K-4-5	43,9	1 058,0	-	1,0	19
4K-4-6	39,5	384,4	-	-	10
4K-4-7	40,8	557,9	-	-	11,5

проверить, — центр A. В исследованных выборках алмазов он обнаружен во всех кристаллах, а его концентрация, как правило, выше, чем у других типов центров.

Однако при анализе экспериментальных данных следует принять во внимание следующее. Кристалл алмаза для рентгенолюминесцентного сепаратора является в значительной мере точечным объектом, обладающим люминесценцией с некоторой интенсивностью (вплоть до нулевой). Процесс сепарации настроен на определенное пороговое значение светового потока от кристалла. Таким образом, с одной стороны, возможна ситуация, при которой большой кристалл с не-

высокой концентрацией центров, ответственных за медленную компоненту люминесценции, будет опознан как алмаз, поскольку, несмотря на низкую концентрацию центров, их суммарное количество в относительно крупном кристалле может оказаться большим. С другой стороны, есть вероятность и обратной ситуации — мелкий кристалл с более высокой (по сравнению с рассмотренным выше случаем) концентрацией центров может оказаться не опознанным сепаратором как алмаз из-за малого суммарного количества центров излучения. Поэтому при анализе полученных данных использовалось количество центров разного типа в образцах, а не их концентрация (табл. 1, 2). Для иллюстрации того, что при переходе от количества рассматриваемых центров к их концентрации характер получаемых зависимостей может значительно измениться, концентрация центров также отражена на представленных диаграммах диаметром маркеров.

Две исследованные выборки алмазов, отличающиеся по интенсивности медленной компоненты люминесценции, также различны по массе кристаллов (рис. 1–3). В группу люминесцирующих (РЛ) попадают кристаллы массой >23 мг, в группу нелюминесцирующих (НРЛ) — с массой <20 мг. Исключения локализованы в интервале 20–23 мг.

При анализе зависимости медленной компоненты рентгенолюминесценции от количества в образцах центров А обнаруживается четкая прямая корреляция (рис. 1). Следует отметить, что эта закономерность наиболее явно проявляется именно при рассмотрении количества центров А в кристаллах, а не их концентрации. Обнаруженная корреляция позволяет сделать вывод о вероятном участии этих центров в процессах медленной рентгеновской люминесценции.

Особенность зависимости, приведенной на рис. 1, заключается в наличии отдельной группы из 5 люминесцирующих образцов с массой кристаллов около 40 мг и небольшим количеством центров А. Если предположить, что начиная с определенного содержания в образце центров А интенсивность медленной компоненты люминесценции достаточна для проведения сепарации (более 10^{18} шт.), то эти 5 кристаллов должны были бы оказаться нелюминесцирующими. Следовательно, существуют другие центры, в частности P1, B1 и P2, которые могут вносить вклад в интенсивность медленной компоненты. Центр P1 обнаружен в незначительном количестве лишь в одном из этих кристаллов, что не позволяет считать его источником медленной люминесценции.

Центр B1 обнаружен во всех 5 люминесцирующих кристаллах с низким содержанием центров А, однако лишь в одном его содержание значительно (более $1,3 \cdot 10^{18}$ шт.). Еще в одном кристалле содержание центров B1 достигает $2,8 \cdot 10^{17}$ шт., а в трех оставшихся — от $7 \cdot 10^{15}$ до $1,2 \cdot 10^{16}$ шт. В то

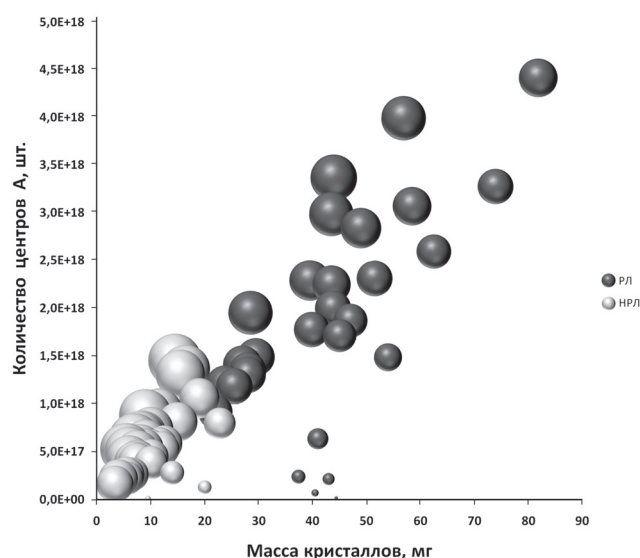


Рис. 1. Разделение кристаллов алмаза, содержащих центры А, на рентгенолюминесцирующие (РЛ) и нерентгенолюминесцирующие (НРЛ), в зависимости от количества центров А и массы кристаллов. Диаметры маркеров отражают концентрацию центров А, ppm

же время среди нелюминесцирующих кристаллов с аналогичным содержанием центров А (НРЛ на рис. 1) более 10 содержат центр B1 в количестве $>1 \cdot 10^{16}$ шт., причем в 4 из них содержание центра B1 превышает $2,3 \cdot 10^{17}$ шт. Таким образом, люминесцирующие и нелюминесцирующие кристаллы алмаза с низким содержанием центров А не различаются по содержанию центров B1.

Во всех 5 люминесцирующих образцах алмаза с низким содержанием центров А обнаружен центр P2. Из всей выборки исследованных алмазов центр P2 выявлен всего в 11 кристаллах, причем все они люминесцирующие. Таким образом, в отдельную группу попало 45% кристаллов, содержащих центр P2, и объяснить это случайным совпадением сложнее, чем в случае с центрами B1. Оставшиеся 6 образцов, содержащих центр P2, обладают достаточно большим количеством центров А и соответствуют основной группе люминесцирующих кристаллов (рис. 1). Хотя среднее содержание центров P2 в описываемых 5 кристаллах невелико ($5,1 \cdot 10^{15}$), можно предположить, что эти образцы с невысоким содержанием центров А обладают медленной компонентой люминесценции благодаря наличию центров P2.

Среди рассматриваемых центров следующий после центра А по критериям частоты встречаемости и среднего содержания в кристаллах — центр B1. Он обнаружен в 61,5% исследованных образцов, его количество в отдельных кристаллах может достигать $2,2 \cdot 10^{18}$ шт. Однако корреляция между количеством центров B1 в образцах и наличием у них медленной компоненты рентгеновской люминесценции слабая, неотчетливая (рис. 2). Более того, 7 образцов, в которых количество центров B1

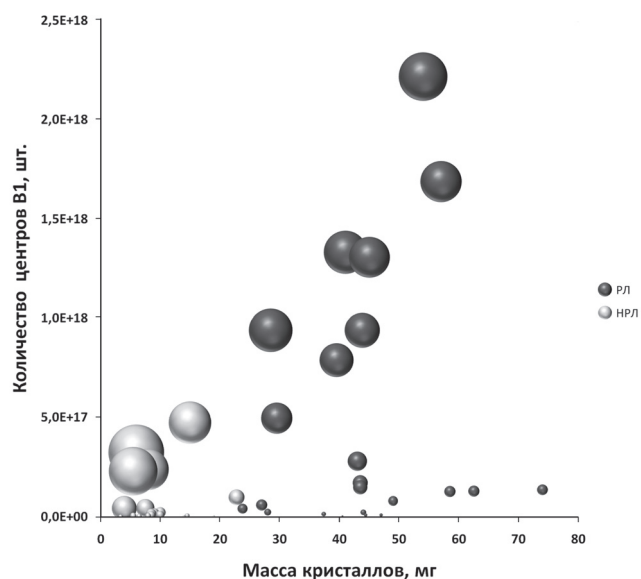


Рис. 2. Разделение кристаллов алмаза, содержащих центры B1, на рентгенолюминесцирующие (РЛ) и нерентгенолюминесцирующие (НРЛ), в зависимости от количества центров B1 и массы кристаллов. Диаметры маркеров отражают концентрацию центров B1, ppm

превышает $5,1 \cdot 10^{17}$ шт., следовало бы исключить из рассмотрения, поскольку они также содержат значительное количество центров A, а в 6 из них присутствуют центры P2. Таким образом, эти образцы должны обладать медленной компонентой рентгеновской люминесценции независимо от количества в них центров B1. Если исключить их из рассмотрения, то корреляции между содержанием центров B1 и наличием медленной компоненты рентгеновской люминесценции не будет. Оставшиеся кристаллы разделяются на люминесцирующие и нелюминесцирующие случайным образом, без связи с содержанием в них центров B1. Таким образом, полученные данные не подтверждают участие центров B1 в формировании медленной компоненты рентгеновской люминесценции алмаза.

Дефекты P1 — одиночные замещения углерода на азот, по данным предшествующих работ [Елисеев и др., 1987, а также ссылки в этой работе], не являются центрами рентгеновской люминесценции алмаза, напротив, отмечается гасящий эффект, вызванный ими, что проявляется в уменьшении интенсивности рентгеновской люминесценции алмазов при увеличении концентрации в них центров P1.

Распределение образцов на диаграмме, представленной на рис. 3, можно описать тремя областями:

— первая область — нелюминесцирующие кристаллы в левой части диаграммы, содержащие от $5,2 \cdot 10^{14}$ до $2,8 \cdot 10^{17}$ шт. центров P1 (в среднем $2,8 \cdot 10^{16}$ шт.). При этом среднее количество центров A в них — $5,2 \cdot 10^{17}$ шт., т.е. более чем на порядок больше;

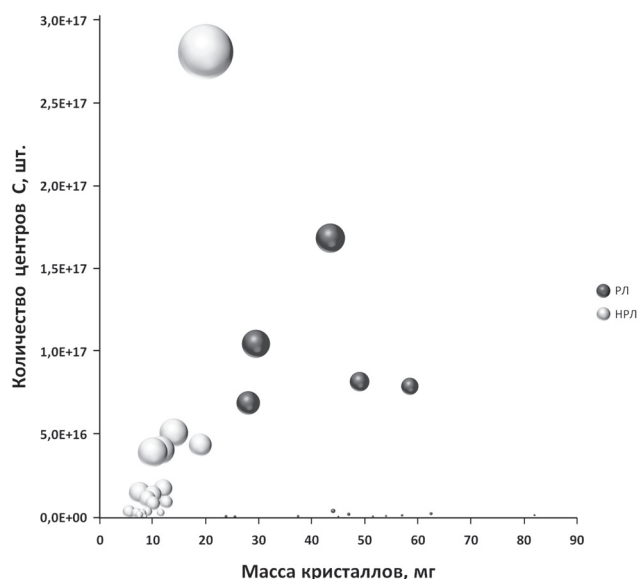


Рис. 3. Разделение кристаллов алмаза, содержащих центры P1, на рентгенолюминесцирующие (РЛ) и не рентгенолюминесцирующие (НРЛ), в зависимости от количества центров P1 и массы кристаллов. Диаметры маркеров отражают концентрацию центров P1, ppm

— вторая область — люминесцирующие кристаллы с небольшим количеством центров P1 (в среднем $1,5 \cdot 10^{15}$ шт.), они расположены вдоль оси абсцисс;

— третью область составляют 5 люминесцирующих кристаллов с содержанием центров P1 от $6,9 \cdot 10^{16}$ до $1,7 \cdot 10^{17}$ шт. (среднее $1,0 \cdot 10^{17}$ шт.). Среднее количество центров P1 в люминесцирующих кристаллах третьей области значительно выше, чем в нелюминесцирующих кристаллах из первой области, что никак не согласуется с предположением об их гасящем эффекте.

Следует отметить, что среднее содержание центров A в кристаллах второй и третьей групп очень близки — $2,2 \cdot 10^{18}$ и $2,3 \cdot 10^{18}$ шт. соответственно. В то же время в нелюминесцирующих кристаллах первой области количество центров A, рассматриваемых в качестве основного источника медленной компоненты рентгеновской люминесценции алмаза, на порядок и более больше, чем предполагаемых центров гашения — P1 (табл. 1, 2). Это ставит под сомнение возможность существования механизма гашения.

Полученные экспериментальные данные позволяют предположить, что отсутствие медленной компоненты рентгеновской люминесценции у значительной части алмазов с высоким содержанием центров P1 вызвано низким содержанием других азотных центров, в том числе ответственных за люминесценцию, а не гасящими свойствами самих центров P1.

Выводы. 1. Наличие медленной компоненты рентгеновской люминесценции у подавляющего числа образцов алмаза из разных месторождений указывает на то, что ответственные за нее центры

принадлежат к группе наиболее широко распространенных структурных дефектов; во-первых, центров А и, во-вторых, центров Р2.

2. Отсутствие медленной компоненты рентгеновской люминесценции у большей части кри-

сталлов с высокими содержанием центров Р1 (С) объясняется малым количеством центров А и Р2, а не гасящими свойствами центров Р1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бартошинский З.В., Бекеша С.Н., Вержак В.В. и др. Нерентгенолюминесцирующие кимберлитовые алмазы // Минерал. журн. 1990. № 2. С. 15–19.

Елисеев А.П., Винс В.Г., Надолинный В.А. и др. Влияние условий получения синтетических алмазов на их рентгенолюминесценцию // Сверхтвердые материалы. 1987. № 4. С. 3–9.

Минеева Р.М., Титков С.В., Сперанский А.В. Структурные дефекты в природных пластически деформированных алмазах по данным ЭПР-спектроскопии // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 3. С. 261–271.

Рассулов В.А., Никитин М.В., Пацианский Ф.А. и др. Исследование спектрально-кинетических характеристик алмазов и сопутствующих минералов трубки «Архангельская» // Горный журн. 2009. № 6. С. 84–86.

Соболев Е.В., Лисойван В.И. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии

земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 245–255.

Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond // Phil. Mag. B. 1994. Vol. 69. P. 1149–1153.

Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Phil. Mag. B. 1995. Vol. 72. P. 351–361.

Dean P.J., Male J.C. Some properties of the visible luminescence excited in diamonds by irradiation in the fundamental absorption edge // J. Phys. Chem. Solids. 1964. Vol. 25. P. 1369–1383.

Dean P.J. Bound excitons and donor-acceptor pairs in natural and synthetic diamond // Phys. Rev. 1965. Vol 139, A588. P. 588–602.

Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: A data handbook. Berlin: Springer Verlag, 2001. 502 p.

Поступила в редакцию
27.03.2017

УДК 550.93 (470.5)

А.А. Краснобаев¹, П.М. Вализер², А.Л. Перчук³**ОРДОВИКСКИЙ ВОЗРАСТ ДУНИТ-ВЕРЛИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО ПОЛОСЧАТОГО КОМПЛЕКСА МАССИВА НУРАЛИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ) ПО ДАННЫМ SHRIMP U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ**

Приведены результаты изотопно-геохронологического изучения цирконов из верлитов и клинопироксенитов из дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого комплекса, находящегося в основании корового разреза офиолитов Нуралинского массива на Южном Урале. Возраст пород полосчатого комплекса заметно отличается от предыдущих данных и по совокупности полученных данных оценивается в 450 ± 4 млн лет. Редкоземельная спецификация цирконов ультрамафитов относится к магматическому типу и отражает возрастную и предположительно генетическую общность изученных пород с лерцолитами и дунитами мантийной части массива Нурали.

Ключевые слова: верлит, клинопироксенит, циркон, геохимия, U-Pb возраст, офиолиты, Нуралинский массив, Южный Урал.

We present the data of geochemistry and geochronology of zircons from wehrlites and clinopyroxenites from dunite-wehrlite-clinopyroxenite banded complex of the base of crustal section of ophiolite Nurali massif. The U-Pb age of the banded complex is 450 ± 4 Ma which is different from the previous data. Zircons from the studied rocks have complimentary REE patterns and similar U-Pb ages to lherzolites and dunites from mantle section of the Nurali massif.

Key words: wehrlite, clinopyroxenite, zircon, ophiolites, age, Nurali massif, Urals.

Введение. Нуралинский массив, входящий в состав одноименного мафит-ультрамафитового аллохтона, расположен на Южном Урале у истоков р. Миасс в зоне меланжа Главного Уральско-го разлома. Он образует линзовидное тело ($20 \times 3,5$ км), сложенное на западе шпинелевыми и плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами, находящимися в сложных взаимоотношениях. На востоке по тектоническому контакту перидотитовый блок граничит с полосчатым дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом, представляющим пластину мощностью 200–300 м и сменяющимся еще восточнее серпентинитовым меланжем, который включает амфиболовое габбро, переходящее к верхней части интрузии в диориты и кварцевые диориты [Ферштатер, Беа, 1996; Малич и др., 2016; Pertsev et al., 1997] (рис. 1). Такие соотношения главных структурно-вещественных единиц признают все исследователи, но их внутреннее строение, характер взаимосвязей различных породных ассоциаций, геодинамические обстановки и, главное, время проявления петрогенетических процессов, вызвавших формирование Нуралинского аллохтона, остаются дискуссионными [Рудник, 1965; Книппер и др., 2001; Савельева, 1987, 2011; Ферштатер и др., 2013; Tessalina et al., 2007].

Представления о природе перидотитового блока различаются. Г.Б. Ферштатер [Ферштатер,

Беа, 1996; Ферштатер, 2013] рассматривает его в качестве типичного представителя орогенных лерцолитов корневых зон, перекрытого полосчатым дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом мощностью около 400 м, который в свою очередь перекрыт дифференцированной габбро-диоритовой интрузией. Ту же последовательность другие исследователи [Савельева, Денисова, 1983; Савельева, 1987, 2011; Pertsev, 1997; Книппер и др., 2001] трактуют как типичный разрез офиолитовой ассоциации.

Происхождение полосчатого комплекса Нуралинского массива связывают с магматическими процессами в зоне спрединга, но некоторые моменты остаются дискуссионными [Малич и др., 2016]. По одной из гипотез этот комплекс представляет собой продукт кумулусной кристаллизации основных магм, выплавленных из подстилающих перидотитов [Денисова, 1985; Grieco et al., 2007]. Перекрывающие амфиболовое габбро и диориты с полосчатым комплексом не связаны. Близкой точки зрения придерживаются авторы работы [Ферштатер, Беа, 1996], они полагают что полосчатый комплекс не имеет прямого генетического родства с дунит-гарцбургит-лерцолитовой частью массива. Согласно другой гипотезе [Pertsev et al., 1997; Tessalina et al., 2007] дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс сформировался

¹ Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минерал. н., профессор; e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

² Ильменский государственный заповедник, Миасс, директор, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, зав. кафедрой, докт. геол.-минерал. н.; Институт экспериментальной минералогии РАН, вед. науч. с.; e-mail: alp@geol.msu.ru

в основании разреза древней океанической коры в результате многостадийной магматической кристаллизации в корневой части рифтовой зоны. Амфиболовые габброиды эти авторы рассматривают как продукт фракционированной кристаллизации на более поздней стадии развития магматической системы.

Возрастные изотопные исследования пород Нуралинского массива немногочисленны. Re-Os и Sm-Nd изохронные изотопные системы гарцбургитов, дунитов, верлитов, хромитов и габбро [Tessalina et al., 2007] позволили сделать вывод об отделении мантийного блока и включении его в субконтинентальную литосферу в мезопротерозое — 1249 ± 80 млн лет назад (л.н.). Известна также палеопротерозойская изохронная Sm-Nd датировка (576 ± 18 млн лет), полученная интегрально для лерцолитов, верлитов, клинопироксенитов и выделенных из них ортопироксенов и клинопироксенов [Попов и др., 2008]. С учетом сложной истории существования Нуралинского массива ее, в лучшем случае, можно рассматривать лишь как усредненную, лишенную конкретного геологического содержания. Наиболее надежна датировка цирконов из диоритов — 399 ± 2 млн лет, которая предлагается как соответствующая возрасту габбро-диоритовой интрузии [Ферштатер, 2013]. Цель нашей работы — получение надежных возрастных датировок для пород полосчатого комплекса.

Методы исследования. Для решения возрастной проблемы полосчатого комплекса нами использованы цирконы, выделенные из объемных проб (100–120 кг) верлитов (K2057) и клинопироксенитов (K2058) массива (рис. 1). Общий анализ пород выполнен на спектрометрах СРМ-18 (Россия) и EDX-900 HS («Shimadzu», Япония), а редкие и редкоземельные элементы определены методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе «ELAN 9000» («Perkin Elmer», Канада) в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Изотопные анализы выполнены на ионном микрозонде «SHRIMP II» в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [Williams, 1998], позволяющей получать информацию не только для отдельных зерен, но и для сосуществующих в них генетически различных частей. Традиционно аналитическим исследованиям предшествовали минералогические, на основании которых для анализа выбирали только те участки в гетерогенных зернах, которые соответствовали наиболее важным этапам в их развитии. Анализы РЗЭ в цирконах выполнены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе «Самеса IMS-4F» в Институте микроэлектроники и информатики РАН [Федотова и др., 2008]. Измерение включало 5 повторяющихся циклов накопления сигнала. Время накопления определялось автоматически в зависимости от его интенсивности. О точности и пределах определения элементов (ppm) можно

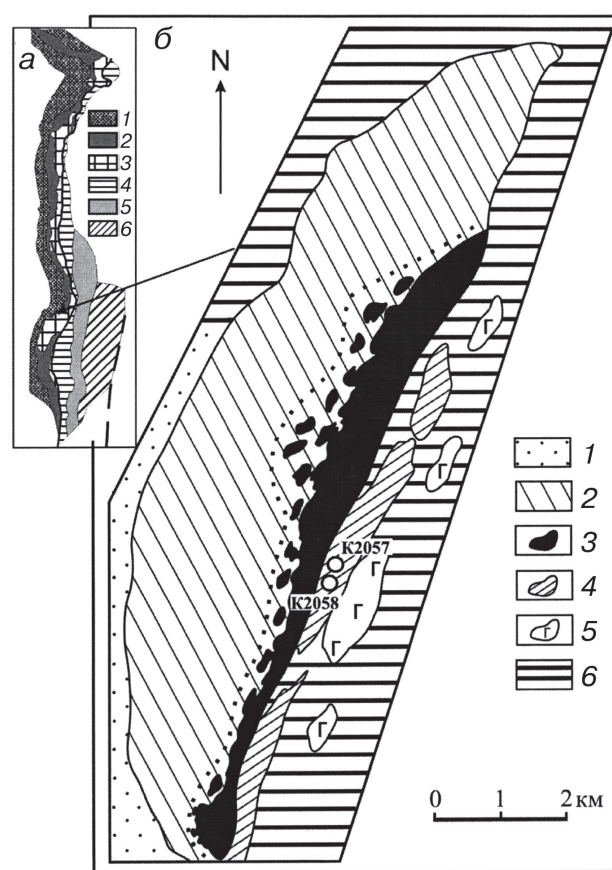


Рис. 1. Схема структурной зональности Урала, по [Пучков, 2010] (а), схематическая геологическая карта Нуралинского массива, по [Рудник, 1965; Савельева, 1987; Ферштатер, 2013] (б)

а — 1 — Предуральский краевой прогиб, 2 — Западно-Уральская мегазона, 3 — Центрально-Уральская мегазона, 4 — Тагило-Магнитогорская зона, 5 — Восточно-Уральская мегазона, 6 — Зауральская мегазона

б — 1 — верхнепротерозойские отложения: кварциты, слюдяные сланцы; 2–3 — перидотитовый блок (2 — лерцолиты шпинелевые и плагиоклазовые, 3 — дуниты и гарцбургиты); 4 — дунит-верлит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс (места отбора верлита — K2057, и клинопироксенита — K2058); 5 — габбро, амфиболиты и диориты; 6 — серпентинитовый меланж

судить по анализам эталона 91500: La $0,02 \pm 0,01$, Ce $3,4 \pm 0,1$, Sm $0,48 \pm 0,05$, Nd $0,18 \pm 0,01$, Gd $2,3 \pm 0,2$, Dy 11 ± 1 , Er 32 ± 2 , Yb 78 ± 4 . Надежность методики подтверждается также широкой практикой ее применения.

Измерения РЗЭ в кристаллах проводились в тех же точках (кратерах), что и при U-Pb датировании.

Результаты исследований и их обсуждение. РЗЭ в ультрамафитах. Состав исследованных верлитов и клинопироксенитов приведен в табл. 1 и на рис. 2. Для сравнения приведены также спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) пород перидотитового комплекса и амфиболового габбро Нуралинского массива. Все они близки ранее опубликованным данным [Ферштатер и др., 2013]. Совокупность редкоземельных особенностей пород массива образует классическую последовательность, обусловленную общностью происхождения

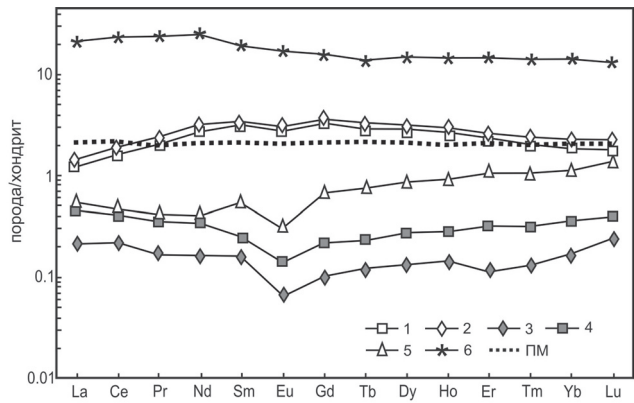


Рис. 2. РЗЭ в верлитах (1) и клинопироксенитах (2) полосчатого комплекса, дунитах (3), гарцбургитах (4), лерцолитах (5) перidotитовой серии и габбро (6) Нуралинского массива. ПМ — примитивная мантия [Богатиков и др., 1987]

из единого лерцолитового источника, испытавшего разделение на комплиментарные фракции вследствие частичного плавления.

Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона. Клинопироксениты содержат цирконы, сочетание минералогических особенностей которых характеризуют и специфические условия их образования, и сложную историю существования (рис. 3, А). На фоне вариаций типичных, хорошо известных признаков отдельных зерен особое внимание привлекают кристаллы, испытавшие своеобразное расщепление (развальцовку) с последующим восстановлением обособленности, но уже при новом облике кристалла (кристалл 1). Пилообразные контуры таких зерен свидетельствуют об активном участии их в тектонических процессах и об огромном давлении, испытанном ими.

Дробление и растворение, которые сопровождались нивелировкой возникшего при этом рельефа, обеспечили некоторым кристаллам сочетание первичных (следы идиоморфизма) и вторичных (появление округлости) особенностей облика (кристалл 2), в совокупности исключающих появление вопросов об их окатанности (терригенности). У шарообразного зерна с округлым ядром (кристалл 3) еще просматриваются следы исходного идиоморфного облика, хотя его большая часть и перекрыта новообразованной тонкой пленкой. У гетерогенного зерна, ранняя генерация которого включает зоны и секториальности, первичное включение выделяется исключительно высоким идиоморфизмом и четкими реберными границами (кристалл 4). У других подобных ему зерен также просматриваются следы поверхностного растворения (кристаллы 5, 7, 8). Совокупность всех этих минералогических признаков и формирует конечный облик кристаллов, а прозрачность большинства из них в сочетании с алмазным блеском отражает высокую кристалличность их матрицы. В целом, исключив кристалл 3, можно говорить о сходстве условий формирования большинства кристаллов клинопироксенитов, о соответствии их

Таблица 1

Состав петрогенных (масс. %) редкоземельных и редких (г/т) элементов в верлитах и клинопироксенитах Нуралинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,36	52,91	35,59	41,15	42,84	42,86
TiO ₂	0,13	0,18	0,02	0,01	0,05	1,00
Al ₂ O ₃	1,43	2,20	0,52	0,78	1,88	16,43
Fe ₂ O ₃	2,98	-	6,45	5,15	3,97	7,45
FeO	2,40	3,11	1,70	2,80	4,60	7,50
MnO	0,09	0,07	0,12	0,13	0,13	0,23
CaO	27,43	18,36	0,08	0,55	1,79	11,9
MgO	14,00	22,58	42,16	39,66	39,87	6,78
Na ₂ O	0,05	0,07	0,01	0,04	0,05	0,71
K ₂ O	0,03	0,05	0,01	0,02	0,04	0,35
V	146,6	141,8	4,01	22,89	46,15	314,4
Cr	704,1	1485	412,1	1655	1287	36,06
Co	63,61	26,52	92,15	89,10	90,0	27,47
Ni	381,3	151,7	1880	1763	1712	24,00
Cu	14,62	13,20	6,91	2,36	33,49	55,08
Zn	15,40	12,27	17,77	25,29	27,14	69,33
Rb	0,20	0,44	0,08	0,23	0,33	3,02
Sr	22,80	34,35	0,56	1,82	2,30	580,9
Y	2,94	3,85	0,05	0,11	1,39	17,20
Zr	2,01	3,18	0,77	0,28	0,86	15,86
Nb	0,49	0,37	0,90	0,07	0,01	3,26
Mo	0,27	0,33	0,23	0,07	0,20	0,51
Cd	0,03	0,06	н/о	0,01	0,01	0,26
Sn	0,19	0,25	0,19	0,03	0,11	0,81
Sb	0,09	0,10	0,06	0,03	0,09	0,15
Ba	4,21	6,51	1,33	1,67	4,45	80,5
La	0,46	0,32	0,02	0,02	0,05	4,29
Ce	1,90	1,20	0,03	0,05	0,11	12,6
Pr	0,35	0,24	0,01	0,01	0,02	1,94
Nd	1,91	1,53	0,03	0,03	0,14	9,77
Sm	0,52	0,57	0,01	0,01	0,06	2,63
Eu	0,16	0,20	0,01	0,01	0,02	0,86
Gd	0,63	0,75	0,01	0,01	0,15	3,06
Tb	0,11	0,13	0,01	0,01	0,03	0,51
Dy	0,72	0,89	0,01	0,02	0,24	3,53
Ho	0,15	0,18	0,01	0,01	0,06	0,76
Er	0,38	0,48	0,01	0,02	0,16	2,26
Tm	0,05	0,07	0,01	0,01	0,03	0,32
Yb	0,30	0,43	0,02	0,02	0,21	2,20
Lu	0,04	0,06	0,01	0,01	0,03	0,33
Hf	0,10	0,15	2,52	0,01	0,04	0,78
W	0,47	0,49	0,38	0,20	0,40	0,78

Примечания. 1 — верлит, 2 — клинопироксенит, 3 — дунит, 4 — гарцбургит, 5 — лерцолит, 6 — габбро.

Таблица 2

U-Pb возраст цирконов из верлитов и клинопироксенитов массива Нуралы

Кри- сталл, кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, ppm			²³² Th ²³⁸ U	Возраст, млн лет** ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	D, %	Изотопные отношения						Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*, ±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U, ±%				
Верлит (K2057)														
1.1	0,31	177	84	11,20	0,49	458,0±4,6	−12	0,0548	4,1	0,557	4,2	0,0737	1,0	0,245
1.2	0,08	183	133	11,50	0,75	456,0±4,1	−9	0,0551	3	0,556	3,1	0,0732	0,9	0,299
1.3	0,00	80	51	5,04	0,66	457,0±5,7	−21	0,0538	4,2	0,545	4,4	0,0735	1,3	0,295
2.1	0,00	252	214	15,90	0,88	457,0±3,7	−16	0,0543	2,3	0,550	2,5	0,0735	0,8	0,337
2.2	0,00	122	37	7,66	0,32	455,0±5,7	5	0,0566	4,2	0,570	4,4	0,0731	1,3	0,293
3	0,00	148	130	9,08	0,91	445,0±4,3	7	0,0566	3	0,558	3,1	0,0715	1,0	0,319
4.1	0,67	551	801	34,60	1,50	451,0±3,8	23	0,0587	3,7	0,586	3,8	0,0724	0,9	0,230
4.2	0,60	199	151	12,50	0,78	453,0±5,6	7	0,0568	5,8	0,570	6,0	0,0728	1,3	0,215
5.2	9,91	281	86	22,20	0,32	511±11	−10	0,0560	27	0,640	27,0	0,0825	2,3	0,084
5.1	0,58	160	164	11,90	1,06	532,0±5,8	−16	0,0559	5,1	0,663	5,2	0,0860	1,1	0,217
6.1	0,33	194	153	12,10	0,81	449,0±5,4	5	0,0565	4,1	0,562	4,3	0,0722	1,2	0,289
6.2	1,87	179	24	10,20	0,14	408±10	−99	0,0460	23	0,415	23	0,0654	2,5	0,109
Клинопироксенит (K2058)														
1	0,00	87	74	5,35	0,88	445,4±5,8	−18	0,0538	5,2	0,531	5,4	0,0715	1,3	0,249
2	0,00	283	146	17,80	0,53	454,1±3,6	2	0,0563	2,9	0,566	3	0,0729	0,83	0,274
3.1	0,00	4	1	0,25	0,35	425±27	−20	0,0530	24	0,500	25	0,0681	6,6	0,261
3.2	0,00	164	5	8,96	0,03	396,9±4,1	20	0,0566	4	0,495	4,2	0,0635	1,1	0,258
4.1	0,00	89	68	5,48	0,78	444,7±5,8	−8	0,0550	5,3	0,541	5,4	0,0714	1,3	0,247
4.2	0,00	106	71	6,46	0,69	441,0±6,2	−27	0,0529	4,9	0,516	5,1	0,0708	1,5	0,288
5.1	0,00	95	70	5,83	0,77	446,2±5,7	−16	0,0541	5,1	0,535	5,3	0,0716	1,3	0,252
5.2	0,00	73	29	4,46	0,41	445,3±6,6	23	0,0585	6	0,577	6,1	0,0715	1,5	0,250
6	0,00	121	66	7,43	0,57	444,1±4,8	0	0,0557	4,3	0,548	4,4	0,0713	1,1	0,254
7.1	0,00	117	57	7,38	0,51	456,7±5,9	5	0,0567	4,4	0,573	4,6	0,0734	1,3	0,293
7.2	0,00	148	124	8,81	0,87	431,1±4,8	13	0,0569	4,6	0,543	4,8	0,0691	1,2	0,240
8.1	0,00	98	80	6,09	0,84	451,5±5,5	−31	0,0526	4,9	0,526	5,1	0,0725	1,3	0,249
8.2	0,00	214	10	8,57	0,05	293,7±2,9	11	0,0530	4,1	0,340	4,2	0,0466	1	0,240

Примечания. Pb_c и Pb* — общий и радиогенный свинец, соответственно; ** — коррекция по ²⁰⁴Pb; Rho — коэффициент корреляции; D — дискордантность. Ошибка калибровки стандарта для K2057 — 0,35%, для K2058 — 0,26%.

магматическому типу с общей историей развития. Контрастность катодолюминесцентных снимков (CL) и однородность вторичной электронной эмиссии (BSE) кристаллов свидетельствуют об отсутствии у сосуществующих генераций значительных внутренних напряжений, что обеспечивает им высокую устойчивость при метаморфизме.

Цирконы верлитов по внешним признакам сопоставимы с цирконами из клинопироксенитов (рис. 3, Б). Заметно выделяется кристалл 3, история существования которого подобна таковой у кристалла 1 из клинопироксенита. Широкополосная зональность кристалла 1, разный микрорельеф граней кристаллов 5 и 6, обогащенность ураном ранней генерации кристалла 4, испытавшего дробление и заполнение полостей трещин флюидной субстанцией, подвергнутой расшифровке, создают минералогическую специфику цирконов верлитов.

Игольчатое включение минерала в кристалле 2 отличается от подобного в кристалле 4 клинопироксенитов сосуществованием с прилипшей «каплей» расплава. Точечные включения проявляют следы дробления кристалла 6, у которого в процессе роста сменился облик головки {311}→{111}. Принципиальные различия между цирконами верлитов и клинопироксенитов не обнаружены, что, вероятно, отражает их связь с единым магматическим источником.

Геохимия U-Th. В распределении этих элементов (табл. 2) в цирконах клинопироксенитов просматриваются три главные особенности (рис. 4). Прежде всего это относится к кристаллам основной группы, ранние генерации которых близки по содержанию U и Th и образуют компактный ареал. Вторую группу составляют поздние генерации кристаллов 5 и 8, отражающие разнонаправленное по-

A

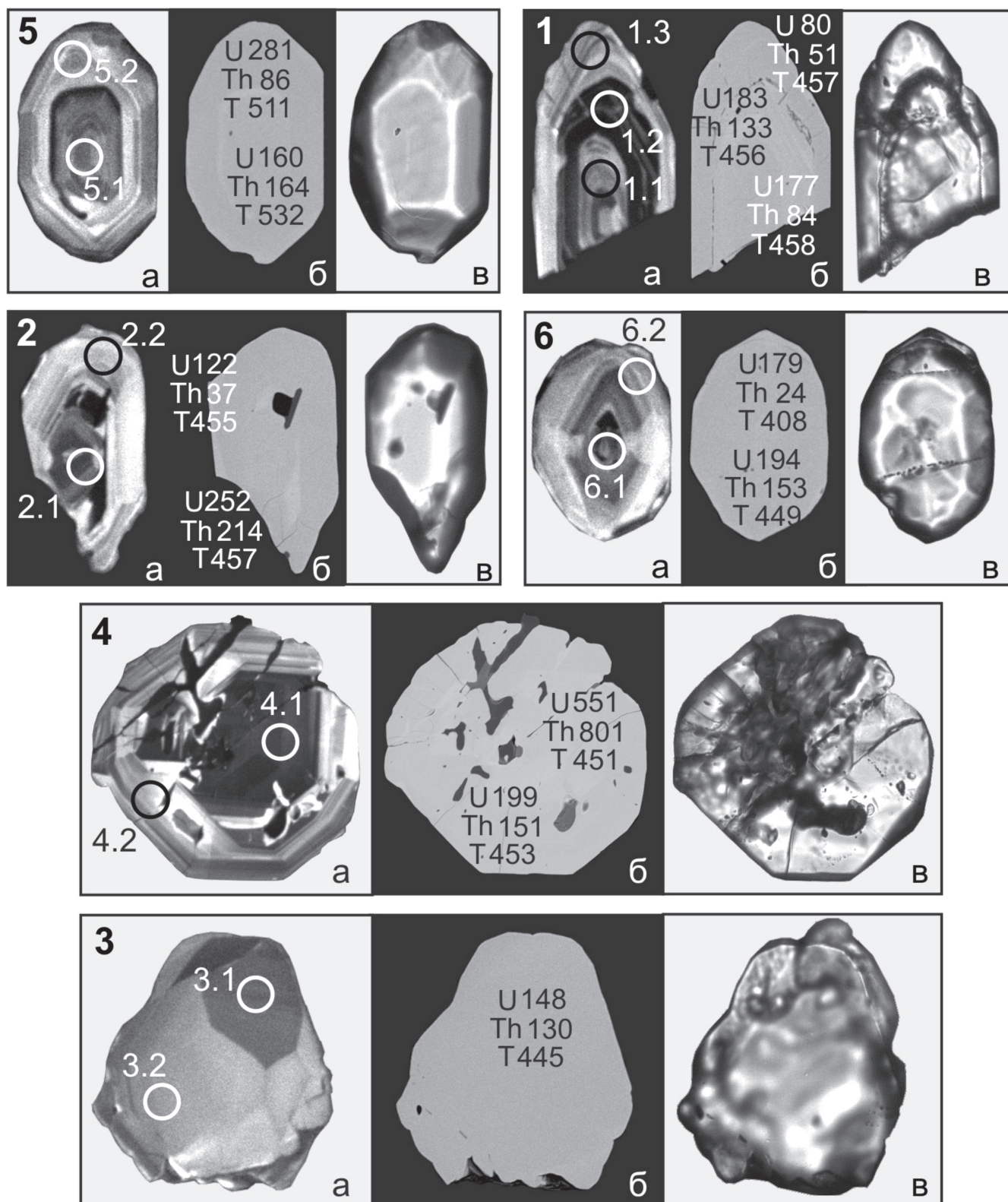


Рис. 3. Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов из верлитов (А) и клинопироксенов (Б) Нуралинского массива. Цифры — номера кристаллов и кратеров, содержание U и Th — г/г, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — возраст (Т), млн лет, см. табл. 2; а — CL, б — BSE, в — оптика, проходящий свет; 3.2 — анализы только РЗЭ

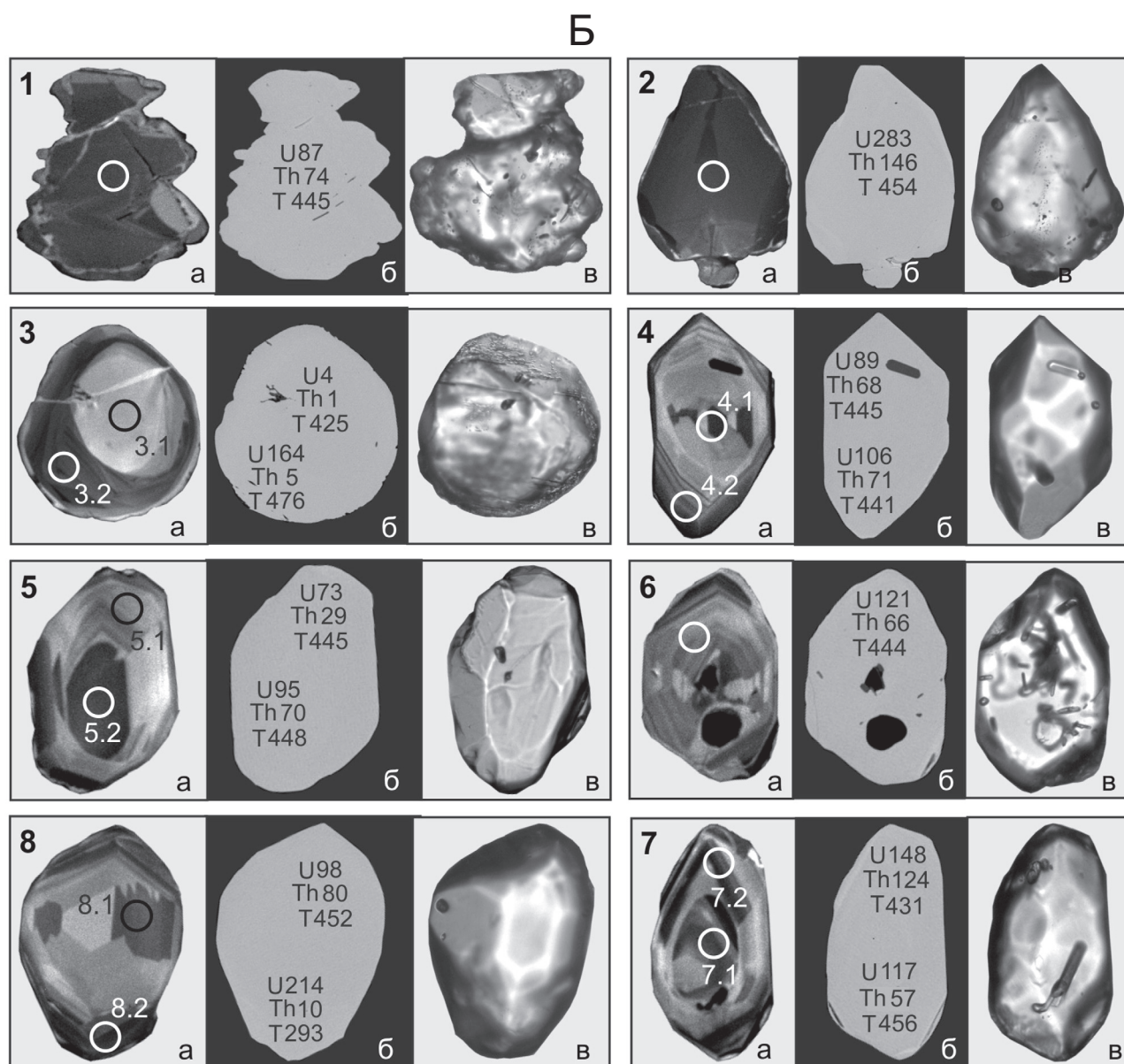


Рис. 3. Окончание

ведение U в новообразованных зонах, и кристалл 2, претерпевший существенное растворение. Однако основная отличительная особенность цирконов из клинопироксенитов отмечена для зерна 3, ранняя генерация («ядро») которого поражает уникальной стерильностью (U 4 г/г, Th 1 г/г).

Эволюцию цирконов, ритмично чередующихся с дунитами верлитов и клинопироксенитов, объединяет тренд (Tr), а повышенное содержание U и Th при их значительной вариации в цирконах из верлитов по сравнению с цирконами из клинопироксенитов связано с одновременностью образования пород (рис. 4). Наблюдаемые между ними различия отражают вариации химического состава в магматической камере.

Возраст цирконов. Основная разновидность цирконов верлитов образует компактный кластер с возрастом $T_1=453\pm3$ млн лет (табл. 2, рис. 5). Просматривается участие и более раннего им-

пульса с $T=528\pm10$ млн лет, зафиксированного обеими генерациями кристалла 5. Термальное воздействие интрузии (габброидов?), возможно, уменьшило возраст внешних зон некоторых зерен до $T_2=408\pm20$ млн лет (кристалл 6).

Для цирконов из клинопироксенитов возрастные данные оказались близки к таковым у цирконов из верлитов. Для основной разновидности получена устойчивая датировка $T=446,5\pm1,7$ млн лет. Имеются также и меньшие значения возраста $T_1=397,2\pm4,1$ млн лет, что, вероятно, связано с термальным воздействием. Постколлизийные процессы, повлиявшие на Нуралинский массив, оказались существенно моложе — $T_2=293,7\pm2,9$ млн лет.

Небольшое возрастное различие между верлитами и клинопироксенитами, подобное геохимическому (рис. 4), вероятно, связано с длительностью куммулусной кристаллизации и неоднородностью

Таблица 3

Содержание РЗЭ (г/г) в цирконах из верлитов и клинопироксенитов Нуралинского массива

Компонент	Верлит, кратер*									
	3.1	3.2	2	1.1	1.2	1.3	4.1	4.2	5.1	5.2
La	0,20	0,09	3,86	2,42	27,62	40,02	0,82	0,62	2,26	0,50
Ce	23,60	17,0	79,4	72,30	417,0	406,1	199,0	51,6	50,30	49,8
Pr	0,62	0,12	1,35	1,63	27,91	36,93	1,09	0,56	0,87	0,82
Nd	9,09	1,66	10,08	11,12	192,8	252,6	13,94	4,98	7,18	5,88
Sm	11,60	3,10	9,50	13,20	110,4	134,7	29,90	6,90	7,60	5,40
Eu	2,06	0,64	3,42	2,97	20,64	27,01	3,70	0,74	1,71	1,50
Gd	38,42	14,06	42,97	39,8	151,0	154,9	146,7	32,37	34,77	15,90
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy	109,4	50,3	145,9	126,6	228,0	157,0	515,1	138,2	156,3	56,0
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	216,4	104,7	344,0	286,7	434,0	220,0	1034,1	331,1	374,0	123,0
Tm										
Yb	421,0	218,0	810,0	620,0	965,0	510,0	1825,0	706,0	727,0	260,0
Lu	75,50	40,90	160,6	112,3	175,0	97,00	307,6	128,4	122,4	45,00
Сумма	908	451	1612	1290	2749	2036	4077	1402	1484	564
SI/SII	2,01		—	0,63			2,91		2,63	
(Sm/La) _N	93,59	57,86	3,94	8,74	6,40	5,39	58,72	17,83	5,41	17,36
(Yb/La) _N	3109	3744	309	378	51,42	18,77	3290	1669	472,3	772,3
Ce/Ce*	16,24	39,76	8,40	8,81	3,63	2,56	50,96	21,21	8,67	18,89
Eu/Eu*	0,30	0,29	0,52	0,39	0,49	0,57	386,3	0,15	0,32	0,49

Компонент	Клинопироксенит, кратер*								
	1	3.1	3.2	4.1	4.2	5.1	5.2	8.1	8.2
La	0,08	0,04	0,04	0,92	0,37	0,12	0,13	0,06	0,05
Ce	16,1	1,10	2,20	22,3	29,2	15,3	9,00	19,8	3,10
Pr	0,15	0,01	0,02	0,39	0,32	0,30	0,06	0,24	0,03
Nd	3,31	0,05	0,18	3,91	2,13	3,75	0,63	4,30	0,15
Sm	5,87	0,08	0,26	4,96	1,50	5,18	1,16	6,53	0,26
Eu	1,78	0,07	0,13	1,23	0,55	1,89	0,43	1,69	0,08
Gd	22,9	0,83	1,17	20,05	6,42	20,7	5,62	24,3	1,24
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy	63,20	2,70	2,90	68,90	23,90	71,00	26,40	70,10	5,90
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	120,9	4,00	3,10	163,5	66,40	154,5	79,80	157,4	20,20
Tm									
Yb	233,2	6,10	4,40	339,7	197,1	356,2	218,7	332,8	70,20
Lu	41,50	0,80	0,40	62,50	43,10	70,50	44,60	62,50	15,00
Сумма	509	15,8	14,7	688	371	699	387	680	116
SI/SII	—	1,07		1,85		1,81		5,85	
(Sm/La) _N	119,0	2,82	11,52	8,68	6,50	68,50	13,93	165,39	7,92
(Yb/La) _N	4343	204	178	546	785	4332	2421	7748	1988
Ce/Ce*	35,23	11,27	19,68	9,04	20,40	19,40	24,45	39,13	20,22
Eu/Eu*	0,47	0,87	0,71	0,37	0,54	0,56	0,51	0,41	0,42

Примечания: SI/SII — сумма РЗЭ в ранней—поздней генерациях гетерогенных кристаллов; (Sm/La)_N, (Yb/La)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* — нормированные до деления на хондрит, по [Mc Donough, Sun, 1995]; Ce/Ce*=Ce/(La · Pr)^{1/2}; Eu/Eu*=Eu/(Sm · Gd)^{1/2}. Кратер* — точка анализа в соответствующем кристалле см. в табл. 2 и на рис. 3.

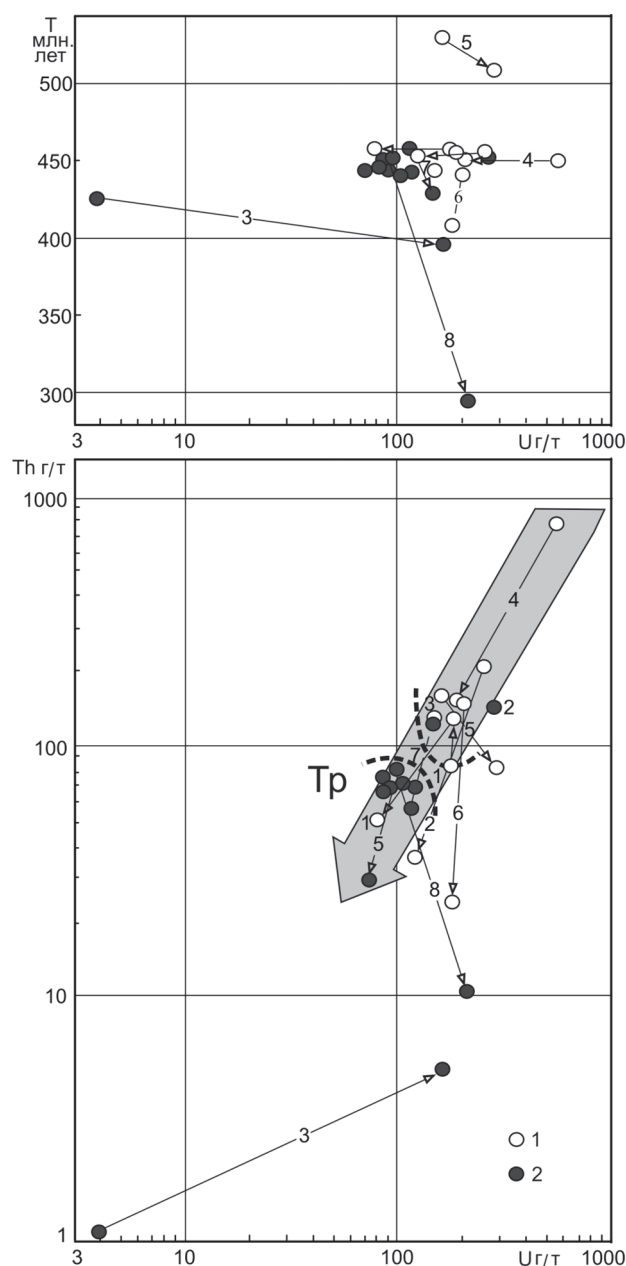


Рис. 4. U–Th (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет) и Th в цирконах верлитов (1) и клинопироксенов (2) Нуралинского массива. Ранние и поздние генерации цирконов соединены стрелками. Tr — тренд, отражающий эволюцию цирконов верлитов (вверх) и клинопироксенов (вниз). Пунктир отделяет ранние и поздние генерации цирконов

вещества в магматической камере. Усредненная датировка полосчатого комплекса составляет 450 ± 4 млн лет.

РЗЭ в цирконах. У большинства кристаллов из обеих проб (рис. 6–7, табл. 3) присутствует четкая цериевая аномалия Ce/Ce^* , а европиевая Eu/Eu^* — менее выражена или даже отсутствует. Их соотношения между собой и с основным спектром РЗЭ существенно варьируют.

Оценка этих вариаций позволяет решать вопросы генетической природы кристаллов, о принадлежности их к магматическому (М) или гидротермальному (Н) типам. В последнем случае речь

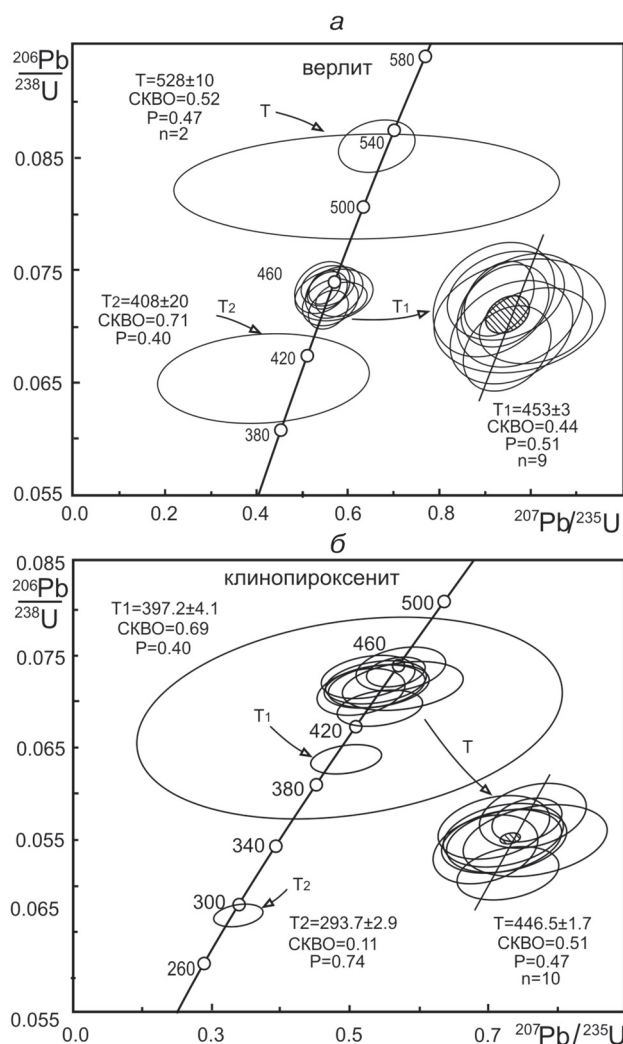


Рис. 5. U–Pb возраст цирконов верлитов (а) и клинопироксенов (б) Нуралинского массива, Т — возраст, млн лет

также идет и о метасоматических разновидностях. Промежуточную зону между типами М и Н целесообразно закрепить за позднемагматическими (М1) разновидностями цирконов. С учетом анализа РЗЭ спектров эталонных объектов [Hoskin et al., 2003; Hoskin, 2005] из цирконов верлитов к типу М можно отнести кристаллы 3 и 4, а из цирконов клинопироксенов — уверенно лишь кристалл 1 и частично — кристаллы 5 и 8. Наиболее близкими цирконам типа Н можно считать лишь поздние генерации кристалла 1 (1.2 и 1.3), что лишь подтверждает магматическую природу основной части цирконов, верлитов и клинопироксенов. Остальные кристаллы обеих пород можно относить к типу М1, а кристалл 3 из клинопироксенов — к особому типу с аномальным распределением (особенно в генерации 3.1) редких земель.

Для конкретной оценки природы цирконов целесообразно использовать координаты Хоскина [Hoskin et al., 2003; Hoskin, 2005], учитывающие взаимосвязь La, Ce и Sm в структуре РЗЭ-спектров цирконов. По этим показателям у цирконов из клинопироксенов совместимость с типом Н

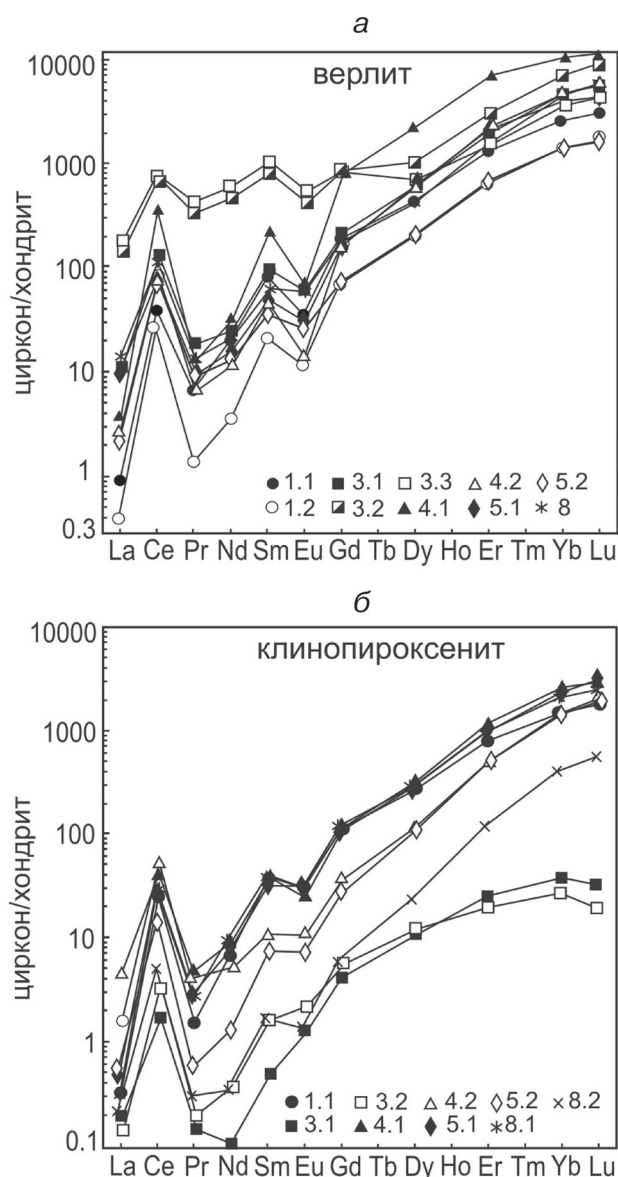


Рис. 6. Спектры РЗЭ в цирконах верлитов (а) и клинопироксенитов (б) Нуралинского массива. Анализы (табл. 3) выполнены в точках (см. рис. 3), ранее использованных при определении возраста. Все элементы нормированы на хондрит, по [McDokonghaad et al., 1995]

не наблюдается. Резко аномальными выглядят спектры РЗЭ для обеих разновидностей кристалла 3, хотя их Се аномалии наиболее представительны, а Eu аномалии практически отсутствуют. У остальных кристаллов сходство с М-цирконами проявляется по-разному. Окончательный вывод следует из анализа рис. 7, где связь спектра РЗЭ с природой кристаллов проявляется наглядно. Принадлежность к М-типу демонстрируют только ранние(!) генерации кристаллов 1, 5 и 8, а поздние, даже после изменений состава, не покидают зон влияния М-типа, приближаясь к типу МІ. Каких-либо геохимических особенностей, свойственных гидротермальным цирконам, у них не наблюдается. Принадлежность к типу МІ уверенно демонстри-

рует лишь кристалл 4, причем это относится к его обоим генерациям.

При сопоставлении распределения цирконов из обеих проб в координатах Хоскина (рис. 7) отчетливо заметны принципиальные различия между ними. Цирконы из клинопироксенитов явно тяготеют к М-типу, а цирконы из верлитов занимают промежуточное положение между типами М и Н, явно эволюционируя в сторону последнего (см. кристалл 1). Это, по-видимому, отражает большую дефектность матриц кристаллов циркона из верлита, что может быть связано и с длительностью их радиационного облучения, и с повышенным содержанием U и Th (рис. 5). При этом все цирконы из обеих разновидностей пород принадлежат к единому магматическому источнику.

Закключение. Состав РЗЭ в верлитах и клинопироксенитах отражает их генетическую общность с породами перидотитовой серии. Минералогическое сходство цирконов в обеих пробах отражает близость условий их образования. Возраст пород полосчатого комплекса оценивается усредненной датировкой 450 ± 4 млн лет. По составу РЗЭ цирконы из клинопироксенитов отличаются более высокой сохранностью и сходством с магматическим типом, чем цирконы из верлитов, испытавшие воздействие метаморфизма, с которым связано появление цирконов с возрастом 294 млн лет.

Позднеордовикская датировка пород полосчатого комплекса коренным образом отличается от предыдущей датировки этих пород с помощью Re-Os метода [Tessalina et al., 2007]. Возраст кристаллизации пород полосчатого комплекса в зоне спрединга хорошо согласуется с временем формирования вулканогенно-кремнистого комплекса с подушечными базальтами (поляковская свита), находящегося в тектоническом меланже в нескольких километрах от массива Нурали. Афировые базальты поляковской свиты по распределению РЗЭ соответствуют базальтам срединно-океанического хребта (СОХ) [Савельев и др., 2006] и, возможно, представляют верхнекоровую часть офиолитового разреза.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс, образование которого, вероятно, связано с кумулюсной кристаллизацией из габброидного расплава в зоне спрединга (задугового?), относится к нижнекоровой части разреза офиолитового комплекса. Мантийная часть офиолитового комплекса, представленная в массиве дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, связана с полосчатым комплексом и по геохимическим, и по возрастным параметрам.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность А.Ю. Бычкову и В.В. Масленникову за конструктивные замечания, которые позволили значительно улучшить структуру статьи.

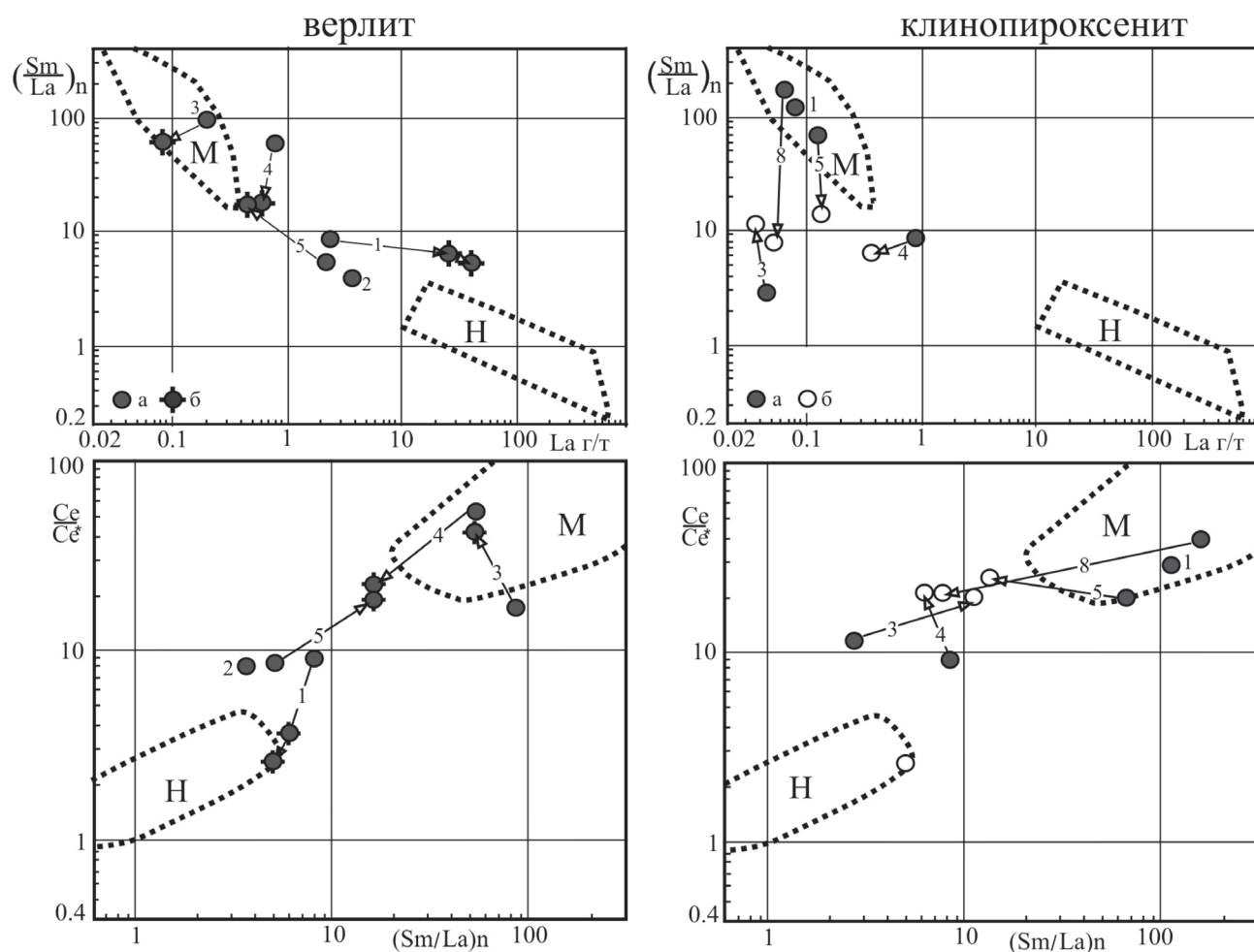


Рис. 7. Генетическая классификация цирконов верлитов и клинопироксенитов Нуралинского массива, по [Hoskin et al., 2003; Hoskin, 2005]. Все элементы нормированы на хондрит, по [McDokonghaad et al., 1995]. Поля: М — магматических, Н — гидротермальных цирконов. Ранние (а), а также поздние (б) генерации цирконов соединены стрелками

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богатилов О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра. 1987. 152 с.

Денисова Е.А. История деформации Нуралинского ультраосновного массива (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 25–38.

Книппер А.Л., Шараськин А.А., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Анфилов В.Н. и др. Цирконология лерцолитов Нуралинского массива // Докл. РАН. 2017. Т. 475, № 6. С. 593–598.

Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю. и др. Вещественный состав и осмиевая изотопия первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы магнетиальных хромитов Нуралинского лерцолитового массива (Ю. Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. С. 3–22.

Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Дордовикский Sm-Nd изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные // Мат-лы Междунар. науч. конф. «Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских офиолитов». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2008. С. 100–103.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.

Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: ИГЕМ АН СССР, 1965. С. 68–101.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 245 с.

Савельева Г.Н. Офиолиты варисцид Европы и уралит: обстановки формирования и метаморфизм // Геотектоника. 2011. № 6. С. 24–39.

Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурала на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42–57.

Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов Восточного склона Южного Урала // Геол. сб. № 5. Информ. мат-лы ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 86–104.

Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. 368 с.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alternation of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. et. Cosmochim. Acta*. 2005. Vol. 69, N 3. P. 637–648.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 27–62.

Grieco G., Diella V., Chaplygina N.L., Savelieva G.N. Platinum group elements zoning and mineralogy of chromitites from the cumulate sequence of the Nurali massif

(Southern Urals, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2007. Vol. 30. P. 257–276.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Gareggo L. Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals // *Tektonophys.* 1997. Vol. 276. P. 163–180.

Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A. et al. Complex proterozoic to paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolites massifs by Re–Os and Sm–Nd systematics // *Chem. Geol.* 2007. Vol. 240. P. 61–84.

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35

Поступила в редакцию
25.08.2017

УДК 553.212, 552.111

Н.С. Арьяева¹, Е.В. Коптев-Дворников², Д.А. Бычков³

ЛИКВИДУСНЫЙ ТЕРМОБАРОМЕТР ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ РАВНОВЕСИЯ МАГНЕТИТ–РАСПЛАВ

Получен ликвидусный термобарометр магнетит–силикатный расплав путем обработки методами многомерной статистики выборки из 93 экспериментальных равновесий магнетита с базитовыми расплавами. Уравнения с низкой погрешностью воспроизводят экспериментальные составы в широком диапазоне составов базитов, температуры и давления. Верификация термобарометров показала, что максимальная погрешность воспроизведения температуры ликвидуса не превышает $\pm 7^\circ\text{C}$. Уровень появления кумулятивного магнетита в вертикальных разрезах Ципрингского, Кивакского и Бураковского интрузивов предсказан с погрешностью от ± 10 до ± 50 м.

Ключевые слова: магнетит, шпинель, силикатный расплав, уравнение, термобарометр, моделирование.

A system of equations of thermobarometer for magnetite-silicate melt equilibrium was obtained by method of multidimensional statistics of 93 experimental data of a magnetite solubility in basaltic melts. Equations reproduce experimental data in a wide range of basalt compositions, temperatures and pressures with small errors. Verification of thermobarometers showed the maximum error in liquidus temperature reproducing does not exceed $\pm 7^\circ\text{C}$. The level of cumulative magnetite appearance in the vertical structure of Tsypringa, Kivakka, Burakovsky intrusions predicted with errors from ± 10 to ± 50 m.

Key words: magnetite, spinel, silicate melt, equation, thermobarometry, modeling.

Введение. Крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые плутоны — важные источники меди, никеля, элементов платиновой группы, хрома, железа, титана, ванадия и др. Кроме придонных медно-никелевых руд, все остальные представлены выдержанными по простиранию горизонтами сплошных (хромитовые и титаномагнетитовые) или шлировидных (малосульфидные платинометалльные) руд, пространственно ассоциирующих с ритмически расслоенными пачками пород. Как необходимое условие возникновения магматических руд кумулятивного типа Л.Н. Когарко предложила принцип котектической насыщенности в отношении рудного минерала [Когарко, 2004]. Отсюда следует актуальность разработки инструментов для моделирования кристаллизации рудных минералов в процессе дифференциации природных магм.

Эта статья продолжает серию работ [Коптев-Дворников, Бычков, 2007; Коптев-Дворников и др., 2012; Арьяева и др., 2013, 2016] по разработке термодинамического блока КриМинал (программа расчета равновесной кристаллизации (Кри) силикатных систем с использованием в качестве целевой функции суммы минеральных миналов (Минал)) [Бычков, Коптев-Дворников, 2005; Коптев-Дворников, Бычков, 2007; Vuchkov, Koptev-Dvornikov, 2014] для создаваемой численной

многослойно-суспензионной модели динамики внутрикамерной дифференциации, которая в свою очередь представляет дальнейшее развитие конвекционно-кумуляционной модели [Френкель, Ярошевский, 1978; Коптев-Дворников и др., 1979], реализованной затем в динамическом блоке программы КОМАГМАТ [Френкель и др., 1988; Френкель, 1995; Арискин, Бармина, 2000].

Для термодинамического блока КриМинал уже разработаны уравнения ликвидусных термобарометров для силикатных минералов [Коптев-Дворников, Бычков, 2007], сульфидов [Коптев-Дворников и др., 2012; Арьяева и др., 2013] и хромшпинелидов [Арьяева и др., 2016]. В этой статье мы предлагаем систему уравнений термобарометра для равновесия магнетит–расплав.

Вывод уравнения термобарометра магнетит–расплав. Магнетит — минерал с формулой $\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+})\text{O}_4$, характерные примеси — Ti, Cr, реже Mg, Al. Магнетит встречается в самых разных генетических типах месторождений и горных пород. В магматических горных породах он обычно наблюдается в виде рассеянных зерен. С основными породами (габбро) нередко генетически связаны магматические месторождения титаномагнетита в виде неправильной формы скоплений и жил [Бетехтин, 2007].

¹ ИГЕМ РАН, лаборатория анализа минерального вещества, вед. инж., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: aryaana@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с., доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: ekoptev@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; e-mail: krok@geol.msu.ru

К настоящему времени разработано несколько термодинамических и эмпирических моделей, позволяющих предсказывать кристаллизацию Fe-Ti оксидов как функцию от температуры, давления, летучести кислорода и состава расплава [Ghiorso, Sack, 1995; Ariskin, Nikolaev, 1996].

Как мы уже отмечали в работе, посвященной выводу хромитового термобарометра [Арьяева и др., 2016], наше исследование мотивировано не тем, что предложенные модели не устраивают нас по точности воспроизведения составов и температур, к настоящему времени для программы КриМинал уже выведены уравнения ликвидусных термобарометров для силикатов (оливин, плагиоклаз, авгит, пижонит, ортопироксен) [Коптев-Дворников, Бычков, 2007], а также разработан термобарометр для сульфидной фазы [Коптев-Дворников и др., 2012; Арьяева и др., 2013] и хромшпинелидов [Арьяева и др., 2016]. Уравнения термобарометров для силикатных и сульфидной фаз воспроизводят экспериментальные данные и природные распределения с малыми погрешностями. Цель работы — представить систему уравнений ликвидусного термобарометра магнетит-силикатный расплав, алгоритмически совместимую с термобарометрами для других фаз.

Ранее при разработке сульфидного и хромшпинелидового термобарометров мы сделали два принципиальных шага:

1) оптимизировали экспоненциальное (а не логарифмическое) уравнение зависимости содержания серы в сульфидонасыщенных расплавах от состава расплава, температуры, давления и летучести кислорода, а также экспоненциальные уравнения зависимости концентрации хромшпинелидовых миналов от тех же параметров;

2) для оценки качества термобарометра использовалась статистическая величина доверительного интервала для линии регрессии на графике корреляции между расчетным и экспериментальным содержанием серы [Арьяева и др., 2013, Арьяева и др., 2016].

Эти же приемы мы использовали при разработке системы уравнений магнетитового термобарометра.

Из базы данных ИНФОРЭКС [Арискин и др., 1997], включающей результаты закалочных экспериментов, выполненных с 1977 по 2007 г. было отобрано 113 экспериментов из 22 работ, соответствующих следующим условиям:

1) из числа экспериментов, проведенных в «сухих» условиях, выбраны те, в которых есть данные о составе расплава в равновесии с рудной фазой (магнетитом);

2) разрабатываемая модель направлена на моделирование динамики формирования расчлененности интрузивов мафит-ультрамафитового ряда. Поэтому мы оставили в выборках эксперименты, в которых составы расплавов находи-

лись в диапазоне от ультраосновных до средних (масс.%): $40 < \text{SiO}_2 < 70$, $\text{TiO}_2 < 7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 20$, $\text{FeO} < 20$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 10$;

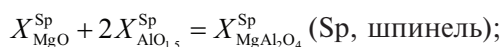
3) активности компонентов в силикатном расплаве рассчитываются согласно двухрешеточной модели силикатной жидкости Нильсена с соавторами [Френкель и др., 1988]. Двухрешеточная модель расчета активностей компонентов в силикатных расплавах предполагает, что сумма оксидов щелочей $X'_{\text{NaO}_{0,5}} + X'_{\text{KO}_{0,5}}$ меньше содержания оксида алюминия $X'_{\text{AlO}_{1,5}}$ (X'_i — мольная доля i -го компонента в расплаве). По этой причине выборка проверялась на положительное значение разности

$$X'_{\text{AlO}_{1,5}} - X'_{\text{NaO}_{0,5}} - X'_{\text{KO}_{0,5}}.$$

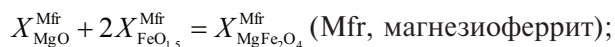
Дополнительным ограничением стала продолжительность плавов (не менее 48 ч), чтобы исключить заведомо неравновесные эксперименты, в итоге осталось 102 эксперимента из 20 работ.

По аналогии с хромшпинелидами к пересчету химических составов магнетитов на миналы мы подошли формально, принимая во внимание кислотно-основные свойства оксидов. В соответствии с валентностью катионы подразделены на две естественные группы — двухвалентные и с более высокой валентностью. В каждой валентной группе по уменьшению основности оксидов катионы выстраиваются в следующие ряды: двухвалентные — Mg^{2+} , Fe^{2+} ; с более высокой валентностью — Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} [Маракушев, 1982]. В первую очередь объединялись более основные катионы из каждой группы, а по мере их исчерпания объединяемые пары катионов последовательно смещались в сторону уменьшения основности. Заметим, что обращение к кислотно-основным свойствам оксидов для определения порядка пересчета носит характер эвристической подсказки, никак не объясняя порядок, и является, по существу, постулатом, справедливость которого не доказывается, а проверяется по результатам исследования.

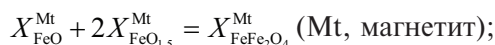
Таким образом, сначала весь Al^{3+} связывается с соответствующим количеством Mg^{2+} :



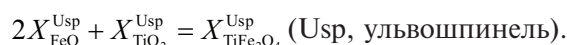
остаток Mg^{2+} связывается с эквивалентным количеством Fe^{3+} (во всех магнетитах из выборки с вышеуказанными ограничениями Mg^{2+} больше Al^{3+}):



остаток Fe^{3+} связывается с Fe^{2+} (Fe^{3+} во всех магнетитах выборки больше остатка Mg^{2+}):

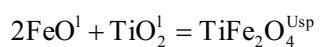
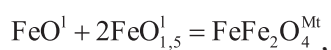
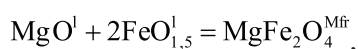
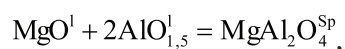


и, наконец, весь Ti^{4+} связывается с эквивалентным остатком Fe^{2+} :



Предложенный порядок пересчета анализов магнетитов на миналы в нашей выборке привел к тому, что все 4 минала (MgAl_2O_4 , MgFe_2O_4 , FeFe_2O_4 , TiFe_2O_4) присутствуют во всех экспериментальных магнетитах, гарантируя тем самым высокую статистическую обоснованность термобарометров. Предпринятые нами другие порядки пересчета приводили к появлению небольшого числа некоторых миналов, которые при обработке давали бы статистически недостоверные термобарометры.

Образование вышеперечисленных миналов из расплава происходит в результате следующих гетерофазовых реакций:



Ранее [Коптев-Дворников, Бычков, 2007; Арьяева и др., 2013] был предложен вид уравнений для расчета содержания миналов в минералах, в них учитываются уравнения констант равновесия гетерофазовых реакций образования этих миналов. Такой же вид уравнений мы использовали для расчета содержания миналов в магнетите:

$$\begin{aligned} X^{\text{Sp}} &= \exp \left[(A^{\text{Sp}} + \beta^{\text{Sp}} P) / T + B^{\text{Sp}} + D^{\text{Sp}} \lg f\text{O}_2 + \sum J_i^{\text{Sp}} X_i + \ln \alpha_{\text{MgO}} + 2 \ln \alpha_{\text{AlO}_{1,5}} \right], \\ X^{\text{Mfr}} &= \exp \left[(A^{\text{Mfr}} + \beta^{\text{Mfr}} P) / T + B^{\text{Mfr}} + D^{\text{Mfr}} \lg f\text{O}_2 + \sum J_i^{\text{Mfr}} X_i + \ln \alpha_{\text{MgO}} + 2 \ln \alpha_{\text{FeO}_{1,5}} \right], \\ X^{\text{Mt}} &= \exp \left[(A^{\text{Mt}} + \beta^{\text{Mt}} P) / T + B^{\text{Mt}} + D^{\text{Mt}} \lg f\text{O}_2 + \sum J_i^{\text{Mt}} X_i + \ln \alpha_{\text{FeO}} + 2 \ln \alpha_{\text{FeO}_{1,5}} \right], \\ X^{\text{Usp}} &= \exp \left[(A^{\text{Usp}} + \beta^{\text{Usp}} P) / T + B^{\text{Usp}} + D^{\text{Usp}} \lg f\text{O}_2 + \sum J_i^{\text{Usp}} X_i + 2 \ln \alpha_{\text{FeO}} + \ln \alpha_{\text{TiO}_2} \right], \end{aligned} \quad (1)$$

где P — давление, ГПа; T — абсолютная температура; $f\text{O}_2$ — летучесть кислорода; X_i — мольная доля i -го компонента расплава; A , β , D , J_i — коэффициенты при соответствующих переменных; B — константа; α_i — активности исходных компонентов в расплаве согласно двухрешеточной модели силикатной жидкости Нильсена с соавторами [Френкель и др., 1988]. Из вида известных физико-химических уравнений следует термодинамический смысл этих констант:

$$A \approx \Delta H / R, \quad \beta \approx -\Delta V / R, \quad \left\{ B + D f\text{O}_2 + \sum_{i=1}^n J_i X_i \right\} \approx -\Delta S / R,$$

где ΔH , ΔV и ΔS — энтальпийный, объемный и энтропийный эффекты фазовой реакции соответственно; R — универсальная газовая постоянная.

Нахождение коэффициентов при переменных (оптимизация) выполнялось путем минимизации квадратов разностей между расчетными и экспериментальными значениями содержания миналов с использованием надстройки «поиск решения» в программе Excel.

В рассматриваемую выборку входит 8 высокобарных экспериментов (4 при 1 ГПа и 4 при 1,5 ГПа). Эти эксперименты выполнялись в платиновых капсулах без контроля летучести кислорода. В качестве первого приближения мы постулировали значения летучести кислорода, отвечающие буферу IW. В первую очередь оптимизировали выборку с экспериментами при давлении 0,1 МПа, в которых определена летучесть кислорода, затем к ней добавили высокобарные эксперименты с постулированной летучестью кислорода. Нахождение коэффициентов для общей выборки не привело к существенному изменению коэффициента при $\lg f\text{O}_2$, а также всех других коэффициентов в уравнении. Таким образом, мы убедились, что это постулирование оказалось оправданным.

Окончательные коэффициенты рассчитывались в два этапа. Сначала анализ проводился для полной выборки из 102 экспериментов. Как правило, распределение разностей между экспериментальными и расчетными значениями содержания миналов подчиняется нормальному закону, что позволяет рассматривать их как случайные отклонения от расчетных величин, вызванные аналитическими погрешностями, отклонениями от равновесия, погрешностями измерения экспериментальных параметров и т.п. Для некоторых экспериментов разности отклонялись от нормального распределения, причем эти точки не имели систематических отличий по условиям экспериментов. Эти экспериментальные точки удаляли из выборки. Затем коэффициенты рассчитывали повторно. Окончательная выборка включала результаты 93 экспериментов из 19 работ (табл. 1).

Диапазон условий и составов полученной выборки характеризуется температурой от 1030 до 1150 °С, давлением от 0,1 МПа до 1,5 ГПа, летучестью кислорода $\lg f\text{O}_2$ от $-6,1$ до $-12,91$ (от QFM-5,0 до QFM+3,1).

Полученные в результате оптимизации значения коэффициентов приведены в табл. 2.

В ряде случаев в результате статистической обработки линейные тренды на графиках корреляции расчетных и экспериментальных значений существенно отклоняются от линии равных значений, причем отсутствуют эксперименты, сильно отклоняющиеся от общего массива точек, при этом распределение разностей носит нормальный характер. В этих случаях для улучшения согласования между расчетными и экспериментальными значениями вводится дополнительная поправка в виде линейного уравнения

$$X^{\text{minal}} = a \cdot X^{\text{minal}} + b, \quad (2)$$

где X^{minal} — содержание минала, рассчитанное по уравнению вида (1); a и b — коэффициенты в уравнении линейного тренда для корреляции между экспериментальными и расчетными содержаниями минала.

Таблица 1

Список экспериментов, отвечающих критериям выборки для вывода системы уравнений термобарометров магнетит–расплав

№ п/п	Номер публикации*, N	Номера опытов в публикации**, n	Диапазон условий		
			T, °C	P, МПа	lgO ₂
1	29	8, 10, 21	1055–1091	0,1	–8,91 ... –9,41
2	31	43, 93	1092, 1121	0,1	–9,51 ... –9,95
3	54	4–6, 8, 9	1060–1095	0,1	–8 ... –10,4
4	67	17–20	1103–1139	0,1	–6,1 ... –6,8
5	71	13, 14, 30, 31	1175–1250	0,1	–7,31 ... –10,82
6	81	30–32, 34, 35	1057–1100	0,1	–10,2 ... –10,61
7	83	18, 19, 29, 33–35	1093–1130	0,1	–9,23 ... –11,1
8	87	39, 44, 50, 51, 56	1125, 1150	1e+3, 1,5e+3	–10,91 ... –12,91
9	88	44, 52	1125	1e+3	–10,92
10	169	7, 8, 11, 12	1109–1135	0,1	–8,23 ... –9,49
11	176	1–8, 12–14, 17	1072	0,1	–7,98 ... –10,58
12	177	9, 13, 18	1071–1110	0,1	–8,64 ... –10,18
13	179	1–16	1080–1129	0,1	–6,69 ... –9,33
14	193	3, 4, 12–17, 26, 27	1057–1122	0,1	–8,08 ... –11,21
15	305	8–10, 26	1123–1144	0,1	–7,35 ... –8,99
16	332	17	1030	0,1	–9,47
17	347	46–49	1053–1104	0,1	–8,46 ... –9,14
18	373	7	1084	0,1	–8,72
19	379	7, 36, 37	1080–1100	0,1	–8,01 ... –8,72

Примечания. Получить последнюю версию ИНФОРЭКС можно у авторов базы данных по запросу на *e-mail*: ariskin@geokhi.ru. Кроме того, полную информацию о выборке, включая составы сосуществующих фаз, экспериментальные значения температуры, летучести кислорода и давления могут быть предоставлены после запроса по адресу *e-mail*: ekoptyev@geol.msu.ru. *Номера публикаций (N) в файле bibl.txt базы данных ИНФОРЭКС. **Номера опытов (n) из каждой публикации (N) в файлах базы данных ИНФОРЭКС.

Тестирование термобарометров в программе КриМинал. Корреляции экспериментальных составов магнетитов с рассчитанными в программе КриМинал по уравнениям (1) с коэффициентами из табл. 2 показаны на рис. 1 (для наглядности и облегчения сравнения с химическими анализами экспериментальных магнетитов значения расчетного мольного содержания миналов пересчитаны на масс. % оксидов).

Один из статистически обоснованных критериев качества термобарометров — размер доверительного интервала на заданном уровне значимости линейной регрессии между экспериментальными и расчетными величинами. Погрешности (величины доверительных интервалов на 95%-ном уровне надежности) разрабатываемого термобарометра составляют (масс.%) $\pm 0,3$ для MgO, $\pm 0,7$ для Al₂O₃, FeO и TiO₂ и $\pm 1,24$ для Fe₂O₃. Преимущество доверительных интервалов для оценки качества термобарометров заключается в их наглядности и возможности прямого использования в расчетах, что будет продемонстрировано при верификации на природных объектах. Среднее значение разностей (масс.%) между экспериментальными и расчетными значениями составов для Al₂O₃ и TiO₂ равно $-0,3$, для Fe₂O₃ и FeO $< 0,05$, а для MgO равно $-0,001$.

Верификация воспроизведения значений экспериментальной температуры ликвидуса

Таблица 2

Значения коэффициентов и константы для уравнений (1), найденные с применением надстройки «поиск решения» в программе Excel для миналов магнетита. Поправочные коэффициенты *a* и *b* в уравнении (2)

Показатель	MgAl ₂ O ₄	MgFe ₂ O ₄	FeFe ₂ O ₄	TiFe ₂ O ₄
A	12859	0	10098	9542,4
β	–191	–174,5	95,711	120,27
B	–2,486	3,1574	13,074	–10,98
C	0	0	0	0
D	0,072	–0,679	–0,587	–0,186
J _{Si}	–5,534	–5,19	–14,4	8,8505
J _{Ti}	–11,54	22,156	–50,6	2,8729
J _{Al}	–13,51	11,995	5,6867	20,973
J _{Fe³⁺}	–12,66	–50,69	–42,67	40,142
J _{Fe²⁺}	1,5761	–28,01	–47,99	–1,253
J _{Mg}	–0,614	15,63	10,401	8,5688
J _{Ca}	14,696	–9,418	–7,393	17,096
J _{Na}	23,974	–22,64	–44,4	1,0605
J _K	7,856	–31,31	–46,43	2,8727
J _{Cr}	0	0	0	0
Поправочные коэффициенты <i>a</i> и <i>b</i>				
<i>a</i>	0,93	0,92	0,97	1
<i>b</i>	0,63	1,34	1,16	0

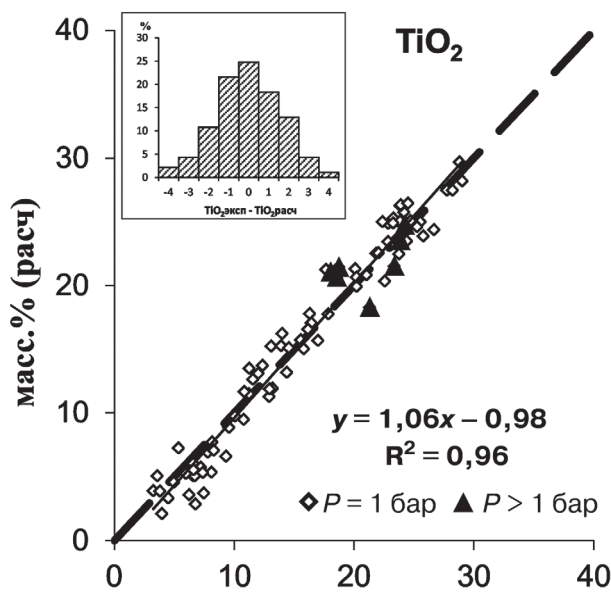
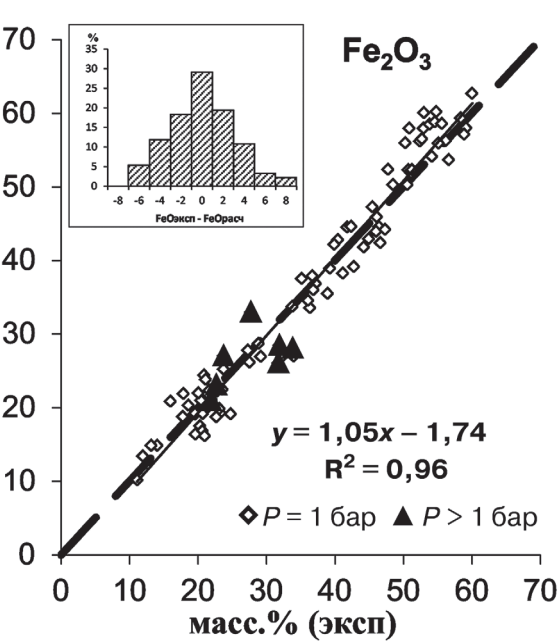
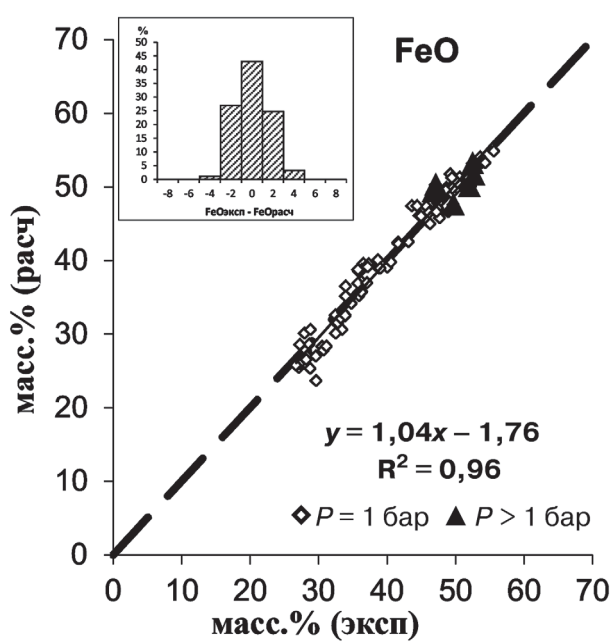
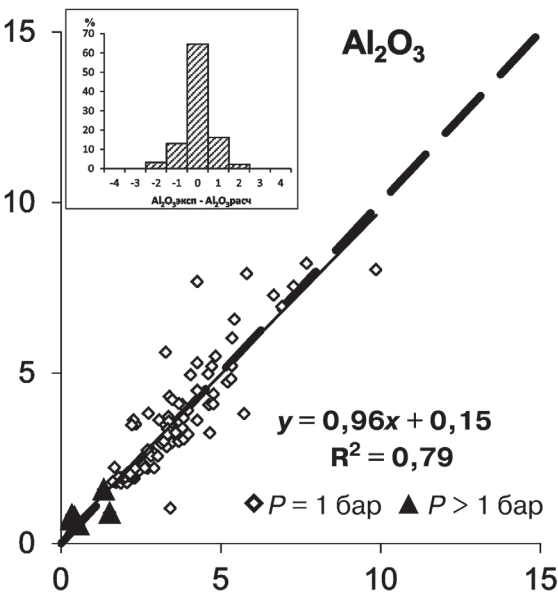
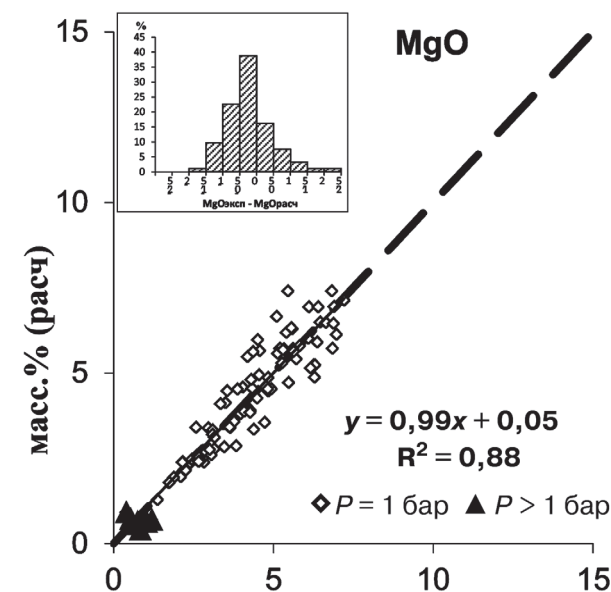


Рис. 1. Графики корреляции между рассчитанными по уравнениям (1) с коэффициентами из табл. 2 и экспериментальными составами магнетитов и гистограмма распределения разностей между экспериментальными и расчетными значениями. Пунктир — линия равных значений; ромбики — эксперименты, выполненные при давлении 1 бар; треугольники — эксперименты, выполненные при давлении >1 бар



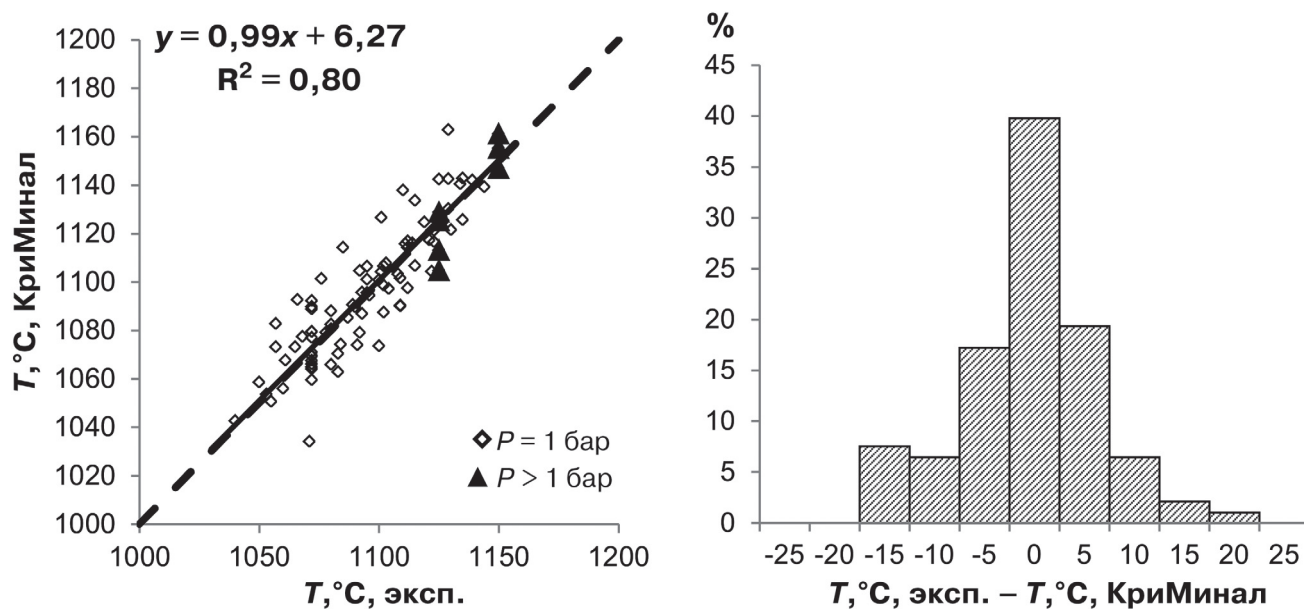


Рис. 2. Экспериментальные и рассчитанные с помощью КриМинал значения температуры равновесия магнетит–силикатный расплав (слева) и гистограмма распределения разностей температур (справа). Сплошная линия — линейный тренд, штриховая линия — линия равных значений (практически совпадают)

выполнялась также в программе КриМинал (рис. 2). Температура ликвидуса магнетита в КриМинале находится путем решения системы уравнения (1). При заданных составе, давлении и летучести кислорода итерационным методом находится такая температура, при которой сумма миналов равна единице. Именно эта температура принимается за температуру ликвидуса магнетита. Содержащаяся в правой части уравнений (1) информация для расчета содержания миналов берется из экспериментальных данных. Среднее значение разностей между экспериментальными и расчетными значениями температуры равно $-0,63 ^\circ\text{C}$. Величины доверительного интервала на 95%-ном уровне надежности находятся в диапазоне $\pm 2,73 \div \pm 7,2 ^\circ\text{C}$. Разности между экспериментальными и рассчитанными температурами и составами магнетитов распределены по нормальному закону.

Заметим, что точки, отвечающие высокобарным экспериментам на графиках (рис. 1 и 2), не нарушают общих для всей выборки закономерностей, что оправдывает принятое для них допущение относительно летучести кислорода.

Верификация термобарометра на природных объектах. Смысл верификации состоял в сравнении реального уровня появления кумулятивных магнетитов в вертикальном разрезе интрузива с уровнем их появления, рассчитанным по термобарометру. Этот уровень определялся пересечением кривой температуры ликвидуса магнетита (рассчитанной по нашему термобарометру) с линией эволюции температуры магмы на поверхности растущего кумулуса в ходе формирования магматического объекта.

Как отмечено выше, температура ликвидуса магнетита в КриМинале находится путем решения системы уравнений (1). Содержащаяся в правой части уравнений (1) информация для расчета содержаний миналов берется из реалистичной модели формирования расслоенного интрузива, построенной с помощью программы КОМАГМАТ ver. 3.5.

Для трех расслоенных интрузивов сотрудниками кафедры геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова собрана вся необходимая петролого-геохимическая информация. К этим интрузивам относятся Ципрингский троктолит-габброноритовый массив в Северной Карелии [Семенов и др., 1995], Кивакский оливинит-норит-габброноритовый интрузив [Бычкова, Коптев-Дворников, 2004; Коптев-Дворников и др., 2001] и Бураковский дунит-габброноритовый [Николаев и др., 1996; Пчелинцева и др., 2000]. На основе количественных характеристик этих интрузивов построены реалистичные модели для массивов Кивакский и Ципрингский [Коптев-Дворников и др., 2011, 2012], неопубликованные результаты моделирования структуры Бураковского интрузива представлены Е.В. Коптевым-Дворниковым.

Для воспроизведения порядка кристаллизации исходной магмы Ципрингского интрузива наилучшим оказалось давление 0,25 ГПа. Маркером для появления магнетита служит распределение титана (рис. 3,А). Максимум его содержания в разрезе на уровне 2250 м отвечает появлению в разрезе магнетита (рис. 3,Б). До этого уровня температура ликвидуса магнетита ниже линии эволюции температуры расплава. Пересечение температурных линий на уровне максимума распределения титана

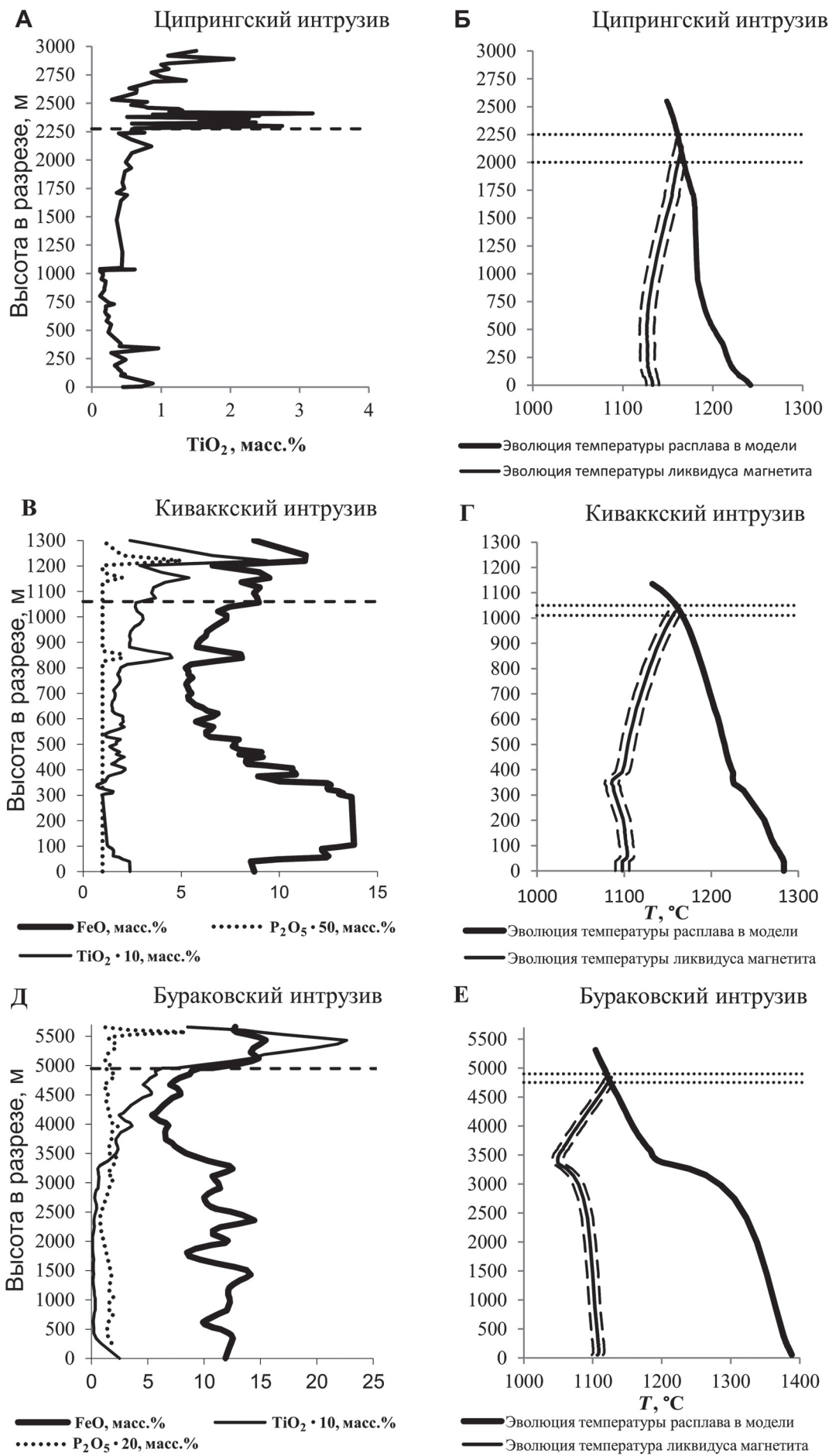


Рис. 3. Распределение TiO_2 в вертикальном разрезе Ципрингского интрузива (А), распределение FeO , TiO_2 и P_2O_5 в вертикальных разрезях Кивакского и Бураковского интрузивов (В, Д) соответственно. Штриховые линии на графиках А, В, Д отмечают уровень появления кумулятивного магнетита в разрезях интрузивов; на Б, Г, Е — толстые сплошные линии — эволюция температуры по мере кристаллизации исходной магмы, тонкие сплошные линии — изменение значений температуры ликвидуса магнетита, рассчитанные в программе КриМинал с использованием авторских термобарометров. Штриховые линии ограничивают ширину доверительных интервалов для температуры ликвидуса минерала, пунктирные — диапазоны неопределенности появления магнетита по высоте

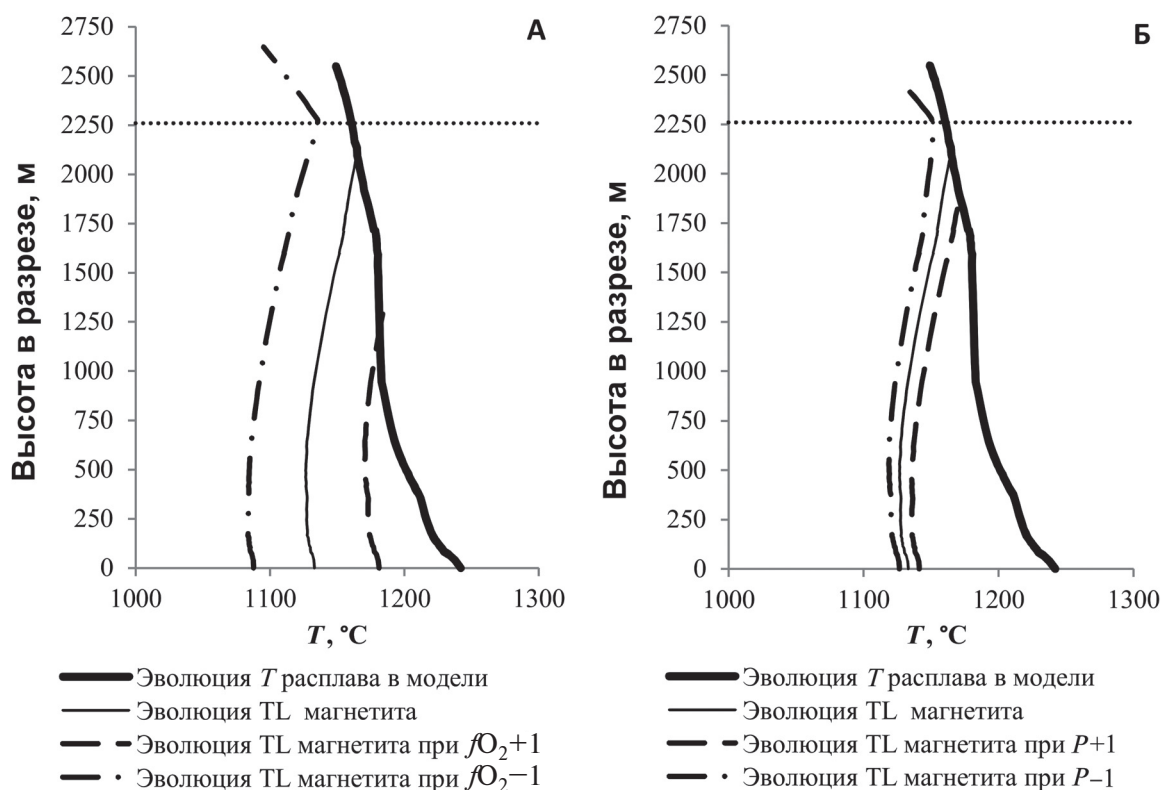


Рис. 4. Зависимость температуры ликвидуса (TL) магнетита от летучести кислорода fO_2 (А) и давления (Б) в разрезе Ципрингского интрузива. Жирная сплошная линия — эволюция температуры (T) по мере кристаллизации исходной магмы; тонкая сплошная линия — изменение TL магнетита, рассчитанной в программе КриМинал при заданной летучести кислорода; штрих-пунктирная линия — изменение TL магнетита при условии $\lg fO_2 - 1$ (А) и $P - 1$ (Б); штриховая линия — изменение TL магнетита при условии $\lg fO_2 + 1$ (А) и $P + 1$ (Б); пунктирная линия — уровень появления кумулятивного магнетита в разрезе интрузива

означает, что кристаллизация магнетита началась именно тогда, когда поверхность кумулуса находилась на этом уровне.

Для заданного состава исходной магмы Кивакского интрузива оптимальное давление составило 0,26 ГПа. Максимумы распределения железа и титана в верхних частях разреза интрузива имеют двоякую природу. С одной стороны, в разрезе существуют участки, в которых повышенное содержание титана и железа совпадает с максимумами некогерентных компонентов (например, фосфора). Это свидетельствует, что породы в этих участках обогащены остаточным расплавом, например на уровне 850 м (рис. 4,А), 1150 и 1230 м. С другой стороны, скачкообразное повышение содержания Fe и Ti на уровне ~1050 м (рис. 4,В), не сопровождаемое повышением концентрации некогерентных компонентов, говорит о появлении в разрезе кумулятивных Fe-Ti оксидов. Именно на этом уровне наблюдается пересечение линий расчетной температуры ликвидуса магнетита (рассчитанных в программе КриМинал) и линий эволюции температуры расплава (рассчитанных в программе КОМАГМАТ) (рис. 3,Г). За счет ширины доверительного интервала ($\pm 8^\circ\text{C}$) появление рудных минералов с вероятностью 95% следует ожидать в интервале от 1010 до 1050 м.

Подходящее давление для Бураковского интрузива, при котором соблюдается порядок

кристаллизации интрузива составляет 0,5 ГПа. Появлению кумулятивного титаномагнетита соответствует повышенная концентрация железа и титана в разрезе на уровне 4900 м (рис. 3,Д). Именно на этом уровне (4800–4900 м) наблюдается пересечение рассчитанной по термобарометру ликвидусной температуры магнетита с температурной линией расплава (рис. 3,Е).

Влияние летучести кислорода и давления на температуру ликвидуса магнетита. Поскольку уравнения для расчета содержания миналов магнетита многопараметрические, можно предположить, что не существует простых зависимостей температуры ликвидуса от состава расплавов. Мы проанализировали, как летучесть кислорода и давление влияет на температуру ликвидуса магнетита при прочих равных условиях. Необходимая для этого анализа информация получена при верификации термобарометра на материале реалистичной модели затвердевания Ципрингского интрузива.

Значение логарифма летучести кислорода $\lg fO_2$, принятое в реалистичной модели Ципрингского интрузива, по мере кристаллизации изменяется от $-9,71$ до -8 . Мы смоделировали температуру ликвидуса магнетита в условиях « $\lg fO_2 + 1$ » и « $\lg fO_2 - 1$ », (рис. 4). В согласии с существующими представлениями, температура ликвидуса (TL) магнетита значительно зависит от летучести кислорода, а именно при прочих равных условиях

при уменьшении на единицу $\lg fO_2$ не происходит пересечение линий ликвидуса магнетита и линий эволюции расплава, что означает отсутствие магнетита в разрезе интрузива. При увеличении на единицу $\lg fO_2$ температура ликвидуса магнетита увеличивается примерно на 25 °С, что радикально влияет на высоту появления кумулятивного магнетита в разрезе Ципрингского интрузива.

Для оценки влияния давления при прочих равных условиях мы уменьшили его в расчетах ($P=0,1$ ГПа). В этом случае не происходит пересечение линий температуры ликвидуса магнетита и линий эволюции расплава. При увеличении давления ($P=0,3$ ГПа) температура ликвидуса магнетита увеличивается примерно на 5–7 °С, снижая уровень его появления в разрезе на ~200 м.

Выводы. 1. Разработана система уравнений магнетитового ликвидусного термобарометра, совместимая по форме с ранее выведенными термобарометрами для силикатных минералов, сульфидной жидкости и хромшпинелидов. Содержание оксидов в экспериментальных магнетитах предсказывается на 95%-ном уровне надежности с погрешностью, не превышающей $\pm 1,25$ масс.%, погрешность воспроизведения температур находятся в диапазоне от ± 3 до ± 7 °С.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. 363 с.

Арискин А.А., Мешалкин С.С., Альмеев Р.Р. и др. Информационно-поисковая система ИНФОРЭКС: Анализ и обработка экспериментальных данных по фазовым равновесиям изверженных пород // Петрология. 1997. Т. 5, № 1. С. 32–41.

Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Сульфидный термобарометр высокой точности для моделирования сульфид-силикатной ликвации. Метод вывода и верификация // Вестн. СПбГУ. Геология. 2013. № 7, вып. 4. С. 28–36.

Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Ликвидусный термобарометр для моделирования равновесия хромшпинелиды–расплав: метод вывода и верификация // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 4. С. 30–39.

Бетехтин А.Г. Курс минералогии: Учеб. пособие. М.: КДУ, 2007. 721 с.

Бычков Д.А., Коптев-Дворников Е.В. Программа КриМинал для моделирования равновесия расплав–твердые фазы при заданном валовом составе системы // Мат-лы междунар. конф. «Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия». Улан-Удэ: Изд-во Бур.НЦ СО РАН, 2005. С. 122–123.

Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В. Ритмическая расслоенность кивакского типа: геология, петрография, петрохимия, гипотеза формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 281–302.

Когарко Л.Н. Новый геохимический критерий редкометального оруденения гигантской Ловозерской интрузии (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 3. С. 377–379.

2. Расчеты температуры ликвидуса магнетита в программе КриМинал по разработанным термобарометрам с использованием результатов численного моделирования в программе КОМАГМАТ процессов формирования Ципрингского, Кивакского и Бураковского интрузива предсказывают появление кумулятивных магнетитов в вертикальном разрезе с погрешностью от ± 10 до ± 50 м.

3. При прочих равных условиях увеличение летучести кислорода увеличивает рассчитанную температуру ликвидуса магнетита, что приводит к значительному снижению вертикальной координаты появления магнетита в разрезе интрузива.

4. По результатам верификации термобарометра магнетит–расплав допущения, принятые при его разработке (вид уравнения, постулирование летучести кислорода для высокобарных экспериментов, порядок пересчета химического состава магнетита на миналы), оказались справедливы.

Благодарности. Авторы благодарны Ю.В. Аляхину, С.А. Воробьеву (МГУ имени М.В. Ломоносова) и О.А. Луканину (ГЕОХИ РАН) за полезные советы и критические замечания.

Коптев-Дворников Е.В., Арьяева Н.С., Бычков Д.А. Уравнение термобарометра для описания сульфид-силикатной ликвации в базитовых системах // Петрология. 2012. Т. 20, № 5. С. 495–513.

Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Геотермометры для широкого диапазона составов базитов // Мат-лы междунар. конф. «Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия». Иркутск: Изд-во СО РАН, 2007. С. 178–181.

Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Кивакского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // Петрология. 2001. Т. 9, № 1. С. 3–27.

Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. Оценка реальности седиментационной модели // Геохимия. 1979. № 4. С. 488–508.

Маракушев А.А. Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных ресурсов. М.: Наука, 1982. 216 с.

Николаев Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Ганин В.А. и др. Вертикальное строение Бураковского-Аганозерского расслоенного массива и распределение петрогенных элементов в его разрезе // Докл. РАН. 1996. Т. 347, № 6. С. 799–801.

Пчелинцева Н.Ф., Николаев Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Гриневич Н.Г. Поведение Pt, Pd, Au, Cu и Ag в процессе кристаллизации Бураковского интрузива (Южная Карелия) // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 4. С. 521–524.

Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н. и др. Расслоенный троктолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга: геологическое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 1–23.

Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава // Геохимия. 1978. № 5. С. 643–668.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Аriskин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 215 с.

Ariskin A.A., Barmina G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibria in mafic igneous systems

at atmospheric pressure: 2. Fe–Ti oxides // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. Vol. 134, N 2–3. P. 251–263.

Bychkov D., Koptev-Dvornikov E. CryMinal — The Software for Simulation of Equilibrium Crystallization // Goldschmidt Abstr. 2014. P. 319. URL: <http://goldschmidt.info/2014/uploads/abstracts/finalPDFs/A-Z.pdf> (дата обращения: 18.12.2017).

Ghiorso M.S., Sack R.O. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. Vol. 119, N. 2–3. P. 197–212.

Поступила в редакцию
25.08.2017

УДК 55; 624.131 (035.3)

Т.И. Аверкина¹, В.Т. Трофимов²

АНТРОПОГЕННАЯ ИЗМЕНЕННОСТЬ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МЕГАСТРУКТУР РОССИИ

Инженерно-хозяйственная деятельность обуславливает антропогенную трансформацию инженерно-геологических условий различных территорий России. Выполнена дифференциальная оценка изменения отдельных компонентов инженерно-геологических структур: рельефа, грунтов верхней части разреза, подземных вод, глубины сезонного промерзания—протаивания грунтов, современных геологических процессов. На основе дифференциальных оценок компонентов проведена интегральная оценка антропогенной измененности инженерно-геологических мегаструктур России в целом.

Ключевые слова: инженерно-геологическая структура, антропогенное воздействие, антропогенные изменения, антропогенная измененность мегаструктур России.

Engineering activity leads to anthropogenic transformation of engineering-geological conditions of various territories of Russia. Differential assessment of changes in individual components of engineering-geological structures: relief, soils and rocks, underground water, depth of seasonal freezing—thawing soil, actual geological processes was made. The integral estimation of anthropogenic variation of engineering-geological megastructures Russia conducted on the basis of differential assessments of components.

Key words: engineering geological structure, anthropogenic impact, anthropogenic changing megastructures of Russia.

Введение. На территории России верхние горизонты литосферы испытывают масштабное антропогенное воздействие, обусловленное различными видами хозяйственной деятельности: селитебной, промышленной, сельскохозяйственной, гидромелиоративной, горнодобывающей, нефтегазопромысловой, лесотехнической, транспортной и др. (рис. 1). Каждое из них и все они вместе вызывают антропогенные изменения инженерно-геологических условий различных инженерно-геологических структур. Под инженерно-геологическими структурами понимают закономерно организованные части литосферы, сформированные под влиянием определенных региональных и зональных геологических факторов и однородные по каким-либо инженерно-геологическим параметрам [Трофимов, Аверкина, 1996]. Выделяют инженерно-геологические структуры разного содержания и разных иерархических уровней — супер-, мега-, макро- и мезоструктуры. В контексте статьи на территории России выделены 7 типов инженерно-геологических мегаструктур (платформы с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород, платформы с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород, орогены и рифтогены с распространением талых и немерзлых пород и т.д.), которые повторяются в пространстве (рис. 1). В пределах каждой мегаструктуры осуществляется свой комплекс видов хозяйственной деятельности, вызывающий определенный набор

техногенных изменений, которые по содержанию и интенсивности отличаются от изменений других структур [Инженерная ..., 2015].

Критерии и методика оценки измененности инженерно-геологических мегаструктур. Оценка измененности инженерно-геологических мегаструктур проводилась в два этапа. Сначала была выполнена *дифференциальная оценка* измененности различных компонентов инженерно-геологических мегаструктур — рельефа, пород верхней части разреза, подземных вод, геокриологических особенностей и современных геологических процессов. В таблице приведен перечень всех возможных видов антропогенных изменений этих компонентов, но не все из них удастся оценить на уровне обзорного исследования территории страны. Были использованы следующие показатели (критерии) оценки:

— *измененность рельефа* характеризуется через амплитуду техногенного рельефа, соответственно, выделяются категории территорий: 1) с амплитудой техногенного рельефа до нескольких сотен метров; 2) преимущественно до нескольких десятков метров; 3) с локально измененным рельефом и 4) с практически неизменным рельефом;

— антропогенно обусловленная *измененность пород верхней части разреза* выражена через: 1) накопление техногенных грунтов; 2) загрязнение; 3) увлажнение талых и немерзлых грунтов в верхней части разреза; 4) осушение талых и немерзлых грунтов в верхней части разреза;

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: averkina@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: trofimov@rector.msu.ru

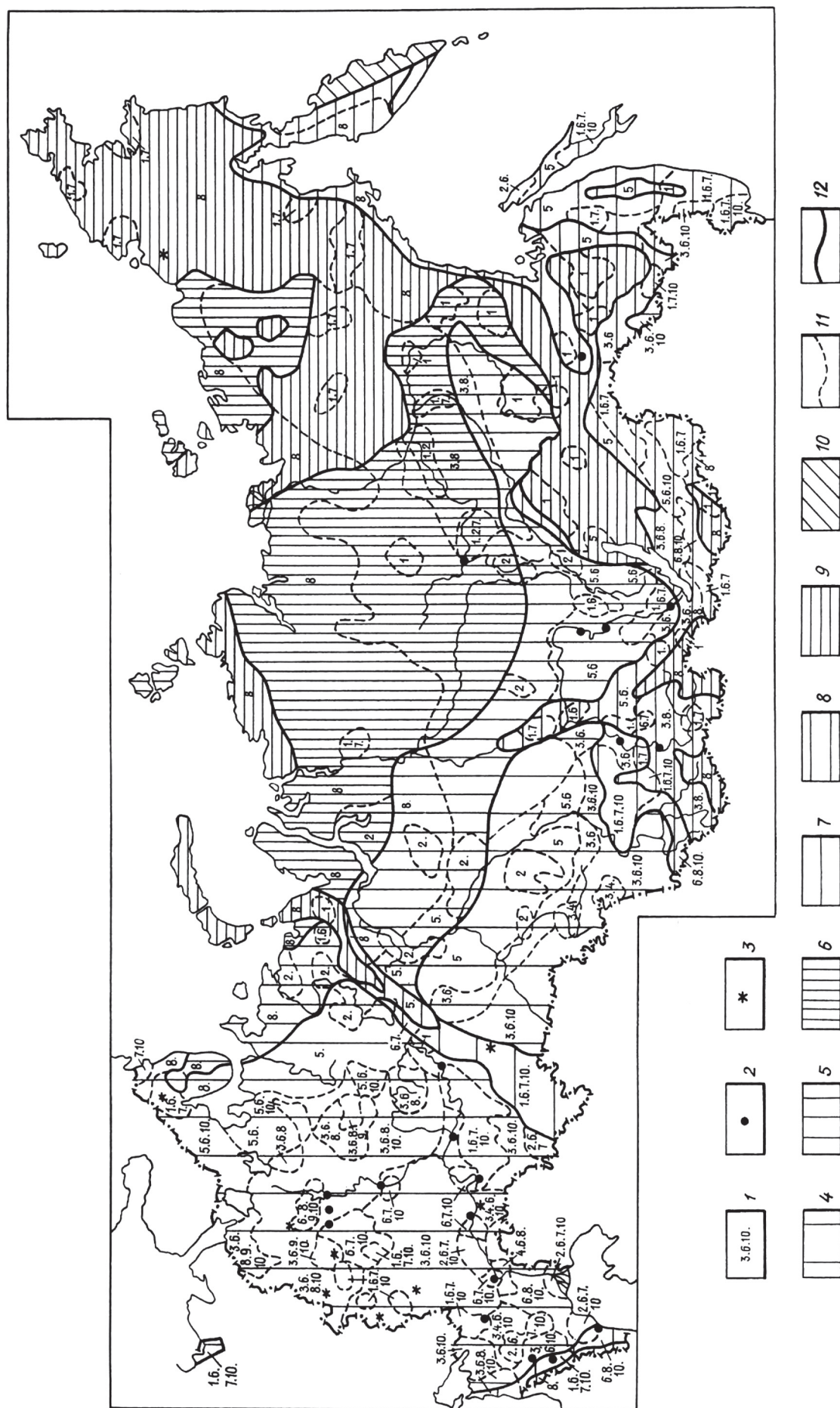


Рис. 1. Функциональная организация территории России

1 — преобладающие виды хозяйственной деятельности: 1 — горнодобывающая, 2 — нефтегазопромысловая, 3 — сельскохозяйственная, пахотная, 4 — гидромелиоративная, орошение, 5 — лесотехническая, 6 — сельхозобслуживающая, 7 — промышленная, 8 — сельскохозяйственная, пастбищная, 9 — гидромелиоративная, осушение, 10 — транспортная, 2 — гидроэлектростанции; 3 — атомные электростанции; 4–10 — типы инженерно-геологических мегаструктур: 4 — платформы с распространением талых и немерзлых пород, 5 — платформы с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород, 6 — платформы с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород, 7 — орогены и рифтогены с распространением талых и немерзлых пород, 8 — орогены и рифтогены с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород, 9 — орогены и рифтогены с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород, 10 — активные континентальные окраины (островные дуги) с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород; 11 — границы территорий с различной функциональной организацией; 12 — границы различных типов инженерно-геологических мегаструктур

— антропогенная *измененность подземных вод* оценивалась через изменение уровней их залегания и загрязнение. По этим критериям выделены территории, на которых происходит: 1) изменение уровня грунтовых вод и вод глубоких горизонтов, загрязнение; 2) преимущественно изменение уровня грунтовых вод или вод сезонно-талого слоя, загрязнение; 3) локальное изменение уровня грунтовых вод или вод сезонно-талого слоя, локальное загрязнение; 4) подземные воды практически не изменены.

Возможные антропогенные изменения компонентов инженерно-геологических условий мегаструктур

Компоненты инженерно-геологических условий мегаструктур	Возможные антропогенные изменения
Рельеф	Понижение отметок Повышение отметок Нивелировка отметок
Породы	Уплотнение Разуплотнение Растрескивание Увлажнение Осушение Повышение температуры Понижение температуры Переход из многолетнемерзлого состояния в талое Переход из талого состояния в многолетнемерзлое Засоление Рассоление Повышение коррозионной активности Понижение коррозионной активности Образование техногенных грунтов
Геокриологические особенности	Увеличение глубины сезонного протаивания—промерзания Уменьшение глубины сезонного протаивания—промерзания Деградация ММП Новообразование ММП Повышение температуры ММП Понижение температуры ММП
Подземные воды	Понижение уровня залегания Повышение уровня залегания Изменение химического состава Повышение минерализации Понижение минерализации Увеличение агрессивности Уменьшение агрессивности Повышение температуры Понижение температуры
Экзогенные и эндогенные геологические процессы	Активизация природных геологических процессов (карста, эрозии, дефляции, оползней и т.д.) Замедление природных геологических процессов (карста, эрозии, дефляции, оползней и т.д.) Проявление инженерно-геологических процессов Приращение сейсмической балльности Понижение сейсмической балльности

Отдельно выделяются крупные депрессионные воронки техногенного происхождения. Геокриологические особенности характеризуются

через антропогенное *изменение глубины сезонного промерзания (протаивания)*, для нее выделяются следующие категории территорий: 1) изменена практически повсеместно; 2) изменена на локальных участках; 3) практически не изменена. Инженерно-геологические процессы, вызванные или активизированные (замедленные) хозяйственной деятельностью, представлены следующим набором: 1) оползневой; 2) эрозионный; 3) просадочный; 4) засоление; 5) подтопление; 6) пучение; 7) солифлюкция; 8) обвалы и осыпи; 9) карст; 10) дефляция; 11) заболачивание; 12) термокарст; 13) наледообразование; 14) курумообразование.

На втором этапе проводилась *интегральная оценка*, предполагающая оценку измененности инженерно-геологических условий в целом. Она выполнена на основе дифференциальных оценок всех компонентов и носит качественный характер. В результате инженерно-геологические мегаструктуры разделены на части с разной степенью измененности: высокой, средней, низкой и очень низкой. При *высокой степени* измененности нарушены все компоненты и нарушены наиболее интенсивно: амплитуда техногенного рельефа составляет десятки и сотни метров; грунты верхней части разреза загрязнены, увлажнены или осушены; изменены уровни грунтовых вод и вод глубоких горизонтов, а также глубина сезонного промерзания (протаивания); есть проявления инженерно-геологических процессов. *Средняя степень* измененности присвоена территориям, на которых также затронуты все компоненты инженерно-геологических условий, но они менее интенсивны: изменены породы и глубины сезонного промерзания, развиты инженерно-геологические процессы, но размах техногенного рельефа значительно ниже, а изменения подземных вод захватывают преимущественно грунтовые воды. Измененность оценивается как *низкая*, если нарушены не все компоненты инженерно-геологических условий. Если же в пределах территории отмечаются только точечные (локальные) изменения, ей присваивается *очень низкая* степень измененности.

Характеристика антропогенно обусловленной измененности компонентов инженерно-геологических мегаструктур России. *Измененность рельефа.* Самая высокая степень измененности рельефа характерна для районов открытой разработки месторождений полезных ископаемых, где амплитуда (размах) техногенного рельефа наибольшая. Многочисленные мелкие карьеры добычи строительных материалов в данном случае не учитываются. Открытая разработка месторождений, как правило, сочетается с подземной, сопровождается созданием отвалов, глубина карьеров может достигать до 500 м и более. Осложняют рельеф и многочисленные провалы и проседания поверхности. Так, в Кузбассе при подземной разработке крутопадающих пластов в старейших Прокопьевском и Киселевском уголь-

ных районах образовались широкие (до 50–70 м) и глубокие (от 20 до 30–50 м) каньонообразные провалы, которые обычно расположены рядами с промежутками в 60–100 м. При пологом залегании пластов глубина мульд оседания редко превышает 10 м, обычно от 1 до 3,5 м [Инженерная геология СССР. Алтае..., 1990].

Районы с большим размахом техногенного рельефа занимают значительную площадь в пределах Уральского орогена с распространением талых пород и Алтае-Саянского орогена с распространением талых пород и с совместным распространением талых и многолетнемерзлых пород (ММП). Характерны они и для некоторых районов Северо-Кавказского орогена с распространением талых пород, Верхояно-Чукотского и Забайкальского орогенов со сплошным распространением ММП и совместным распространением талых и ММП, а также для южной части Сибирской платформы с совместным распространением пород талых и ММП.

На Восточно-Европейской платформе с распространением талых пород районы с высокой степенью измененности рельефа в целом занимают небольшую площадь и сосредоточены в двух местах — на Кольском п-ове и в районе КМА. В последнем разработка ведется преимущественно открытым способом, глубина карьеров от 50 до 500 м. Значительную площадь занимают отвалы, преимущественно внешние, в том числе гидротвалы. Лебединский карьер, имеющий ширину около 4 км, длину около 5 км и глубину более 350 м, вошел в книгу рекордов Гиннеса как крупнейший в мире карьер по добыче негорючих полезных ископаемых.

Более низкая амплитуда техногенного рельефа характерна для территорий, где ведется подземная или дражная разработка полезных ископаемых, интенсивная селитебная и промышленная деятельность (плотность населения >10 человек/км²) и развитая транспортная (густота автодорог больше 100 км/1000 км²). Амплитуда техногенных отметок рельефа здесь, как правило, значительно меньше, чем при открытой разработке месторождений, — преимущественно до первых десятков метров. На строительных площадках проводится нивелировка рельефа, на пониженных участках — наращивание отметок. Строительство дорог сопровождается созданием выемок и насыпей. Самые обширные территории со средней степенью измененности рельефа приходятся на центральную часть и южную половину Восточно-Европейской платформы и Скифскую платформу с распространением талых пород.

Селитебная, промышленная и транспортная деятельность сопровождается разработкой карьеров стройматериалов. Площадь таких карьеров невелика, но их очень много. Выработанные карьеры в скальных грунтах сохраняются очень долго. На-

пример, карьеры по разработке шунгитсодержащих пород, созданные во время строительства Зимнего дворца (XVIII в.), Исаакиевского и Казанского соборов (XIX в.) в 80-е гг. XX в. имели вполне сохранный вид [Почвенно-геологические ..., 1984].

В Поволжье и Ставрополье измененность рельефа усугубляется осадкой поверхности при добыче нефти и газа. В Предуралье, где также разрабатывается углеводородное сырье, это влияние менее выражено, поскольку в разрезе преобладают скальные и полускальные грунты. Локальные провалы в виде мульд проседания зафиксированы над отработанными шахтами по добыче калийных солей на территории Верхнекамского бассейна (Пермская область). Провалы поверхности с образованием воронок характерны также для слюдяных разработок Северо-Запада. Их глубина доходит до 10–12 м, реже до 20 м, а площадь в некоторых случаях составляет около 30 га. Примерно такие же показатели измененности рельефа характерны для некоторых районов Среднего и Южного Урала, районов подземной и дражной разработки полезных ископаемых на Сибирской платформе, в пределах Алтае-Саянского, Забайкальского, Верхояно-Чукотского и Сихотэ-Алиньского орогенов с практически сплошным распространением ММП и с совместным распространением талых пород и ММП.

На тех территориях, где селитебная, промышленная и транспортная деятельность не столь интенсивна (плотность населения 1–10 человек/км², густота дорог 50–100 км/1000 км²), рельеф изменен локально.

Измененность пород. Состав, состояние и как следствие свойства пород могут изменяться в результате различных видов хозяйственной деятельности. При оценке учитывались только преобладающие виды изменений. Очевидно, что в любом городе можно найти участки, где породы в результате техногенных воздействий уплотнены и, наоборот, разуплотнены, увлажнены или, наоборот, осушены, поэтому нами выбраны наиболее распространенные площадные изменения.

На всех территориях, где осуществляется селитебная, транспортная и горнодобывающая деятельность, отмечается накопление техногенных грунтов и загрязнение грунтов. Для районов нефтегазовых промыслов и сельскохозяйственных земель (пахотных и пастбищных) характерно загрязнение, местами накопление техногенных грунтов. На тех землях, где проводятся гидромелиоративные работы, происходит осушение или увлажнение грунтов верхней части разреза.

Наибольшее количество районов практически сплошного (по площади) изменения грунтов верхней части разреза выделено в пределах Восточно-Европейской, Скифской платформ, Уральского и Алтае-Саянского орогенов с распространением талых пород. Это градопромышленные и густона-

селенные сельскохозяйственные территории с густой дорожной сетью, промышленные районы Среднего и Южного Урала, Кузбасса, горнодобывающие районы, для которых характерны накопление большого объема техногенных грунтов и загрязнение грунтов. На орошаемых землях Скифской платформы происходит повсеместное увлажнение грунтов, а на осушаемых землях центральной полосы Восточно-Европейской платформы, наоборот, — снижение естественной влажности. Увлажнение в результате орошения отмечается в отдельных районах юга Западно-Сибирской плиты. Загрязнение и накопление техногенных грунтов характерно для горнодобывающих районов Сибирской платформы, Верхояно-Чукотского и Забайкальского орогенов с практически сплошным распространением ММП и с совместным распространением талых и ММП, а также Сихотэ-Алиньского орогена с распространением талых пород. В пределах нефтегазовых промыслов Западно-Сибирской плиты наблюдается загрязнение грунтов.

Менее масштабные изменения пород, выражающиеся в загрязнении и накоплении техногенных грунтов, характерны для селитебных территорий с более низкой плотностью населения, более редкой дорожной сетью или менее интенсивным сельским хозяйством.

Измененность подземных вод. Самая высокая степень измененности отмечается в тех районах, где техногенной трансформацией затронуты воды глубоких водоносных горизонтов. Грунтовые воды на таких территориях, как правило, тоже изменены. В пределах разрабатываемых нефтегазовых месторождений Западно-Сибирской, Восточно-Европейской, Тимано-Печорской платформ и Скифской плиты за счет заводнения сильно нарушен естественный водный баланс, изменены пьезометрические уровни разных горизонтов, фиксируется их загрязнение. Это происходит как в районах распространения талых, так и ММП, поскольку добыча ведется на большой глубине и затрагиваются межмерзлотные и подмерзлотные воды.

Резкое понижение уровней грунтовых вод и более глубоких водоносных горизонтов характерно для горнодобывающих районов с распространением талых пород или с совместным распространением талых и ММП на Восточно-Европейской, и Сибирской платформах, Скифской плите, в Урале, Алтае-Саянском и Забайкальском орогенах и Сихотэ-Алине. Многолетнее искусственное осушение массивов на месторождениях в Кузбассе и на КМА привело к формированию обширных депрессионных воронок, сокращению стока множества рек или даже к их исчезновению. В Кузбассе, например, общая площадь депрессионных воронок превышает 2 тыс. км² [Угольная..., 2003]. На Урале самые крупные воронки зафиксированы на месторождениях СУБРа и угольном Кизелов-

ском. На конец 1980-х гг. они имели следующие параметры: диаметр 35–38 и 20–30 км, глубина до 600 и 200–300 м соответственно [Инженерная геология СССР. Урал..., 1990]. На Восточно-Европейской платформе и Скифской плите целая серия депрессионных воронок образовалась за счет многолетнего отбора подземных вод для нужд питьевого и хозяйственного водоснабжения — на Северо-Западе, в Центральных районах, Поволжье, Краснодарском крае.

Территории, где техногенные изменения захватывают преимущественно грунтовые воды, более обширные. Прежде всего это густо населенные промышленные и сельскохозяйственные районы Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты и Урала, где практически повсеместно изменена глубина залегания уровня грунтовых вод и отмечается их загрязнение. В Центральном и Южном Нечерноземье на грунтовых водах существенно сказалось создание многочисленных водохранилищ. Изменение первого от поверхности водоносного горизонта на обрабатываемых землях юга Западно-Сибирской платформы и низкогорий Алтае-Саянского, Забайкальского орогенов и Сихотэ-Алиня связаны преимущественно с их загрязнением, а в районах орошения — и с подъемом уровня грунтовых вод.

Изменение вод сезонно-талого слоя происходит при разработке полезных ископаемых в районах сплошного распространения ММП на Сибирской платформе, в пределах Верхояно-Чукотского и Забайкальского орогенов. В отдельных случаях затрагиваются воды таликов или трещинные воды разломов.

В наименее заселенных районах Восточно-Европейской платформы с распространением талых пород, на юге Сибирской платформы, Алтае-Саянского и Забайкальского орогенов с совместным распространением талых пород и ММП, где селитебная деятельность сочетается с лесотехническим производством или пастбищным скотоводством, отмечается незначительное изменение грунтовых вод и вод сезонно-талого слоя на локальных участках.

Изменение глубины сезонного промерзания — протаивания пород. В давно освоенных густонаселенных районах Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, Среднего и Южного Урала и Алтая с распространением талых пород глубина сезонного промерзания изменена практически повсеместно. Прежде всего это связано с почти полным уничтожением естественной растительности на селитебных территориях, обрабатываемых землях и в районах открытой разработки полезных ископаемых. Сказывается и перераспределение снежного покрова за счет строительства и изменения рельефа. Ситуация усугубляется изменением увлажненности грунтов и, конечно, отопляющим влиянием сооружений.

Локальные участки, хотя нередко и многочисленные, с изменением глубины сезонного протаивания пород отмечены в районах открытой добычи полезных ископаемых и дражных полигонах на Сибирской платформе, в пределах Верхояно-Чукотского и Забайкальского орогенов с практически сплошным распространением ММП. При совместном распространении талых пород и ММП там изменяется и сезонное протаивание, и промерзание. Геокриологические исследования на трассе газопровода Мессояха–Норильск показали, что на некоторых участках под металлическими опорами (газопровод проложен над землей) глубина сезонного оттаивания в 2 раза выше, чем в естественных условиях [Природные опасности России. Геокриологические..., 2004].

При подземной разработке полезных ископаемых площадь нарушенных земель значительно меньше и нарушение глубины сезонного промерзания или протаивания происходит на меньшей площади. Над заброшенными выработками нередко образуются воронки, заполненные водой, под которыми происходит деградация мерзлоты, а под отвалами может происходить как деградация, так и аградация многолетнемерзлых пород. Например, на Коршуновском железорудном месторождении в Иркутской области под отвалом площадью 4 км² за 15 лет мощность мерзлоты увеличилась с 4–18 до 30 м [Природные опасности России. Геокриологические..., 2004].

Локальные площадные изменения глубины сезонного промерзания или протаивания происходят на нефтегазовых промыслах Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит в пределах распространения многолетнемерзлых и талых пород. По данным стационарных наблюдений на севере западной Сибири (район пос. Марре-Сале) на нарушенных участках глубина сезонного промерзания на минеральных грунтах возрастает в первые годы после нарушения на 30–40%, а на торфах в местах просадок — в 2 раза. В полосе «мертвой» железной дороги, на временных дорогах, пересекающих заболоченные участки, и во временных поселках, расположенных на мелкобугристых торфяниках, мощность сезонно талого слоя увеличилась в 2–3 раза, и такое положение сохранялось и через 30 лет после нарушения [Инженерная геология СССР. Западно-Сибирская..., 1990].

Иногда техногенные воздействия вызывают обратную реакцию, т.е. уменьшение глубины протаивания или промерзания. Например, обобщение опыта строительства газопроводов на севере Западной Сибири показало, что на значительном протяжении трасс глубина сезонного оттаивания увеличилась в 1,2–1,6 раза, в то же время на некоторых участках произошло уменьшение слоя сезонного оттаивания в 1,1–1,3 раза [Природные опасности России. Геокриологические..., 2000].

Территории с локальными изменениями глубины сезонного промерзания или протаивания выделены также в пределах Восточно-Европейской платформы (часть Нечерноземной зоны, Прикаспий), Скифской плиты (Калмыкия), на юге Западно-Сибирской и Сибирской платформ, на севере Алтае-Саянского и юге Забайкальского и Сихотэ-Алиньского орогенов. Это заселенные территории, но плотность населения невысокая, дорожная сеть негустая, сельхозугодья используются под пастбища либо обрабатываемые земли чередуются с пастбищными, а иногда и с неосвоенными землями.

Антропогенно обусловленные проявления современных геологических процессов. В пределах Восточно-Европейской платформы с распространением талых пород на севере, в Карелии и Архангельской области, наблюдается некоторая активизация эрозионного процесса, а в горнодобывающих районах Кольского п-ова — эрозионного и обвального-осыпного процессов. В средней полосе, более освоенной и населенной, усиленно проявляются эрозионный и оползневой процессы, а в районах распространения растворимых пород — карстовый, в городах — процесс подтопления. В южной, самой густонаселенной и освоенной половине ВЕП, набор активизированных процессов еще шире — эрозионный, оползневой, просадочный, местами карстовый. На территории Поволжья активизация эрозионного и оползневой процессов усугубляется подтоплением нефтегазовых промыслов, для промыслов Предуралья характерны подтопление в сочетании с эрозионным и карстовым процессами. С извлечением нефти связывают серию «возбужденных» землетрясений в Предуралье. Так, на Ромашкинском и Ново-Елоховском месторождениях Татарии с 1986 по 1989 г. было зарегистрировано 160 местных землетрясений с магнитудой до 3,0 (интенсивность до 6 баллов) и глубиной очага около 5 км [Природные опасности России. Сейсмические ..., 2000].

На Скифской плите, где в верхней части разреза широко представлены лёссовые и песчаные грунты, проявляются антропогенно обусловленные просадочный и оловый процессы, в Ставрополье — просадочный, оползневой процессы и подтопление, на промыслах Прикаспия — эрозионный процесс и подтопление. Известны случаи проявления «возбужденной» сейсмичности, например, на Старогрозненских промыслах в 1971 г.

На Северном и Среднем Урале хозяйственная деятельность вызывает активизацию эрозионного и карстового процессов, на Южном Урале к ним добавляются оползневой и просадочный. Особенно резкая активизация карстовых и суффозионных процессов происходит в пределах депрессионных воронок. На месторождениях СУБРа за 40 лет эксплуатации средний коэффициент закарстован-

ности увеличился с 27 до 32 км⁻² [Инженерная геология СССР. Урал..., 1990].

На сельхозугодьях юга Западной Сибири усиливается проявление эрозионного и просадочного процессов, на орошаемых землях наблюдается подтопление, а на крайнем юге — вторичное засоление.

На нефтегазовых промыслах Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит при наличии многолетнемерзлых пород усиливаются термокарст, пучение, термоэрозия, и солифлюкция, а в пределах талых пород — преимущественно эрозионный и оползневой процессы и подтопление. Существенно усиливается процесс заболачивания вдоль трасс трубопроводов. Например, в полосе прохождения трасс газопроводов Медвежье и Уренгой—Надым—Пунга в естественных условиях коэффициент пораженности заболачиванием составлял 0,04–0,20 и 0,11–0,60 соответственно, а после прокладки газопроводов он увеличился до 0,26–0,44 и 0,85–0,91 соответственно [Природные опасности России. Геокриологические..., 2000].

В пределах Сибирской платформы в районах добычи полезных ископаемых усилились процессы эрозии, термокарста, солифлюкции. В южной, относительно населенной части локально проявляются эрозионный и термокарстовый процессы, оползневой, пучение, наледообразование и подтопление. После создания Братского водохранилища было отмечено усиления карста [Садов и др., 1976].

На территории Верхояно-Чукотского орогена с практически сплошным распространением ММП изменения сосредоточены в пределах разрабатываемых месторождений, где активизированы эрозионный и термокарстовый процессы, солифлюкция, местами обвально-осыпной. За счет использования гусеничной техники на значительных площадях усилилась эрозия.

В пределах Алтае-Саянского, Забайкальского и Сихотэ-Алиньского орогенов основные изменения приходятся на наиболее заселенные низкогорные части, где ММП отсутствуют или имеют островное распространение. Здесь отмечена антропогенная активизация эрозионного, оползневого и обвально-осыпного процессов, карста, солифлюкции, курумообразования и наледообразования, на орошаемых сельхозугодьях происходит подтопление. В котловинах Горного Алтая, практически полностью распаханых, интенсивность плоскостной эрозии за время освоения увеличилась на 1–2, а иногда и на 3 порядка, поэтому для ряда мест уже можно говорить о начавшемся процессе опустынивания. В городском строительстве настоящим бедствием являются термокарстовые просадки в основании сооружений.

В Забайкальском орогене в районах сплошного распространения мерзлоты на подрабатываемых территориях отмечены случаи особенно активного проявления наледообразования, курумов,

солифлюкции, термокарста, эрозии. На трассе БАМа зафиксированы термокарстовые просадки пути, как правило, от 0,2 до 1 м по вертикали при длине просадочных участков 50–300 м, которые происходят за счет вытаивания подземных льдов в основании земляного полотна [Природные опасности России, Геокриологические..., 2000]. А при сооружении искусственных выемок по трассе железной дороги Беркакит—Томмот в Южной Якутии серьезной проблемой стала борьба с мощными наледями, формирование которых было связано с вскрытием водоносных пород в зонах разломов [Аэрокосмические..., 1990].

Антропогенная измененность инженерно-геологических мегаструктур. Сводная картина антропогенной измененности инженерно-геологических мегаструктур отражена на рис. 2. Основные территории с **высокой степенью измененности** находятся в пределах Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, на Среднем и Южном Урале и в низкогорном Алтае, где развиты только талые породы. Это густонаселенные районы с разветвленной дорожной сетью и интенсивной промышленной деятельностью, в том числе горнодобывающей и нефтегазопромысловой. На остальной территории России высокая степень измененности отмечается в основном в районах открытой разработки полезных ископаемых, нефти и газа.

Территории со **средней степенью измененности** совпадают с густонаселенными районами Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, Урала и Алтая с распространением талых пород, в которых сельскохозяйственное производство преобладает над промышленным. Породы и глубина сезонного промерзания изменены там практически повсеместно, широко развиты инженерно-геологические процессы, но размах техногенного рельефа значительно ниже, породы изменены в основном на незначительную глубину, а изменения подземных вод захватывают преимущественно грунтовые воды.

Средней степенью оценивается также измененность в районах сплошного распространения ММП, где осуществляется разработка месторождений полезных ископаемых (на Сибирской платформе, в пределах Верхояно-Чукотского и Забайкальского орогенов). Здесь сильно (при открытой разработке) или умеренно (при подземной разработке) изменены рельеф и глубина сезонного протаивания, широко развиты инженерно-геологические процессы, но породы (преимущественно скальные) изменены слабо и редко затрагиваются подземные воды глубоких горизонтов. В пределах совместного распространения талых пород и ММП средней степенью измененности характеризуются районы подземной разработки полезных ископаемых (в пределах Алтае-Саянского и Забайкальского орогенов), где изменения подземных вод затрагивают глубокие водоносные горизонты, достаточно

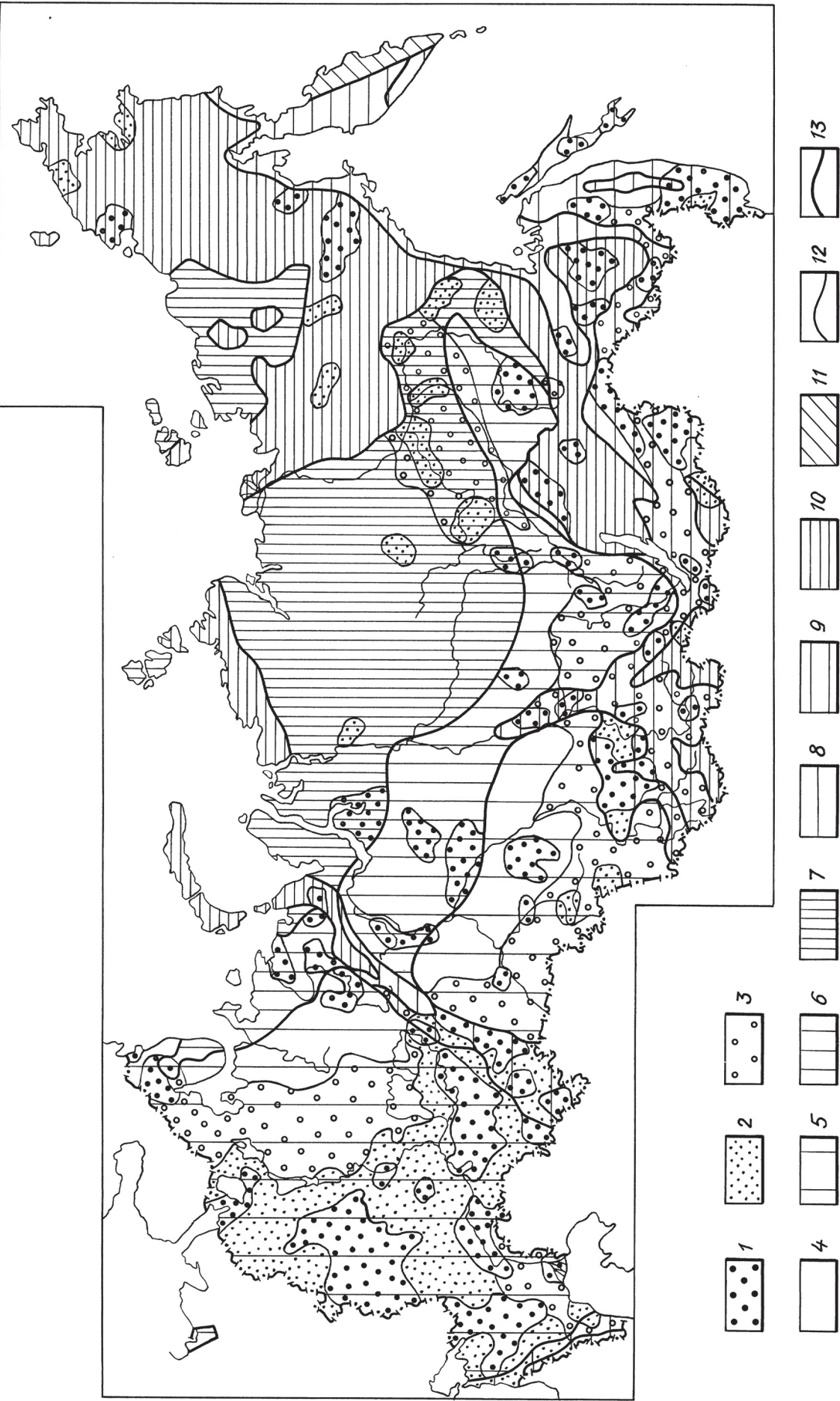


Рис. 2. Антропогенная измененность инженерно-геологических мегаструктур

1–4 — степень измененности: 1 — высокая, 2 — средняя, 3 — низкая, 4 — очень низкая; 5–11 — типы инженерно-геологических мегаструктур: 5 — платформы с распространением талых и немерзлых пород, 6 — платформы с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород, 7 — платформы с практически сплошным распространением многолетнемерзлых и талых пород, 8 — орогены и рифтогены с распространением талых и немерзлых пород, 9 — орогены и рифтогены с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород, 10 — орогены и рифтогены с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород, 11 — активные континентальные окраины (островные дуги) с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород; 12 — границы территорий с различной степенью измененности; 13 — границы различных типов инженерно-геологических мегаструктур

активно проявляются инженерно-геологические процессы, но рельеф нарушен умеренно, изменения пород и глубины сезонного промерзания или протаивания проявляются локально.

Территории с **низкой степенью измененности** занимают часть Нечерноземной зоны Восточно-Европейской платформы, где сравнительно невысокая плотность населения, редкая дорожная сеть, осуществляется лесотехническая деятельность или ограниченная сельскохозяйственная. Подобные территории выделены также на востоке Скифской плиты (Калмыкия и Прикаспий), юге Западно-Сибирской плиты, на юге и в Лено-Вилюйском междуречье Сибирской платформы, части Сихотэ-Алиня, среднегорьях Алтае-Саянского и Забайкальского орогенов. Это территории, которые совпадают с относительно слабонаселенными районами, специализирующимися преимущественно на сельском хозяйстве или лесотехнической деятельности.

Оставшиеся территории характеризуются **очень низкой степенью измененности**. Это очень слабонаселенные местности (плотность населения менее 1 человека/км²), и хозяйственная деятельность в

их пределах сосредоточена в отдельных освоенных очагах. Незначительное площадное воздействие оказывают лишь лесотехническая деятельность и оленеводство.

Заключение. Самые измененные инженерно-геологические мегаструктуры России — наиболее населенные платформенные и орогенные структуры с распространением талых пород. Значительно менее освоены и изменены платформенные и орогенные структуры с совместным распространением талых пород и ММП. Основную часть площади этих структур составляют территории с низкой и очень низкой степенью измененности, в которую местами включены горнодобывающие районы с высокой или средней степенью измененности. Практически ненаселенные инженерно-геологические мегаструктуры с практически сплошным распространением ММП в основном характеризуются очень слабой степенью измененности. Хозяйственная деятельность в их пределах сосредоточена в горнодобывающих районах, отнесенных к территориям со средней или высокой степенью измененности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аэрокосмические методы инженерных изысканий в транспортном строительстве / Под ред. А.Л. Ревзона. М.: ВНИИ транспортного строительства, 1990. 112 с.

Инженерная геология России. Т. 3. Инженерно-геологические структуры России / Под ред. В.Т. Трофимова, Т.И. Аверкиной. М.: КДУ, 2015. 710 с.

Инженерная геология СССР. Алтае-Саянский и Забайкальский регионы. М.: Недра, 1990. 375 с.

Инженерная геология СССР. Западно-Сибирская и Туранская плиты. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.

Инженерная геология СССР. Урал, Таймыр и Казахская складчатая страна. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 408 с.

Почвенно-геологические условия Нечерноземья. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 608 с.

Природные опасности России. Геокриологические опасности. М.: КРУК, 2000. 316 с.

Природные опасности России. Сейсмические опасности. М.: КРУК, 2000. 296 с.

Садов А.В., Ревзон А.Л., Чалидзе Ф.Н. Изучение экзогенных процессов в районах крупных водохранилищ аэроландшафтным методом. М.: Недра, 1976. 47 с.

Трофимов В.Т., Аверкина Т.И. К введению понятия «инженерно-геологическая структура» // Геоэкология. 1996. № 5. С. 100–105.

Угольная база России. Т. 2. М.: Геоинформцентр, 2003. 604 с.

Поступила в редакцию
07.06.2017

УДК 556.33

Н.Н. Муромец¹, В.Н. Самарцев², А.А. Хакимова³, П.Ю. Василевский⁴**ВЛИЯНИЕ ГЕОФИЛЬТРАЦИОННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА РАЗГРУЗКУ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В БАССЕЙНЕ МАЛОЙ РЕКИ В ЕСТЕСТВЕННЫХ И НАРУШЕННЫХ УСЛОВИЯХ⁵**

Рассмотрена региональная модель бассейна малой реки с площадью водосбора около 1000 км². Модель построена для оценки возможного влияния водозабора подземных вод на речной сток. Модель откалибрована по измеренным уровням подземных вод и расходам этой реки. Геофизические и гидрометрические исследования позволили охарактеризовать неоднородность проводимости донных отложений вдоль русла. Сокращение расхода реки при учете этой неоднородности на 25% больше сокращения расхода, рассчитанного без ее учета. Показано, что желательно учитывать неоднородности донных отложений для более достоверной оценки воздействия водозаборов на окружающую среду.

Ключевые слова: разгрузка подземных вод, математическое моделирование, геофильтрационная неоднородность.

A regional model of catchment of small river (catchment area is about 1000 km²) is discussed. Model was developed to evaluate possible influence of hypothetical groundwater intake on river flow. The model was calibrated to measured groundwater heads and river flows. Geophysical and hydrometric survey allowed to characterize a heterogeneity of riverbed along the channel. River flow reduction, calculated on model with riverbed heterogeneity is greater by 25% compared to that calculated without heterogeneity. Thus it is shown that accounting for riverbed heterogeneity is advisable for more reliable prediction of impact of water intakes on environment.

Key words: hyporheic exchange, groundwater simulation, hydraulic heterogeneity.

Введение. Количественный анализ взаимосвязи поверхностных и подземных вод в бассейнах малых рек — важный этап оценки как общих водных ресурсов бассейна, так и ресурсного потенциала подземных вод. При создании водозаборов подземных вод в пределах таких бассейнов к важнейшему этапу обоснования допустимого водоотбора относится оценка ущерба поверхностному стоку. Задача оценки ущерба поверхностному стоку при работе водозаборных скважин интенсивно исследовалась аналитическими методами с середины прошлого века. Обзор таких исследований приведен в работах [Filimonova, Shtengelov, 2013; Bakker, Anderson, 2003]. Из-за очевидных ограничений аналитических расчетных схем для реальных объектов более достоверные оценки ущерба получаются при использовании для прогнозов численных геофильтрационных моделей, включающих блок моделирования поверхностного стока [Гриневский, Штенгелов, 1988]. Для обоснования и калибровки подобных моделей важную полевую информацию дают данные о меженной

гидрометрической съемке расходов малых рек в период их преимущественно подземного питания [Всеволожский, Гриневский, 2006].

Цель нашей работы — оценка влияния геофильтрационной неоднородности донных отложений в бассейне малой реки на формирование подземного и меженного поверхностного стока реки в естественных и нарушенных водозабором условиях. Для достижения указанной цели рассмотрен бассейн р. Хворостань, в пределах которого в течение трех полевых сезонов проводились детальные гидрометрические исследования в комплексе с гидрохимическим опробованием и русловыми геофизическими работами. Эти комплексные исследования позволили выделить вдоль течения реки и ее притоков зоны с разной интенсивностью разгрузки подземных вод, вплоть до формирования локального окна, в пределах которого дренируемый водоносный комплекс наиболее интенсивно разгружается в русло [Квон и др., 2016]. Поскольку такие детальные исследования разгрузки подземных вод, с одной стороны, проводятся редко, а с

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, ст. науч. с.; e-mail: nedaj@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, вед. инж.; e-mail: vnsamartsev@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирант; e-mail: a.khkim91@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирант; e-mail: valenciacf@mail.ru

⁵ Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 16-17-10187).

другой — их можно организовать, целесообразно оценить их «полезность» для обоснования моделей взаимосвязи поверхностных и подземных вод и выполнения с их помощью прогнозных расчетов. Поэтому к задачам работы относилась оценка вклада детальных исследований разгрузки подземных вод в процесс калибровки региональной геофильтрационной модели бассейна, а также анализ формирования ущерба поверхностному стоку на моделях, откалиброванных с использованием детальной информации о разгрузке и без нее.

Общая характеристика района исследований.

Бассейн р. Хворостань покрывает довольно обширную территорию, расположенную на юго-восток от г. Воронеж, на левобережье р. Дон. Длина реки составляет около 77 км, площадь водосбора — 1080 км². Река Хворостань интенсивно используется местным населением в течение периода активных сельскохозяйственных работ, несомненно также ее значимость в рекреационном отношении для населения и для консервации оставшихся природных ландшафтов в ее долине. Предыдущие исследования естественных ресурсов подземных вод Воронежской области [Зинюков и др., 2014] показали уязвимость речного стока малых рек в ней при интенсивном освоении территории водосбора. В связи с этим актуальным становится вопрос об антропогенном влиянии на речной сток Хворостани, в частности влиянии возможного водоотбора подземных вод, так как еще в 80-х гг. прошлого века на территории бассейна разведано Южно-Воронежское месторождение подземных вод, которое до сих пор не эксплуатируется, однако вопрос о его освоении актуален.

Основной водоносный комплекс в районе исследований — плиоценовый комплекс неогеновой палеодолины р. Дон [Холмовой, 1988; Холмовой и др., 2007]. Плиоценовые отложения представлены песками различной степени зернистости, наиболее крупные — в осевой (переуглубленной) части долины, с крупным галечником в основании толщи. Мощность водовмещающих пород в переуглубленной части палеодолины достигает 50 м, к бортам уменьшается до 10–20 м. Значения коэффициента фильтрации песков по данным детального геофильтрационного анализа их гранулометрического состава [Самарцев, 2012], интерпретации опытных откачек [Ван Пин, Шестаков, 2008] и калибровки геофильтрационных моделей территорий, прилегающих к объекту исследований [Самарцев, Поздняков, 2017], находятся в диапазоне 35–50 м/сут.

Подстилается плиоценовый водоносный комплекс девонскими терригенно-карбонатными отложениями. Важный элемент девонских отложений — слабопроницаемый верхнесемилукский горизонт, распространенный за пределами переуглубленной зоны палеодолины и сложенный глинами. В пределах переуглубленной зоны семилукские глины размыты, неогеновый аллювий залегает на

нижнешигровской толще, глинистой в верхней части и имеющей также низкую проницаемость.

Неогеновые пески практически на всей площади распространения в верхней части разреза сменяются глинами, которые изолируют плиоценовый водоносный комплекс от вышележащих четвертичных водоносных горизонтов. Однако в долине р. Хворостань неогеновые глины и вышележащие четвертичные отложения ранне- и среднеплейстоценового возраста размыты, и степень связи плиоценового комплекса с рекой определяется фильтрационным сопротивлением аллювия Хворостани. Вследствие этого важным представляется изучить состав донных отложений реки и степень их неоднородности на участке предполагаемого водоотбора.

В пределах бассейна р. Хворостань нет действующих или действовавших гидрологических постов сети Росгидромета, что позволило бы охарактеризовать многолетнюю динамику общего стока и его составляющих. Последние известные опубликованные единичные замеры расхода р. Хворостань проводились в летние межени 2005 и 2006 г. сотрудниками Воронежского государственного университета (табл. 1) [Зинюков и др., 2014]. Расход измерялся на временно оборудованных гидропостах в селах Данково (2 поста) и Добрино, а также в устье Хворостани. Для изучения разгрузки подземных вод в бассейне р. Хворостань сотрудниками кафедры гидрогеологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в 2014–2017 гг. были проведены гидрометрические измерения на 5 временно оборудованных гидрометрических постах, распределенных по возможности равномерно вдоль русла реки с постоянным течением от истока (с. Мосальское) до устья (рис. 1).

Таблица 1

Измеренные расходы р. Хворостань в летнюю межею и сумма осадков за май–август

Год	Измеренный расход в замыкающем створе, л/с	Сумма осадков по метеостанции Воронеж за май–август, мм
2005	1240*	325
2006	1100*	246
2014	474	180
2016	675	223
2017	700	195
среднее	838	234

* По данным [Зинюков и др., 2014].

Дополнительный створ (2а) был оборудован в 620 м ниже по течению от впадения в реку притока Сухая Хворостань для оценки расхода, приносимого притоком, так как непосредственно в месте впадения притока в реку местность очень заболочена. Измерения проводились в августе, в период летней межени, когда весь сток реки фор-

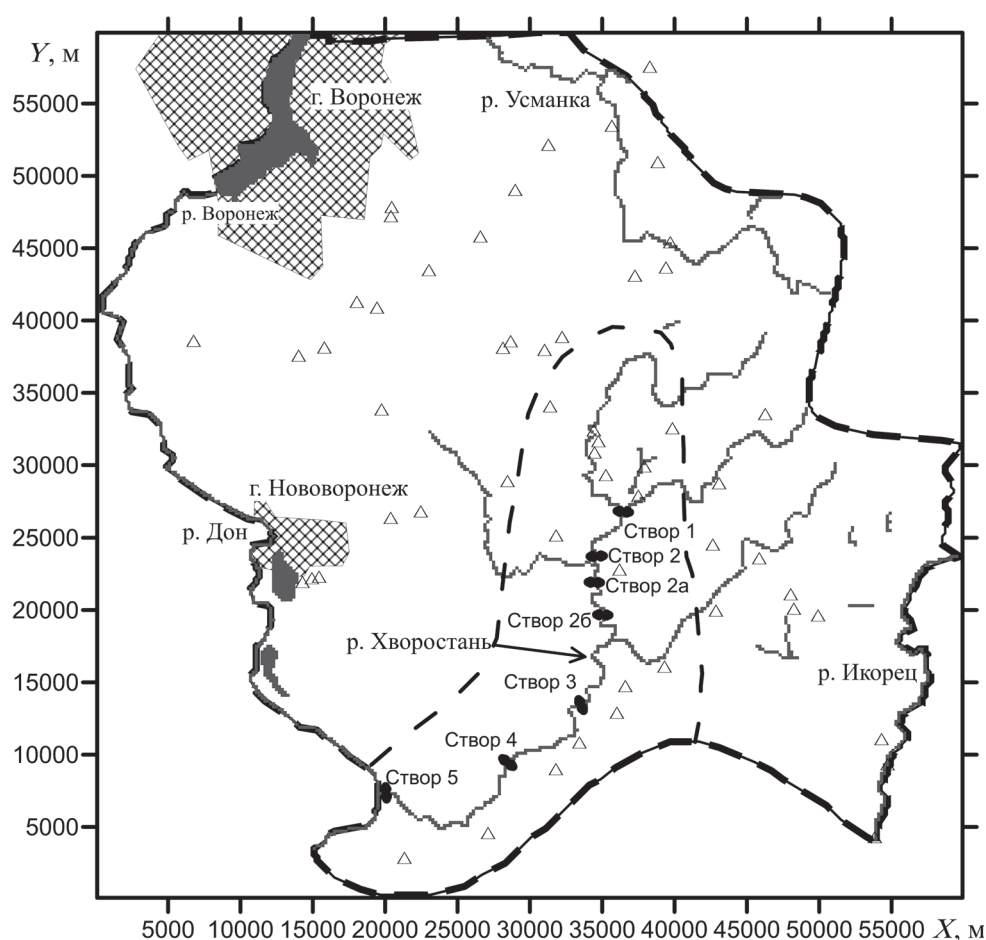


Рис. 1. Положение наблюдательных скважин и гидрометрических створов. Скважины — треугольные значки, пунктирная линия — область водосбора р. Хворостань в пределах плиоценового водоносного комплекса

мируется за счет разгрузки подземных вод. В результате измерений получены значения расхода реки (Q) на створах, абсолютное (ΔQ) и удельное (Δq) на единицу длины русла приращение между створами (табл. 2). Измерения показали, что наибольшее приращение расхода на 1 км длины русла наблюдается между створами 2–2а–3. И если на участке 2–2а приращение возможно за счет притока, то на участке 2а–3 — только за счет разгрузки подземных вод.

В 2014, 2016 и 2017 г. были проведены гидрометрические измерения расхода р. Хворостань на 6-м (2014) и 7-м (2016, 2017) временных створах. В замыкающем створе 5 измеренный расход изменялся в интервале 474–700 л/с в зависимости от года измерений. По оценкам [Зинюков и др., 2014], расходы, измеренные в устье реки в 2005 и 2006 г., составили 1240 и 1100 л/с соответственно. В табл. 1 приведены расходы в замыкающем створе, замеренные в летнюю межень, и сумма осадков за май–август для каждого года. Из данных табл. 1 следует, что такое отличие расходов в замыкающих створах, по-видимому, связано с разным количеством осадков, выпавших в летний период и влияющих на формирование летней межени. По оценкам [Зинюков и др., 2014], минимальный летний 30-суточный расход с 50%-ной обеспеченностью на замыкающем

створе должен составлять 920 л/с, а с 95%-ной обеспеченностью — 190 л/с. Отметим, что полученные в указанной работе оценки базировались всего на двух замерах расходов р. Хворостань и привлечении данных гидропоста на р. Усмань в качестве аналога. Такое ограниченное количество наблюдений не позволяет считать оценку 95%-ной обеспеченности достаточно достоверной. Поэтому для дальнейших модельных исследований были приняты минимальные фактические замеры, а именно данные, полученные в 2014 г.

Исследования донных отложений посредством ручного бурения показали, что на участках всех створов они представлены тугопластичными, очень плотными глинами значительной мощности с незначительными (до 10 см) песчано-глинистыми прослоями. На участке, расположенном ниже впадения Сухой Хворостани, количество песчаной составляющей существенно увеличивается. Таким образом, в районе центральной части с. Данково явно выделяется участок, в пределах которого возможны гидродинамические окна в донных отложениях реки, через которые осуществляется разгрузка плиоценового водоносного комплекса в Хворостань. Подчеркнем, что этот участок расположен в перспективной области для размещения водозаборного узла, который при эксплуатации

Таблица 2

Результаты гидрометрических измерений на р. Хворостань

Номер створа	L, км	2014 г.			2016 г.			2017 г.		
		Q, л/с	ΔQ , л/с	Δq , л/с·км	Q, л/с	ΔQ , л/с	Δq , л/с·км	Q, л/с	ΔQ , л/с	Δq , л/с·км
1	8	9	60	7,5	13	64	8	15	71	9
2		69			77			86		
2а	1	120	51	51	142	65	65	151	65	65
26	3,5	-	202	13	229	87	25	234	83	24
3	12	-			179	15	15	193	16	16
4	7,8	322	69	9	408	108	14	427	147	19
5	16,6	391	83	5	516	159	10	574	126	8
		474			675			700		

существенно повлияет на разгрузку подземных вод в Хворостань.

Для выявления и оконтуривания гидродинамических окон в условиях существенного различия температуры и минерализации подземных вод кривоборского водоносного комплекса и поверхностных вод эффективна комбинация методов русловой геофизики, включающий в себя термометрию, резистивиметрию и метод естественного поля, а также электротомографию разреза вдоль русла реки. Проведенные в 2015 г. геофизические исследования на участке наибольшего приращения расхода реки (в с. Данково) определили отрезок русла, расположенный на 880 м ниже устья Сухой Хворостани, в пределах которого отмечается резкая аномалия значений всех геофизических показателей: снижение температуры речной воды с 17 до 9 °С, резкое увеличение удельного электрического сопротивления с 9,5 до 12 Ом·м и положительная аномалия ЕП [Квон и др., 2016]. Такие изменения возможны только в связи с разгрузкой более холодных и менее минерализованных вод. Наличие гидродинамического окна также подтверждается электротомографией разреза — на этом участке отмечено значительное сокращение интегральной мощности глинистых пород в донных отложениях.

Отметим, что геофизические измерения относятся к косвенным методам, требующим подтверждения данными прямых методов. Эта задача решалась постановкой дополнительного гидрометрического створа 26 в с. Верхнемарьино на южной окраине с. Данково и проведением детального гидрохимического опробования вод р. Хворостань. Детализация гидрометрических замеров в районе с. Данково в последующие годы показала, что на участке между створами 2 и 2а, на который приходится гидродинамическое окно в донных

отложениях, удельное приращение расхода реки, рассчитанное на 1 км длины русла, оказывается значительно больше, чем на остальных створах (табл. 2). Удельное приращение расхода реки на участке между створами 2а и 2б также выше, чем на других участках русла.

Важная особенность гидрогеологического разреза территории в районе с. Данково — гидрогеохимическая инверсия, наблюдаемая в верхней части разреза и связанная с загрязнением грунтовых вод в процессе сельскохозяйственной деятельности. Плиоценовый водоносный комплекс вследствие своей относительной изолированности от вышележащих горизонтов в значительно меньшей степени подвержен загрязнению сверху. Он содержит преимущественно гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые воды с минерализацией 0,3–0,8 г/л и жесткостью в пределах ПДК. Проведенное в 2015–2017 гг. гидрогеохимическое обследование показало, что минерализация грунтовых вод меняется в зависимости от времени опробования, но всегда превышает 1 г/л, увеличиваясь в отдельных пробах до 2 г/л. Практически во всех пробах общая жесткость превышает ПДК. Кроме того, в компонентном составе отмечено высокое содержание сульфатов (до 3 мг-экв/л и более) и натрия, причем иногда натрий преобладает.

Река Хворостань — основная дрена грунтовых горизонтов, поэтому состав ее воды напрямую связан с составом грунтовых вод, а минерализация речных вод служит индикатором возможной разгрузки в реку плиоценового комплекса. Гидрохимическое обследование реки заключалось в отборе проб воды в пределах с. Данково от его северной окраины до створа 26 в с. Верхнемарьино с учетом установленного с помощью геофизических методов гидродинамического окна. Опробования показали, что выше гидродинамического окна минерализация воды находилась в пределах 1,15 г/л, в области окна она понижалась до 0,93–0,95 г/л, сохраняясь около 1 г/л (в течение всего периода опробования) вниз по течению еще на 1,5 км, а далее опять повышалась до 1,05 г/л. Такое распределение может быть связано только с поступлением в реку подземных вод относительно защищенного от поверхностного загрязнения плиоценового комплекса.

Таким образом, в результате гидрогеологических и геофизических работ вдоль р. Хворостань подтверждено наличие в ее донных отложениях фильтрационного окна. В пределах этого окна осуществляется разгрузка плиоценового водоносного комплекса в реку.

Описание модели. Для описания Южно-Воронежского месторождения подземных вод была разработана региональная геофильтрационная модель. Размеры региональной гидрогеодинамической модели определялись необходимостью учесть региональную дрена (р. Дон) и охватить весь

бассейн р. Хворостань. В плане размер территории исследования составил 60×60 км. Поток подземных вод формируется за счет местной инфильтрации и разгружается в местные и транзитные водотоки. В гидрогеологическом отношении известно, что местный поток подземных вод формируется в горизонтах и комплексах неоген-четвертичной водоносной толщи, подстилаемой слабопроницаемыми семилукскими девонскими глинами. Этот комплекс взаимодействует путем перетекания с водоносными горизонтами и комплексами в хорошо проницаемых девонских известняках (водоносный саргаевско-нижнесемилукский комплекс и др.).

Региональную структуру потока подземных вод в районе Южно-Воронежского месторождения можно охарактеризовать как плано-пространственную. Учитывая, что неоген-четвертичный пласт содержит в разрезе ряд слабопроницаемых прослоев, включая плиоценовые глины, а водозаборные скважины предположительно будут вскрывать его нижнюю, неогеновую, часть, для целей моделирования этот комплекс целесообразно разбить на два слоя. Таким образом, можно провести следующую схематизацию геологического строения. Первый модельный слой включает водоносные горизонты четвертичного возраста. Второй модельный слой — водоносный плиоценовый комплекс. Граница между этими слоями проводится по подошве четвертичных отложений. Третий модельный слой соответствует слабопроницаемым отложениям семилукских глин, четвертый — водоносным горизонтам и комплексам в девонских отложениях.

Внешние границы модели определялись с учетом динамики естественного потока в основном водоносном комплексе и крупных водотоках. Для выделения границ в том числе использована карта подземного стока Центральной и Восточной Европы в масштабе 1:1 500 000 [Коноплянцев и др., 1983]. Кроме того, учитывалась воронка депрессии, сформированная в результате работы Водоподъемной станции № 9 (ВПС-9) [Самарцев, 2012], водозабора, расположенного севернее моделируемой области в подобных гидродинамических условиях. При выделении границ были использованы два контура, которые совпадают с естественными границами потока подземных вод: на западе — реки Воронеж (Воронежское водохранилище) и Дон, на юго-востоке — р. Икорец (рис. 1). На остальных участках граница проведена по предполагаемым линиям тока в неоген-четвертичном водоносном пласте, она рассматривается как непроницаемая. Гидрографическая сеть, расположенная в пределах модели (реки Усманка, Хворостань, пруды и озера), рассматривается как внутренние границы.

Для калибровки модели предполагается использовать данные наблюдений за естественными

уровнями подземных вод и расходами меженной разгрузки. Уровни подземных вод были измерены в разные годы, действующая сеть мониторинга подземных вод в районе р. Хворостань отсутствует. Поэтому при калибровке модели режим потока принимается стационарным, и модель должна воспроизводить среднемноголетние уровни подземных вод. Оценка влияния гипотетического водозабора проводится при нестационарном режиме потока, учитывая рост воронки со временем.

В соответствии с описанной геофильтрационной схемой была разработана математическая модель с использованием программы Processing Modflow [Chiang, 2001]. Указанные размеры модели необходимы для оценки площади водосбора р. Хворостань. Оцененная на модели область, дренируемая р. Хворостань в плиоценовом водоносном комплексе, приведена на рис. 1. Как видно на этом рисунке, часть притоков р. Хворостань выходит за пределы дренируемой области. В верховьях эти притоки представляют собой временные водотоки, не дренирующие плиоценовый комплекс, что подтверждается полевыми работами.

Материалы и методы исследований. Под калибровкой модели мы понимаем целенаправленный поиск оптимального набора значений геофильтрационных параметров, при которых региональная модель воспроизводит естественные наблюдаемые уровни и расходы подземных вод до начала эксплуатации месторождения с удовлетворительной точностью.

Использован способ автоматической калибровки. Автоматическая калибровка проводится путем подбора калибруемых геофильтрационных параметров модели с целью получения некоторого набора их значений, при котором результаты моделирования наиболее приемлемы, т.е. наилучшим образом воспроизводят наблюдаемые напоры и (или) расходы подземных вод. В качестве формального критерия этой приемлемости используется так называемая целевая функция. Один из вариантов этой функции (целевая функция наименьших квадратов) приведен в работе [Hill, 2007] и для данной модели может быть модифицирован в виде:

$$S(\mathbf{b}) = \sum_{i=1}^{NH} \omega_i [h_i - h'_i(\mathbf{b})]^2 + \sum_{j=1}^{NF} \omega_j [f_j - f'_j(\mathbf{b})]^2, \quad (1)$$

где $S(\mathbf{b})$ — целевая функция; $\mathbf{b} = \{b_1, b_2, b_3, \dots, b_N\}$ — вектор неизвестных калибруемых параметров; NH — число замеров напоров, в данном случае 68; h_i — i -й замер напора; $h'_i(\mathbf{b})$ — соответствующая модельная величина напора; NF — число замеров расходов, в данном случае 6; f_j — j -й замер расхода реки; $f'_j(\mathbf{b})$ — соответствующая модельная величина расхода; ω — вес соответствующего слагаемого целевой функции.

Задача калибровки — нахождение того оптимального вектора значений параметров, при котором достигается минимум целевой функции (1). В работе для автоматической калибровки модели использовалась программа UCODE, осуществляющая многократное решение прямой задачи с помощью программы MODFLOW, вычисление целевой функции для каждого варианта и минимизацию ее путем целенаправленного изменения вектора параметров при очередном решении прямой задачи. Все вспомогательные файлы, необходимые для взаимодействия программ UCODE и MODFLOW, сформированы согласно руководству [Poeter et al., 2005].

Важная особенность процесса калибровки модели — совместное использование данных об уровнях подземных вод и расходах р. Хворостань для поиска оптимального набора параметров. Эти наблюдения входят в единую целевую функцию (1). Из опыта предыдущих исследований [Hill, 2007] известно, что использование наблюдений различных типов позволяет найти хорошо выраженный минимум целевой функции и получить более обоснованные значения калибруемых параметров.

Для калибровки параметров модели использовались два набора данных. Первый набор данных — разновременные замеры напоров подземных вод в разведочных наблюдательных скважинах. Все наблюдательные скважины вскрывают плиоценовый водоносный комплекс, который соответствует 2-му модельному слою. Расположение использованных наблюдательных скважин приведено на рис. 1. Для целей калибровки замеры полагали единовременными и отражающими среднесезонное стационарное распределение напоров и только один замер для каждой скважины.

Второй набор данных — результаты гидрометрии, проведенной по ряду створов на р. Хворостань летом 2014 г. сотрудниками кафедры гидрогеологии. Расходы, полученные при гидрометрии, приведены в табл. 2. Учитывая, что гидрометрические исследования на р. Хворостань проводились в летнюю межень, то для целей калибровки принято предположение, что увеличение расхода реки определяется разгрузкой подземных вод.

Таким образом, для автоматической калибровки есть два типа наблюдений — уровни и расходы разгрузки подземных вод. Веса в пределах каждой из этих двух групп приняты одинаковыми. При этом весовой коэффициент для уровней был принят равным 1 м^{-2} , а вес расходов разгрузки выбирался таким образом, чтобы вклад этих двух групп наблюдений в суммарную целевую функцию был примерно одинаков. Было опробовано несколько значений, итоговым принят вес, равный $2,5 \cdot 10^{-4} \text{ сут/м}^3$.

Для проверки необходимости учета выявленной неоднородности донных отложений р. Хво-

ростань рассмотрены две схемы. Первая схема учитывает выявленную неоднородность. Участки речной сети с различными параметрами заданы на основании результатов гидрометрических и геофизических исследований. На р. Хворостань выделяются три протяженных участка с разным сопротивлением донных отложений и участок выявленного фильтрационного окна (рис. 2).

Вторая схема предполагает, что неоднородность донных отложений р. Хворостань неизвестна, а известен только расход реки на замыкающем створе. Соответственно, сопротивление донных отложений для всех водотоков бассейна р. Хворостань предполагается одинаковым. Для модели в программе MODFLOW для описания сопротивления донных отложений используется так называемая величина дополнительной проводимости, обратная сопротивлению. Она вычисляется [Harbaugh et al., 2000] таким образом:

$$T^* = F \frac{k_0}{m_0}, \quad (2)$$

где F — площадь реки в пределах модельного блока; k_0 и m_0 — коэффициент фильтрации и мощность донных отложений соответственно. Для задания поверхностных вод в модели в программе MODFLOW предусмотрено несколько так называемых пакетов (package), описанных в руководстве [Harbaugh et al., 2000]. Большая часть рек и водоемов, включая Воронежское водохранилище, задана с помощью пакета River. Этот пакет позволяет учесть проводимость донных отложений, отметку уровня рек и уровня отрыва. Река Хворостань и ее притоки заданы с помощью пакета Stream. Этот пакет дополнительно позволяет учитывать расход воды в реках и связь уровня реки с ее расходом, что необходимо для правильного учета сокращения расхода и определения сухих участков русла. Полученные на модели участки рек без расхода соответствуют сухим участкам, выявленным во время полевых работ.

Таким образом, в первой модельной схеме калибровки подлежат 4 параметра проводимости донных отложений, во второй — только один. Кроме того, к важным параметрами относятся фильтрационные параметры моделируемых отложений и величина инфильтрационного питания. При этом проводимость основного водоносного горизонта была изучена рядом кустовых откачек, поэтому представляется возможным не калибровать этот параметр. Также ранее была отмечена корреляция между величиной осадков и расходом р. Хворостань на замыкающем створе (табл. 1). Это позволяет выбрать величину инфильтрационного питания в качестве калибруемого питания. Всего выделено 5 ландшафтных зон с разными величинами инфильтрационного питания. Для проверки правильности выбранных для калибровки

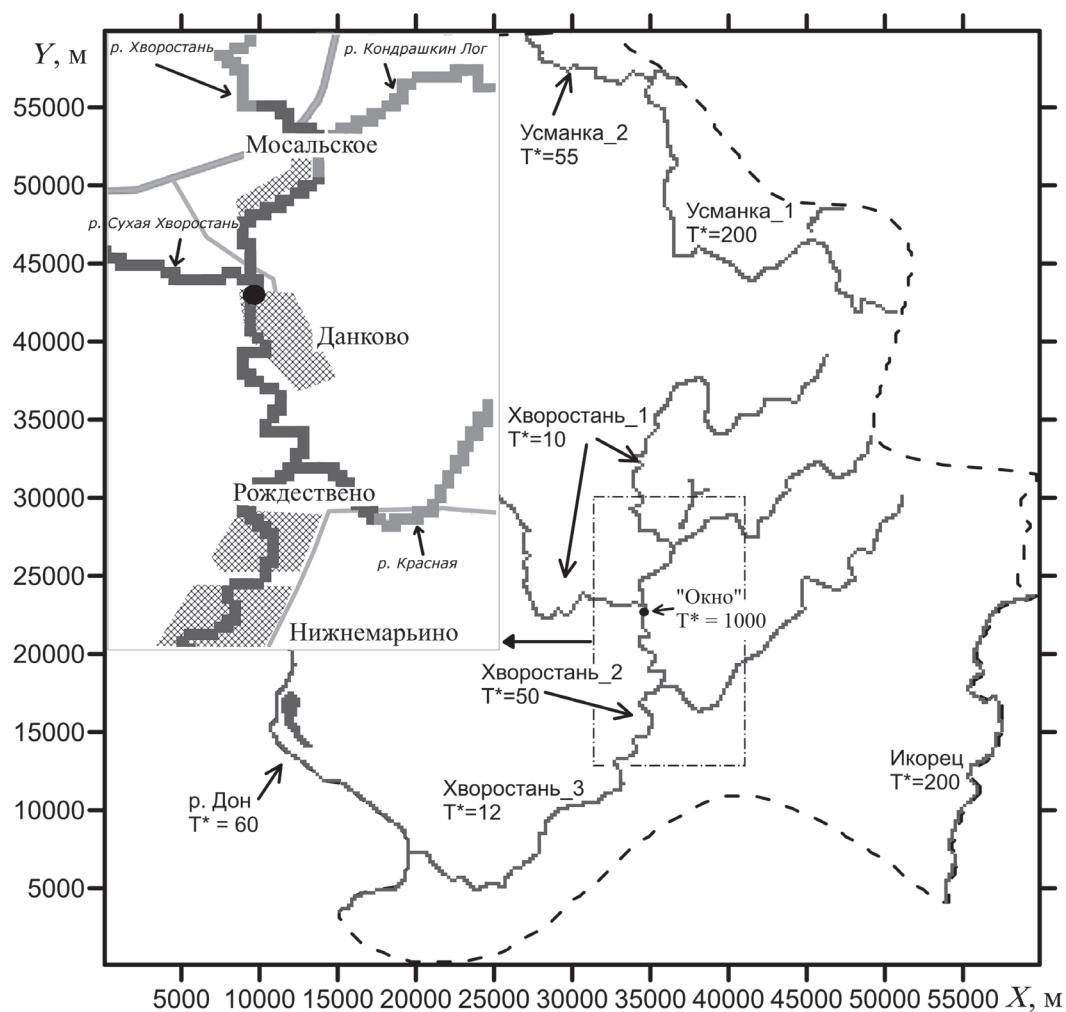


Рис. 2. Распределение проводимости донных отложений в моделируемых водотоках, $\text{м}^2/\text{сут.}$ По осям указаны модельные координаты, м

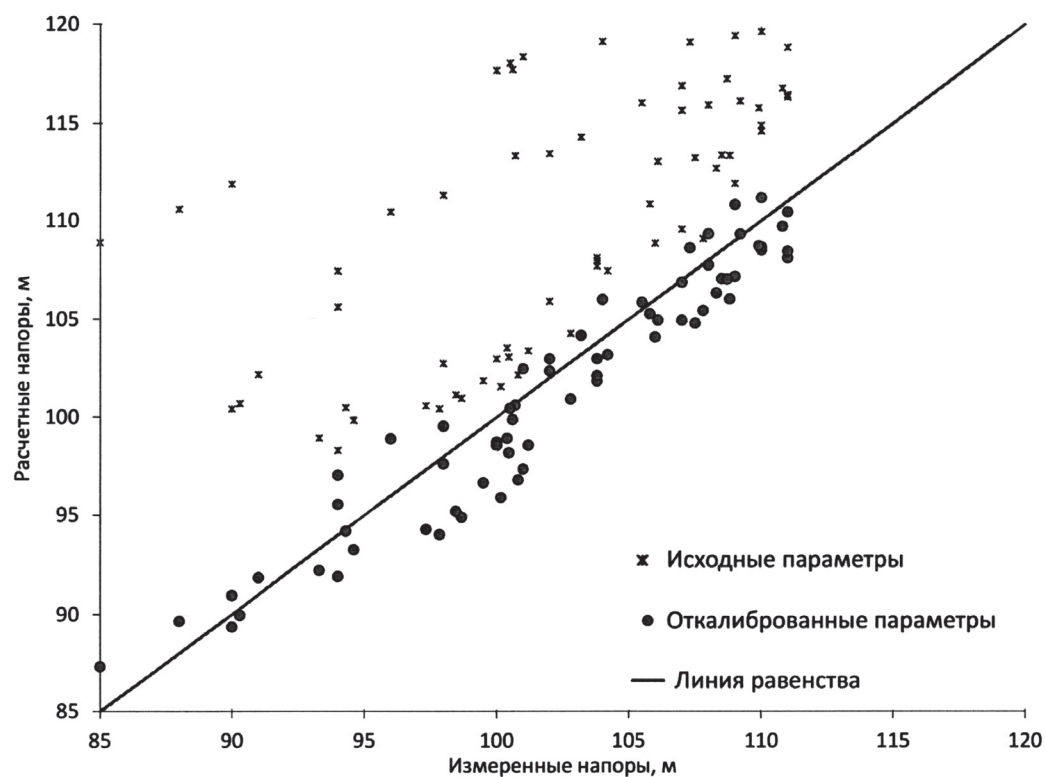


Рис. 3. Сопоставление модельных и замеренных уровней подземных вод

Таблица 3

Сравнение модельных и замеренных расходов р. Хворостань

Номер створа	Замеренный расход, м³/сут	Модельный расход, м³/сут, схема с неоднородностью	Модельный расход, м³/сут, схема без неоднородности
1	780	790	1170
2	5960	4080	3950
2а	10 370	9530	6910
2б	—	12 150	8880
3	27 820	28 250	19 980
4	33 780	33 460	30 330
5	40 950	39 330	40 980

параметров выполнен анализ чувствительности с помощью программы UCODE. Он подтвердил, что по формальным оценкам имеющиеся наблюдения имеют большую чувствительность к величинам проводимости донных отложений и инфильтрационного питания, чем к фильтрационным параметрам.

При калибровки модели по двум описанным схемам величины инфильтрационного питания получились весьма близкими. Величины дополнительной проводимости донных отложений, полученные при калибровке модели по первой схеме, представлены на рис. 2. Величина дополнительной проводимости, полученная для второй

схемы, составила 31 м²/сут. На рис. 3 приведено сопоставление модельных и измеренных уровней подземных вод для исходных значений параметров и откалиброванных для первой схемы. Средняя абсолютная невязка расчетных и измеренных уровней составила 1,63 м. Разница между расчетными уровнями для двух модельных схем показана на рис. 4.

Как видно, для большинства используемых наблюдательных скважин разница между двумя схемами составляет <0,2 м, поэтому можно считать, что учет или неучет неоднородности донных отложений не оказывает существенного влияния на величину расчетных уровней. Наибольшая разница наблюдается в непосредственной близости к руслу р. Хворостань, где практически нет наблюдательных скважин.

Как и ожидалось, расчетные расходы р. Хворостань по створам значительно различаются. Сравнение модельных и замеренных расходов приведено в табл. 3. Для схемы без учета неоднородности расход р. Хворостань на створе 3 существенно меньше, а приращение расхода в нижнем течении больше.

Результаты исследований и их обсуждение. Для двух описанных схем на модели выполнена оценка влияния гипотетического водозабора. Он задан на расстоянии 3 км на восток от фильтрационного окна. Его конструкция предполагается в виде линейного ряда из 10 скважин длиной 1800 м с общим дебитом 40 000 м³/сут. Для оценки влияния

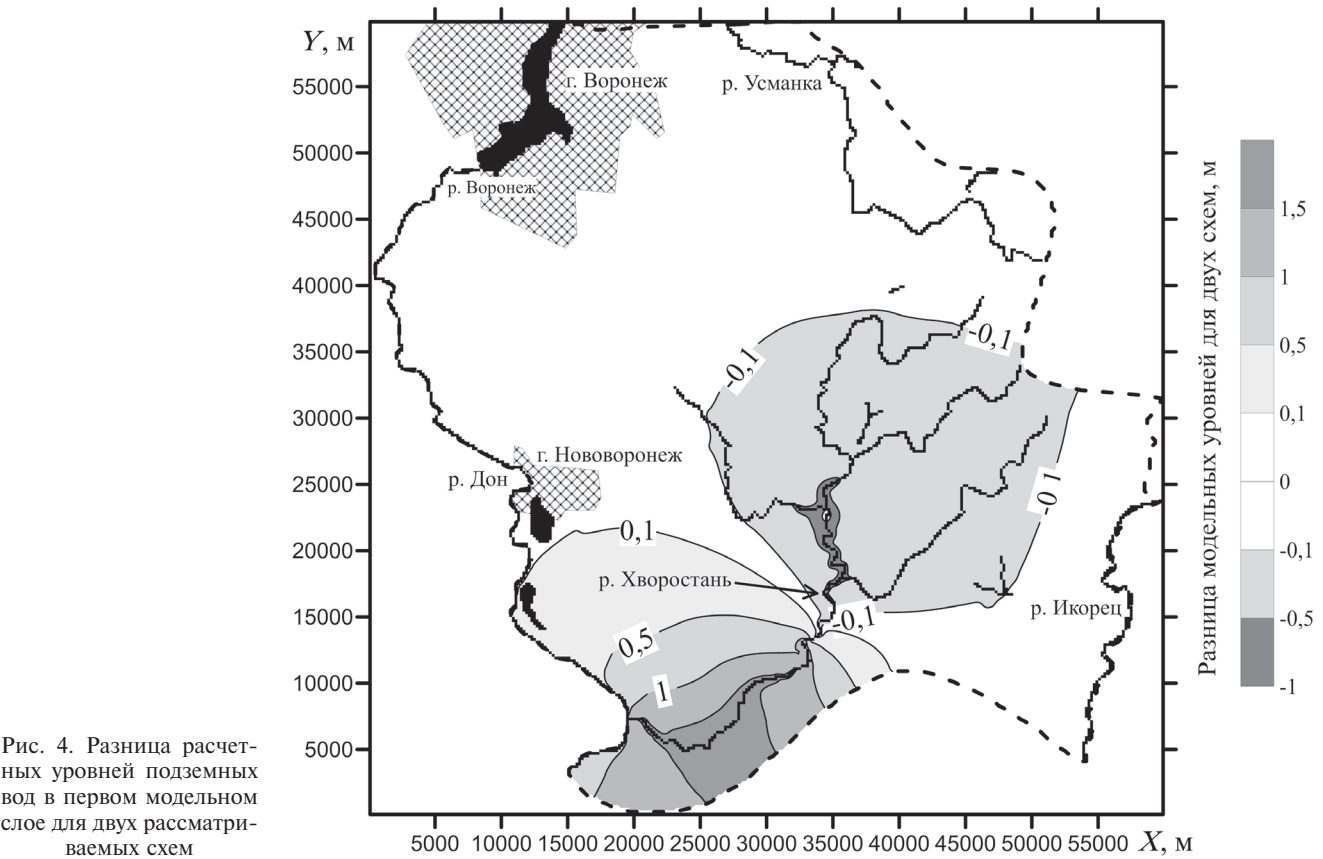


Рис. 4. Разница расчетных уровней подземных вод в первом модельном слое для двух рассматриваемых схем

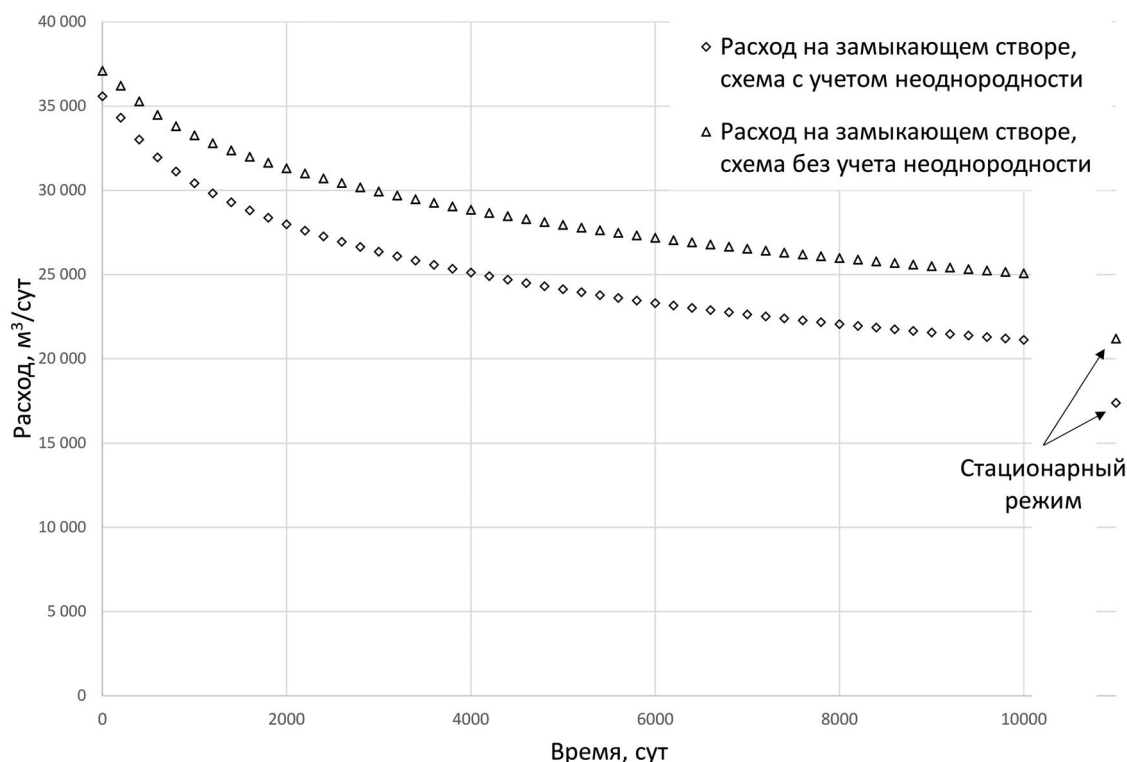


Рис. 5. Модельное изменение расхода на створе 5 от времени

этого водозабора он задан на откалиброванную модель, и прогнозный расчет сделан на 10 000 сут. Дополнительно рассчитана модель в стационарном режиме потока при действующем водозаборе. Как видно на графиках, приведенных на рис. 5, на конец прогнозного периода стационарный режим еще не устанавливается, и величина разгрузки в р. Хворостань продолжает снижаться.

Разница в расходе реки на конец прогнозного периода и в стационарном режиме довольно существенна. На конец прогнозного периода для схемы без неоднородности расход р. Хворостань на замыкающем створе составляет 25 000 м³/сут. Для схемы с учетом неоднородности расход равен 21 000 м³/сут. При этом уже через 5 лет после запуска водозабора р. Хворостань пересохнет выше створа 1. Расход на створе 26 сильно сократится, но река не пересохнет. Для схемы с неоднородностью расход реки на створе 26 снизится с 12 150 до 2100 м³/сут. Для схемы без неоднородности расход снижается с 8880 до 1330 м³/сут.

При использовании имеющихся наблюдательных скважин выбранная схема моделирования донных отложений слабо влияет на невязку модельных и замеренных уровней. Наличие наблюдательных скважин в непосредственной бли-

зости к руслу реки позволило бы точнее оценить значения модельных параметров при калибровке. Учет в модели неоднородности донных отложений приводит к большему сокращению расхода реки на замыкающем створе. Прогнозируемое сокращение расхода р. Хворостань на замыкающем створе составляет приблизительно 16 000 м³/сут без учета неоднородности и 20 000 м³/сут при учете неоднородности, что на 25% больше.

Заключение. Таким образом, исследования показали необходимость учитывать площадную неоднородность донных отложений для оценки разгрузки подземных вод в бассейнах малых рек и формирования меженного стока этих рек в естественных и нарушенных водоотбором подземных вод условиях. Можно заключить, что при необходимости оценки влияния водохозяйственных мероприятий и многолетней климатической изменчивости на меженный сток малых рек в их бассейнах целесообразно проводить исследования динамики разгрузки вдоль всего русла рассматриваемой реки, не ограничиваясь измерением расхода на замыкающем створе. Это позволит обосновывать детальные модели взаимосвязи и выполнять более достоверные и обоснованные прогнозы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ван Пин, Шестаков В.М. Интерпретация опытных откачек в потоке грунтовых вод у реки с использованием методов численного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 4. С. 70–73.
- Всеволожский В.А., Гриневский С.О. Оценка естественных ресурсов подземных вод с использованием

балансово-гидродинамических моделей // Водные ресурсы. 2006. Т. 33, № 4. С. 410–416.

Гриневский С.О., Штенгелов Р.С. О прогнозировании влияния водозаборов подземных вод на сток малых рек // Водные ресурсы. 1988. № 4. С. 24–32.

Зинюков Ю.М., Панарин П.А., Сергатских А.А., Устименко Ю.А. Естественные ресурсы подземных вод западной части Воронежской области // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. 2014. № 1. С. 122–129.

Квон Д.А., Муромец Н.Н., Большаков Д.К. и др. Гидрогеофизические исследования в окрестностях реки Хворостань (Воронежская область) // Инженерные изыскания. 2016. № 13. С. 38–43.

Коноплянцев, А.А., Всеволожский В.А., Зекцер И.С. и др. Карта подземного стока Центральной и Восточной Европы. Масштаб 1:1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.

Самарцев В.Н. Влияние вертикальной геофильтрационной неоднородности на результаты моделирования миграции загрязнения в латеральном потоке подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 6. С. 74–77.

Самарцев В.Н., Поздняков С.П. Опыт калибровки геофильтрационной модели берегового водозабора путем совместного использования данных опытно-фильтрационных работ и результатов мониторинга в период эксплуатации // Инженерная геология. 2017. № 3. С. 36–43.

Холмовой Г.В. О влиянии на строение аллювия различных стадий перигляциального режима // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1988. № 57. С. 90–100.

Холмовой Г.В., Лаврушин Ю.А., Шпуль В.Г. Эрозия и аллювиальный процесс в новейшей геологической истории на примере бассейна Дона // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. 2007. № 2. С. 37–49.

Bakker M., Anderson E.I. Steady flow to a well near a stream with a leaky bed // Groundwater. 2003. Vol. 41, N 6. P. 833–840.

Chiang W.H. 3D-groundwater modeling with PMWIN. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag, 2001.

Filimonova E.A., Shtengelov R.S. The dependence of stream depletion by seasonal pumping on various hydraulic characteristics and engineering factors // Hydrogeol. J. 2013. Vol. 21, N 8. P. 1821–1832.

Harbaugh A.W., Banta E.R., Hill M.C. MODFLOW-2000, The U.S. Geol. Surv. modular ground-water model — user guide to modularization concepts and the ground-water flow process // Open-file Rep. U. S. Geol. Surv. 2000. N 92. 134 p.

Hill M.C. Effective groundwater model calibration : With analysis of data, sensitivities, predictions, and uncertainty. Hoboken: John Wiley and Sons, 2007. 455 p.

Poeter E.P., Hill M.C., Banta E.R. et al. UCODE_2005 and six other computer codes for universal sensitivity analysis, calibration, and uncertainty evaluation // U.S. Geol. Surv. Techniques and Methods 6-A11, 2005.

Поступила в редакцию
01.12.2017

УДК 550.837.2:621.396.6

М.С. Судакова¹, М.Л. Владов², М.Р. Садуртдинов³

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ НА КОЭФФИЦИЕНТ ОТРАЖЕНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ВОЛНЫ

В георадиолокации исследуемая среда считается идеальным диэлектриком, что не всегда соответствует действительности. Авторами получена аналитическая зависимость коэффициента отражения электромагнитных волн с учетом электропроводности, подтвержденная физическим моделированием, которая показала существенное влияние разницы в электропроводности на коэффициент отражения и амплитуду сигнала. Это необходимо учитывать при решении прямой и обратной задач, планировании методики и пр. Георадиолокация может быть использована для решения задачи картирования галоклина или загрязнения в воде и определения загрязненности.

Ключевые слова: галоклин, георадар, физическое моделирование, динамические характеристики, модель Стогрин.

Within the ground penetrating radar bandwidth the medium is considered to be an ideal dielectric, which is not always true. Electromagnetic waves reflection coefficient conductivity dependence showed a significant role of the difference in conductivity in reflection strength. It was confirmed by physical modeling. Conductivity of geological media should be taken into account when solving direct and inverse problems, survey design planning, etc. Ground penetrating radar can be used to solve the problem of mapping of halocline or determine water contamination.

Key words: halocline, GPR, physical modeling, dynamic characteristics, Stogryn model.

Введение. В георадиолокации среда, в которой распространяется сигнал, считается диэлектриком с электропроводностью, равной нулю. Таким свойством обладают, например, твердые кристаллические вещества, такие, как алмаз, слюда, поваренная соль. При условии наличия свободных зарядов внешнее электромагнитное поле будет возбуждать электрический ток, который в свою очередь выражается в затухании и потере энергии, что не свойственно диэлектрикам по определению; т.е. если в веществе содержатся свободные заряды, то такое вещество, строго говоря, не может считаться диэлектриком [Парселл, 1971].

В действительности все природные материалы содержат свободные заряды (электроны и (или) ионы электропроводности). Такие вещества принято называть неидеальными диэлектриками или диэлектриками с потерями, при этом второе определение указывает на наличие затухания, нехарактерное для идеальных диэлектриков. Неидеальные диэлектрики слабо проводят электрический ток и характеризуются удельными значениями электропроводности $< 1 \text{ См/м}$.

В итоге только некоторые геологические среды удовлетворяют условию отсутствия электропроводности. Это, например, идеально чистый лед, сухой песок и крепкие нерудные скальные породы. Присутствие глинистой составляющей в грунте или воды в порах обуславливает наличие

электропроводности, которая будет влиять на распространение сигнала в среде, его кинематические и динамические характеристики [Ground., 2009].

Полезный сигнал в георадиолокации — волны, отраженные от границ раздела сред с разными электромагнитными свойствами. При этом поскольку исследуемые среды определяются как диэлектрики, считается, что для наличия отражения необходим контраст только значений диэлектрической проницаемости, а разница в электропроводности не рассматривается [Владов, Судакова, 2017; Старовойтов, 2008; Annan, 2001; Ground., 2009].

Как только возникает необходимость расширять задачу обнаружения, с которой георадиолокация более или менее успешно справляется, и ставить задачу изучения свойств, обойтись одними корреляционными связями не представляется возможным, и без анализа динамических характеристик георадиолокационных записей не обойтись. Электропроводность в средах по обе стороны границы раздела не может быть исключена из решения прямой динамической задачи георадиолокации [Владов, Пятилова, 2015]. Учет электропроводности важен в случае оценки глинистости и влажности грунтов, минерализации подземных вод при решении задач инженерной геологии и гидрогеологии с помощью георадиолокации. Один из самых простых и иллюстративных

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, науч. с., канд. физ.-мат. н., ИКЗ СО РАН; e-mail: m.s.sudakova@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, зав. каф., проф., докт. физ.-мат. н.; e-mail: vladov@geol.msu.ru

³ ИКЗ СО РАН, директор, канд. тех. н.; e-mail: sadurtdina_mr@mail.ru

ярких примеров — случай галоклина, где в рамках оценки только действительных частей значений диэлектрической проницаемости по обе стороны отражающей границы вообще не должно быть отражения, однако оно присутствует на георадарных данных [Крылов и др., 2008].

Статья посвящена определению влияния электропроводности на коэффициент отражения с точки зрения классической теории распространения электромагнитного поля и описанию результатов физического моделирования случая галоклина. Пример галоклина — частный случай несмешивающихся жидкостей с разными электрическими свойствами. Наличие отражения в воде в естественных и искусственных водоемах свидетельствует о присутствии слоя с отличающимися электрическими свойствами, в том числе содержащего загрязняющие примеси. Цель физического моделирования — подтвердить правильность расчетов и их пригодность для использования при решении прямой и обратной задач георадиолокации. Полученная в работе аналитическая зависимость коэффициента отражения от электропроводности позволит напрямую вычислять соленость галоклина по значению коэффициента отражения.

Граница двух неидеальных диэлектриков, обладающих электропроводностью. Рассмотрим нормальное падение электромагнитной волны на границу раздела двух изотропных полупространств. Воспользуемся лучевым приближением, принятым в георадиолокации: длина волны много меньше расстояния до границы. Энергетический вклад постоянного и индукционного токов мал по сравнению с энергетическим вкладом волновой части поля, поэтому они не учитываются.

Волна в комплексной форме будет иметь следующее выражение:

$$\mathbf{E} = E \cdot e^{-i\varphi} = E_{\text{отр}} \cdot e^{-i\varphi_{\text{отр}}} + E_{\text{прош}} \cdot e^{-i\varphi_{\text{прош}}}, \quad (1)$$

где E , $E_{\text{отр}}$, $E_{\text{прош}}$, φ , $\varphi_{\text{отр}}$, $\varphi_{\text{прош}}$ — амплитуды и фазы падающей, отраженной и прошедшей волн соответственно.

По определению коэффициента отражения ($K_{\text{отр}}$) запишем уравнение

$$E_{\text{отр}} \cdot e^{-i\varphi_{\text{отр}}} = K_{\text{отр}} \cdot E \cdot e^{-i\varphi_{\text{прош}}}. \quad (2)$$

Если полупространства по обе стороны границы обладают электропроводностью и диэлектрической проницаемостью, то коэффициент отражения становится комплексным числом и будет, соответственно, равен

$$K_{\text{отр}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1 + i \frac{\sigma_1}{\omega}} - \sqrt{\varepsilon_2 + i \frac{\sigma_2}{\omega}}}{\sqrt{\varepsilon_1 + i \frac{\sigma_1}{\omega}} + \sqrt{\varepsilon_2 + i \frac{\sigma_2}{\omega}}}, \quad (3)$$

где ε_i , σ_i — диэлектрическая проницаемость и электропроводность соответствующего полупро-

странства; ω — круговая частота. Формула (3) соответствует случаю без поляризационных потерь.

Таким образом, $K_{\text{отр}}$ также можно представить в виде

$$K_{\text{отр}} = |K_{\text{отр}}| \cdot e^{-i\varphi_k}. \quad (4)$$

Тогда $|K_{\text{отр}}| = E_{\text{отр}}/E$ — изменение амплитуды отраженной волны.

Выразим $|K_{\text{отр}}|$ через электрофизические свойства верхней и нижней сред. По формуле Муавра вычисление корня из комплексного числа

$$\sqrt{\varepsilon_1 + i \frac{\sigma_1}{\omega}} = \sqrt{\varepsilon_1^2 + \left(\frac{\sigma_1}{\omega}\right)^2} \cdot e^{i \frac{1}{2} \arctg \frac{\sigma_1}{\varepsilon_1 \omega}} \quad (5)$$

аналогично и для второй среды.

Введем новые обозначения

$$\sqrt{\varepsilon_1 + i \frac{\sigma_1}{\omega}} = r_1 \cdot e^{-i\alpha_1}, \quad (6)$$

где

$$r_1 = \sqrt{\varepsilon_1^2 + \left(\frac{\sigma_1}{\omega}\right)^2}, \quad (7)$$

$$\alpha_1 = \frac{1}{2} \arctg \frac{\sigma_1}{\varepsilon_1 \omega}. \quad (8)$$

Тогда для нижней среды

$$r_2 = \sqrt{\varepsilon_2^2 + \left(\frac{\sigma_2}{\omega}\right)^2}, \quad (10)$$

$$\alpha_2 = \frac{1}{2} \arctg \frac{\sigma_2}{\varepsilon_2 \omega}. \quad (11)$$

Отсюда

$$|K_{\text{отр}}| = \frac{\sqrt{(r_1 \cos \alpha_1 - r_2 \cos \alpha_2)^2 + (r_1 \sin \alpha_1 - r_2 \sin \alpha_2)^2}}{\sqrt{(r_1 \cos \alpha_1 + r_2 \cos \alpha_2)^2 + (r_1 \sin \alpha_1 + r_2 \sin \alpha_2)^2}}. \quad (12)$$

Граница идеальный диэлектрик—диэлектрик с электропроводностью. В этом случае электропроводность в верхней среде настолько мала, что может быть принятой равной нулю. Такой случай интересно рассмотреть, так как если в верхней среде электропроводность будет значительно отличаться от нуля, то потери на прохождение будут влиять на амплитуду отраженного сигнала на порядок больше, чем коэффициент отражения. К тому же, большая электропроводность в верхнем слое означает большое затухание сигнала, что ставит под вопрос саму возможность получения отражения.

В этом случае

$$|K_{\text{отр}}| = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2 + i \frac{\sigma_2}{\omega}}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2 + i \frac{\sigma_2}{\omega}}}, \quad (13)$$

$$|K_{\text{отр}}| = \frac{\sqrt{(r_1 - r_2 \cos \alpha_2)^2 + (r_2 \sin \alpha_2)^2}}{\sqrt{(r_1 + r_2 \cos \alpha_2)^2 + (r_2 \sin \alpha_2)^2}} = \frac{\sqrt{r_1^2 - 2r_1 r_2 \cos \alpha_2 + r_2^2}}{\sqrt{r_1^2 + 2r_1 r_2 \cos \alpha_2 + r_2^2}}. \quad (14)$$

На рис. 1 приведены графики зависимости коэффициента отражения, рассчитанного по формуле (14), от разных границ и частот без учета зависимости электропроводности от частоты. Электропроводность в нижнем слое значительно влияет на отражение: уже при значении от 0,01 См/м (удельное сопротивление 100 Ом·м) для частот <100 МГц ошибки в расчете коэффициента отражения будут больше допустимых 10%.

Крайними случаями здесь являются границы воздух—вода и вода пресная—раствор электролита. В первом случае различия в значениях диэлектрической проницаемости настолько велики, что разница в электропроводности практически не влияет на амплитуду отраженного сигнала. Во втором случае (значения диэлектрической проницаемости равны) амплитуда отраженного сигнала меняется на порядок, см. (13).

Все примеры отражения от границ в геологических и техногенных разрезах находятся между вышеуказанными случаями. Приведенные на рис. 1 графики позволяют оценить отражательную способность границы для наиболее типичных разрезов в георадарном диапазоне частот. При близких значениях диэлектрической проницаемости именно от значения электропроводности в нижнем слое будут зависеть отражение сигнала и его амплитуда. Это такие случаи, как, например, отражения внутри толщи многолетнемерзлых пород или полностью водонасыщенного разреза. Но и для случая границы, контрастной по диэлектрической проницаемости (уровень грунтовых вод), электропроводность от 0,01 См/м и выше увеличивает значения коэффициента отражения ($K_{\text{отр}}$) на десятки процентов, а при больших значениях — в разы.

Принято считать, что уменьшение частоты однозначно ведет к увеличению глубинности по закону, близкому к линейному. Однако приведенные расчеты показывают, что это спорно. Например, значение коэффициента отражения от границы полного водонасыщения в песках при изменении частоты от 500 до 50 МГц при электропроводности 1 См/м увеличивается в 2 раза, достигая ~0,9, что соответствует практически полному внутреннему отражению. В таком случае ниже отражения от уровня грунтовых вод (УГВ) на георадарных данных вообще может не быть отражений, и уменьшение частоты (т.е. выбор другой антенны) не даст ожидаемого увеличения глубины проникновения сигнала.

Моделирование случая галоклина. Модель Стогрин [Stogrin, 1971]. Анализ полевых записей георадиолокации показал наличие высокоамплитудных осей синфазности отраженных волн в средах, однородных с точки зрения используемой теории. Например, нередко появления отражений в воде, вид которых характерен для границ со скачкообразным изменением свойств. Такими свойствами обладают границы термоклина и галоклина.

Рассмотрим зависимость электрических свойств воды от ее солености. Воспользуемся эмпирической моделью морской воды Стогрин [Stogrin, 1971]. В основе этой модели лежит дебаевская модель диэлектрической поляризации воды [Дебай, 1987]. Адекватность модели Стогрин подтверждена на примере многих измерений диэлектрических свойств воды на мега- и гигагерцовых частотах [Stogryn et al., 1995; Meissner et al., 2004; Somaraju, Trumpf, 2006; Gadani et al., 2012; Садовский, 2013]. Эта модель, кроме солености, учитывает зависимость электрических свойств от температуры воды и частоты распространяющегося сигнала. Здесь в расчетах использовалась модификация модели Стогрин для случая раствора поваренной соли (NaCl), соответствующая случаю описанного ниже физического моделирования.

Общая запись выражения комплексной диэлектрической проницаемости соленой воды по Дебаю следующая:

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + i2\pi f\tau} - i \frac{\sigma}{2\pi\varepsilon_0 f}, \quad (15)$$

$$\varepsilon' = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + (2\pi f\tau)^2}, \quad (16)$$

$$\varepsilon'' = \varepsilon_\infty + \frac{2\pi f\tau(\varepsilon_s - \varepsilon_\infty)}{1 + (2\pi f\tau)^2} + \frac{\sigma}{2\pi\varepsilon_0 f}, \quad (17)$$

где $\varepsilon_0 = (8,854 \cdot 10)^{-12}$ Ф/м — диэлектрическая проницаемость вакуума; f — частота электромагнитного излучения (Гц); τ — время релаксации молекулы воды; σ — электропроводность; ε_∞ — оптическая диэлектрическая проницаемость; ε_s — статическая диэлектрическая проницаемость. Зависимость параметров ε_s , ε_∞ , τ , σ от температуры и солености воды описывается следующими полуэмпирическими функциями:

— статическая диэлектрическая проницаемость:

$$\varepsilon_s(T, N) = \varepsilon_s(T, 0) a(N), \quad (18)$$

где $\varepsilon_s(T, 0)$ — значение соответствующего параметра для пресной воды, определяемого в соответствии с выражением

$$\varepsilon_s(T, 0) = 87,74 - 0,4008T + 9,398 \cdot 10^{-4}T^2 + 1,410 \cdot 10^{-6}T^3, \quad (19)$$

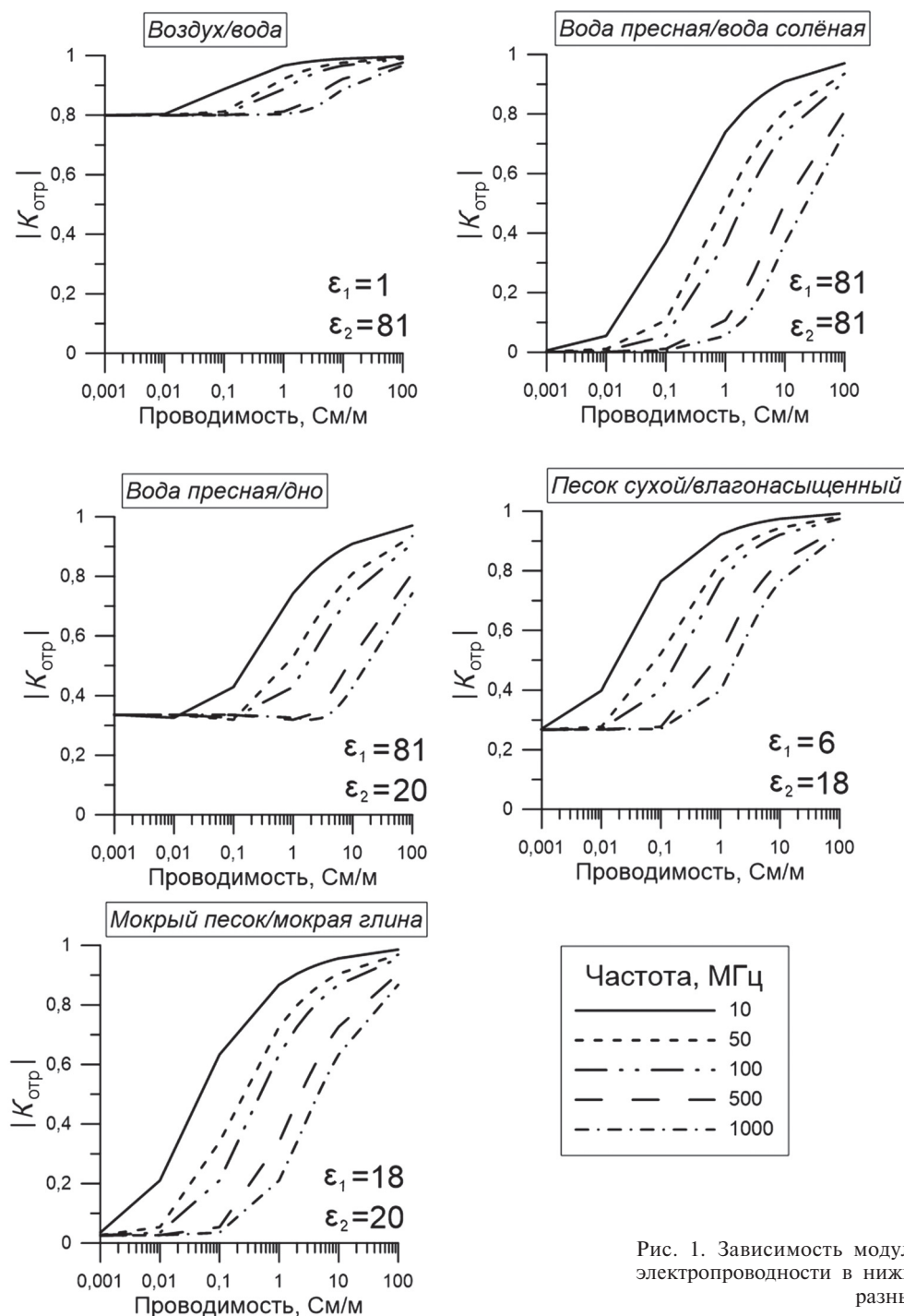


Рис. 1. Зависимость модуля коэффициента отражения от электропроводности в нижней среде для разных границ на разных частотах

где T — температура ($^{\circ}\text{C}$); $a(N)$ — вспомогательный параметр, равный

$$a(N) = 1,000 - 0,2551N + 5,151 \cdot 10^{-2}N^2 + 6,889 \cdot 10^{-3}N^3, \quad (20)$$

где N — нормальность раствора NaCl (г-экв/л), связанная с соленостью (S , ‰) соотношением

$$N = S(1,707 \cdot 10^{-2} + 1,205 \cdot 10^{-5}S + 4,058 \cdot S^2). \quad (21)$$

Выражение для определения времени релаксации τ имеет вид

$$2\pi\tau(T, N) = 2\pi\tau(T, 0) b(N), \quad (22)$$

где $\tau(T, 0)$ — значение времени релаксации для пресной воды, определяемое в соответствии с выражением

$$2\pi\tau(T, 0) = 1,1109 \cdot 10^{-10} - 3,824 \cdot 10^{-12}T + 6,938 \cdot 10^{-14}T^2 - 5,096 \cdot 10^{-16}T^3, \quad (23)$$

где $b(T, N)$ — вспомогательный параметр, равный

$$b(T, N) = 0,1463 \cdot 10^{-2}NT + 1,000 - \\ - 0,04896N + 0,02967N^2 + 5,644 \cdot 10^{-3}N^3. \quad (24)$$

Электропроводность раствора NaCl рассчитывается в соответствии с выражением

$$\sigma(T, N) = \sigma(25, N) \cdot \{1,0 - \\ - 1,962 \cdot 10^{-2}\Delta + 8,08 \cdot 10^{-5}\Delta^2 - \Delta[3,020 \cdot 10^{-5} + \\ + 3,922 \cdot 10^{-5}\Delta + N(1,721 \cdot 10^{-5} - \\ - 6,584 \cdot 10^{-6}\Delta)]\}, \quad (25)$$

где

$$\sigma(25, N) = N(10,394 - 2,3776 + 0,68258N^2 - \\ - 0,13538N^3 + 1,0086 \cdot 10^{-2}N^4), \quad (26)$$

$$\Delta = 25 - T. \quad (27).$$

Оптическая диэлектрическая проницаемость ϵ_∞ постоянна и равна 4,9.

Подставляя значения ϵ' , ϵ'' и σ , рассчитанные в соответствии с формулами (19–26) с учетом частоты сигнала и температуры воды, в формулу для коэффициента отражения (14), можно получить зависимость коэффициента отражения от солёности для решения прямой задачи. И, наоборот, зная коэффициент отражения, частоту сигнала и температуру воды, можно рассчитать значение солёности нижнего слоя воды и решить обратную задачу.

Материалы и методы исследования. Для физического моделирования использовали пластиковый контейнер емкостью 15 л, заполненный дистиллированной водой. Объем воды был разделен на 2 несмешивающихся слоя полиэтиленовой пленкой. В нижний слой (8 л, глубина 15 см) дискретно добавляли соль так, чтобы концентрация соли менялась на 5 г/л для каждого измерения. Соль взвешивали на электронных весах, погрешность взвешивания 0,1 г. Всего сделано 12 измерений от полностью пресной воды в нижнем слое до воды с солёностью 55 г/л. В верхнем слое (7 л, глубина 10–11 см) вода оставалась пресной. Измерения проводили при комнатной температуре (20 °C).

Методика физического моделирования подробно описана в работе [Судакова, 2009]. Для измерений использовали стандартный полевой георадар «Зонд-12е» с антенной 2000 МГц с совмещенными источником и приемником. Измерения велись на отраженных волнах. Антенна находилась на поверхности воды.

Результаты исследований и их обсуждение. Фрагменты полученных радарограмм без обработки представлены на рис. 2,А. Все записи характеризуются высоким уровнем шумов и помех (в частности, боковых отражений от стенок модели). В первых вступлениях (0–2 нс) приходит сигнал прямого прохождения, одинаковый для всех трасс. В случае заполнения всего объема кон-

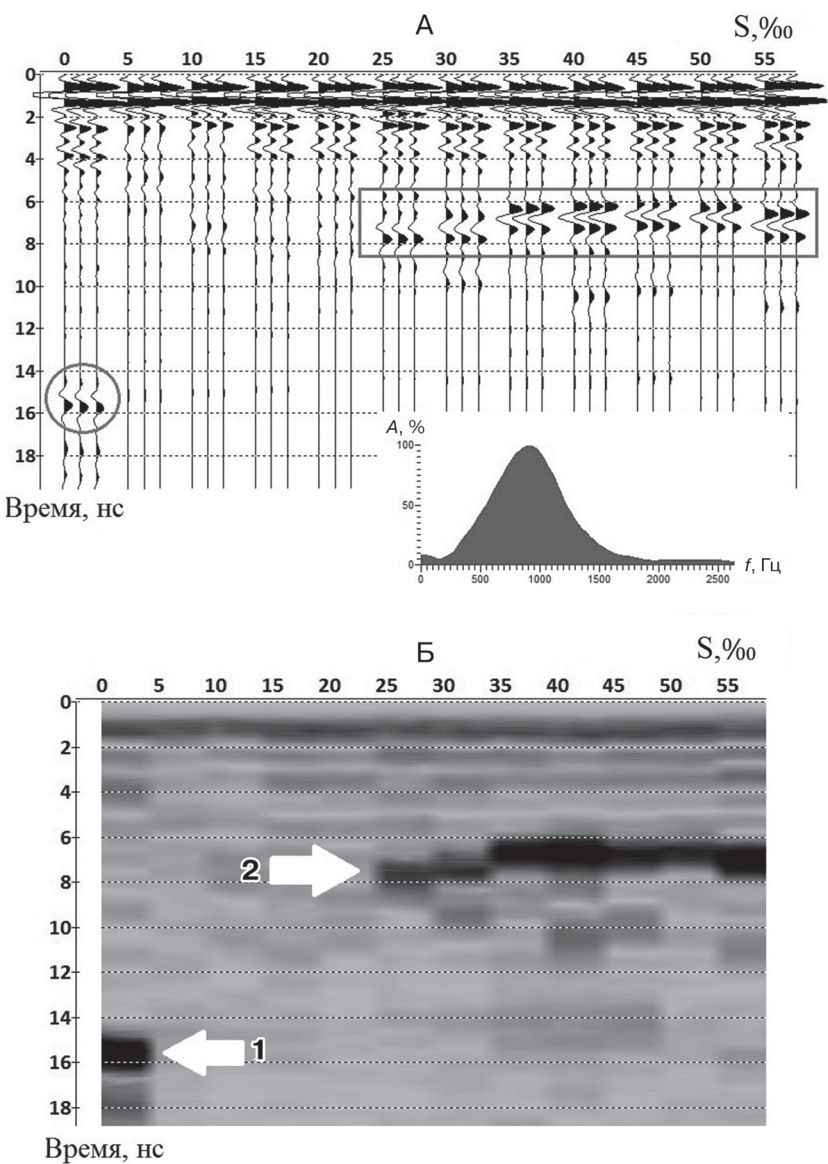
тейнера пресной водой отчетливо выделяется отражение от дна (овальная рамка на рис. 2,А). Его нельзя проследить на фоне шумов на остальных записях с солёностью второго слоя ≥ 5 г/л вследствие наличия малоамплитудного отражения от границы пресной и соленой воды и высокого поглощения в нижнем слое, связанного с потерями энергии на электропроводность. На записях, соответствующих солёности нижнего слоя 5–20 г/л, на фоне шумов и помех нельзя уверенно проследить отражение от границы слоев воды. Однако при солёности ≥ 25 г/л на георадарограммах уверенно выделяется высокоамплитудное отражение на времени около 6 нс, соответствующее границе между слоями пресной и соленой воды (показано рамкой). Спектр отражения от границы пресная вода/соленая вода показан на рис. 2,А в нижнем правом углу, центральная частота сигнала равна 900 МГц с точностью до 10 МГц. Наблюдается тенденция к увеличению амплитуды сигнала с ростом солёности, более отчетливо видная после амплитудной коррекции за сферическое расхождение и преобразования Гильберта (огibaющая) (рис. 2,Б). Приведенное на рис. 2,Б представление георадарных данных популярно в георадиолокации для анализа энергетической составляющей сигнала.

Рисунок 3 иллюстрирует изменение отражательной способности границы в зависимости от солёности. Треугольными значками отмечены максимальные значения огibaющей сигнала, отраженного от границы пресная вода–соленая вода ($|A_{отр}|$), нормированные на максимальные значения огibaющей сигнала прямого прохождения ($|A_{прп}|$). Каждому значению солёности соответствует выборка из 10 значений $|A_{отр}|/|A_{прп}|$ из центральной части соответствующей измеренной радарограммы. Строго говоря, значение $|A_{отр}|/|A_{прп}|$ не представляет собой коэффициент отражения, так как сигнал прямого прохождения формируется и записывается в неволновой зоне и не является прямой волной, несмотря на это отношение $|A_{отр}|/|A_{прп}|$ также характеризует отражательную способность границы.

Черной линией на рис. 3 показан график изменения $|K_{отр}|$ от солёности для частоты 900 МГц и температуры 20 °C, рассчитанного по модели Стогринна. Максимальное относительное отклонение измеренных значений $|A_{отр}|/|A_{прп}|$ от рассчитанного $|K_{отр}|$ составляет 45%, среднее относительное отклонение — 20%. С учетом высокого уровня помех на данных георадиолокации физическое моделирование полностью подтверждает вышеприведенные расчеты.

Заключение. Авторами получена аналитическая зависимость коэффициента отражения электромагнитных волн от границы двух сред не только от диэлектрических проницаемостей, но и от электропроводностей. Выполненные авторами

Рис. 2. Полученные на модели георадарограммы: А — до обработки. Ансамбли по 3 трассы соответствуют разным значениям солёности во втором слое, овальная рамка — отражение от дна модели, прямоугольная рамка — отражения от границы пресная вода/солёная вода, в нижнем правом углу — спектр отражений в окне (прямоугольная рамка); Б — после обработки (амплитудная коррекция за сферическое расхождение, преобразование Гильберта — огибающая); 1 — отражение от дна модели; 2 — отражение от границы пресная вода/солёная вода



расчеты показали существенное влияние разницы в значении электропроводности на коэффициент отражения и амплитуду сигнала.

Неучет контраста значений электропроводности может привести к ошибкам при решении прямой задачи, неправильному планированию методики, а также к ошибкам при решении обратной задачи при расчете диэлектрической проницаемости или ее градиента по значению коэффициента отражения. Объяснение изменения амплитуды отражения только разницей в значениях диэлектрической проницаемости может привести к неправильной качественной интерпретации или большим погрешностям при расчетах свойств разреза, таких, как влажность, глинистость и пр., а в некоторых случаях и к ошибкам в определении скорости и глубины.

Включение электропроводности в физико-геологическую модель разреза должно привести к пересмотру возможностей георадиолокации и

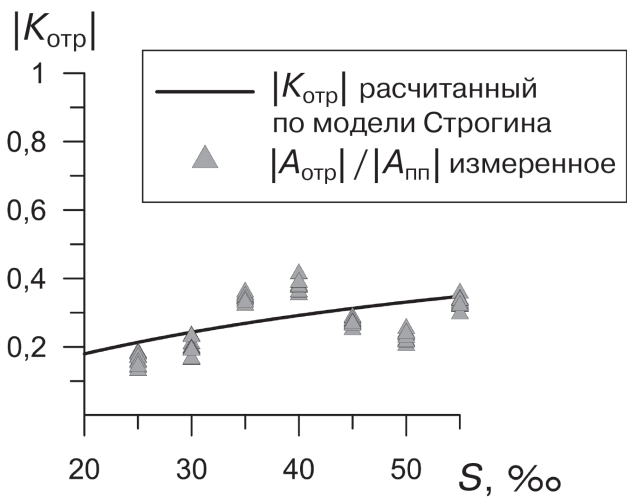


Рис. 3. Сравнение рассчитанных по модели Стогина $|K_{отр}|$ для случая частоты 900 МГц и температуры 20 °С и измеренных значений $|A_{отр}| / |A_{пл}|$

более успешному ее применению при решении задач инженерной, экологической, мерзлотно-гляциологической геологии и др.

Влияние разницы значений электропроводности особенно актуально для сред с близкой диэлектрической проницаемостью. В подобных случаях наличие отражения от границ различных сред можно объяснить только разностью в значениях электропроводности (а не скорости), что экспериментально доказано на примере галоклина.

Возможность выделения галоклина с помощью георадиолокации имеет широкое практическое применение, в частности, в гидрогеологии при расчете стока рек и картирования их течения в

море. Экспериментальные исследования показали возможность применения георадиолокации не только для выделения, но и определения солёности галоклина по модели Стогрин.

Георадиолокация может быть использована для решения экологической задачи картирования загрязнений воды и определения ее загрязненности на качественном или количественном уровне для расчета ущерба и проектирования мер последующей очистки.

Благодарности. Авторы благодарят заведующего отделением геофизики профессора В.К. Хмелевского за ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Владов М.Л., Пятилова А.М. Оценка поглощающих свойств среды при георадиолокационных исследованиях в лабораторных условиях // Геофизика. 2015. № 6. С. 55–61.

Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация: от физических основ до перспективных направлений. М.: GEOS, 2017. 240 с.

Дебай П. Избранные труды. Статьи 1909–1965 / Под ред. И.Е. Дзялошинского; сост. и пер. В.Л. Гуревич. Л.: Наука, 1987.

Крылов С.С., Бобров Н.Ю., Киселев Е.Ю. Георадиолокационные исследования галоклина // Тез. конф. «4th EAGE International Scientific and Practical Conference and Exhibition on Engineering and Mining Geophysics», Геленджик, 25 апреля 2008 г. Электронный ресурс.

Парселл Э. Берклевский курс физики. Т. 2. Электричество и магнетизм. М.: Наука, 1971. 444 с.

Садовский И.Н. Анализ моделей диэлектрической проницаемости водной среды, используемых в задачах дистанционного зондирования акваторий. М.: ФГБУН ИКИ РАН, 2013. 60 с.

Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. 192 с.

Судакова М.С. Разработка и применение методики диэлектрических измерений с использованием полевого георадара в лабораторных условиях: Автореф. канд. дисс. М., 2009. 24 с.

Annan A.P. Ground penetrating radar workshop notes. Ontario: Sensors & Software Inc., 2001. 192 p.

Ellison W.J., English S.J. et al. A comparison of ocean emissivity models using AMSU, the SSM/I, the TRMM Microwave Imager, and airborne radiometers observations // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108, N D21. P. 46–63.

Gadani D.H., Rana V.A., Bhatnagar S.P. Effect of salinity on the dielectric properties of water // Indian J. of Pure & Applied Physics. 2012. Vol. 50. P. 405–410.

Ground penetrating radar theory and applications / Ed. by H.M. Jol. London: Elsevier, 2009. 523 p.

Meissner Th., Wentz F.J. The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing. 2004. Vol. 42, N 9. P. 1836–1849.

Somaraju R., Trumpf J. Frequency, temperature and salinity variation of the permittivity of seawater // IEEE Trans. Antennas and Propagation. 2006. Vol. 54, N 11. P. 3441–3448.

Stogryn A. Equations for calculating the dielectric constant for saline water // IEEE Trans. Microwave Theory and Techniques. 1971. Vol. 19, N 8. P. 733–736.

Stogryn A.P., Bull H.T., Rubayi K., Iravanchy S. The microwave dielectric properties of sea and fresh water. California, Azusa, GenCorp Aerojet, 1995.

Поступила в редакцию
07.06.2017

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.983

О.М. Макарова¹, Н.И. Коробова², А.Г. Калмыков³, Г.А. Калмыков⁴

СОСТАВ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУНДРИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

По данным литологических и петрофизических исследований керна баженовской свиты, вскрытой в центральной части Тундринской котловины, охарактеризовано строение разреза толщи, выделены участки, которые были отнесены к продуктивным интервалам для добычи нефти, где развиты коллекторы порового и трещинно-порового типов.

Ключевые слова: баженовская свита, строение разреза, пачка, тип коллектора.

According to lithological and petrophysical data the core of the Bazhenov Formation, discovered in the central part of the Tundrin Basin, the structure of the section was characterized, productive oil intervals were identified, in which the collectors of pore and fissure-pore types are developed.

Key words: Bazhenov Formation, pack, section structure, reservoir type.

Введение. Баженовская свита — нетрадиционный источник углеводородов (УВ) с высоким содержанием органического вещества (ОВ). Толща имеет крайне неоднородное строение, с чем связано весьма неравномерное распределение высокопродуктивных зон в ее объеме. В последнее время предпринимаются попытки классификации и систематизации разрезов баженовской свиты с целью прогноза перспектив нефтегазоносности [Балушкина и др., 2014; Коробова и др., 2015]. Это обусловлено высоким содержанием ОВ в баженовской свите и большими перспективами формации не только как нефтематеринской породы, но и как объекта, содержащего большие запасы УВ. С этих позиций важную задачу представляет изучение строения толщи и выявление в ее составе пород-коллекторов. В рамках решения этой задачи был изучен керн из трех скважин в центральной части Тундринской котловины.

Исследования показали, что разрезы всех скважин имеют сходство состава и строения, поэтому нами подробно охарактеризовано строение разреза (мощность 36,93 м) одной из изученных скважин в интервале 3164,5–3201,5 м, где выделены 6 пачек, которые в свою очередь объединены в три толщи (рис. 1).

Строение и коллекторские свойства отложений баженовской свиты в центральной части Тундринской котловины. Нижняя толща (9,13 м):

— пачка I (2,75 м) глинисто-кремнистая, сложена коричневатой-темно-серыми и темно-ко-

ричневатыми глинисто-кремнистыми породами и ритмитами с тонкой горизонтальной слоистостью (масштаб чередования слоев 1–2 мм) (рис. 2, А). Породы пиритизированы, отмечаются мелкие линзы пирита размером от 0,5×1 см до 1×3 см, а также пиритизированные прослои мощностью до 1 см. На плоскостях напластования наблюдаются отпечатки онихитов размером 3–5 мм, мелкие коричневатые-серые целые раковины двустворок, обладающие хитиновым слоем, диаметр до 2 см (рис. 2).

— пачка II (6,38 м) сложена темно-коричневыми керогеново-глинисто-кремнистыми породами (содержание керогена более 10%) с многочисленными прослоями и линзами кремнистых разностей, которые в разной степени карбонатизированы. Текстура пород горизонтальная параллельная и линзовидная. В верхней части пачки наблюдаются вторичные доломиты (0,4 м) с реликтовой радиоляриевой структурой и массивной текстурой (рис. 3).

Средняя толща (8,8 м):

— пачка III (7,32 м) сложена темно-коричневыми керогеново-глинисто-кремнистыми породами и ритмитами. В верхней части пачки они равномерно расслоены опоками и радиоляритами (рис. 4). Породы обладают горизонтально-слоистой текстурой, которая подчеркнута обломками раковин двустворок, приуроченных к плоскостям напластования. В отложениях пачки отмечены конкреции пирита диаметром (d) 1–2 мм;

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; e-mail: ok.hrust@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ассистент; e-mail: nataliya.korobova54@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; e-mail: a.g.kalmykov@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, вед. науч. с.; e-mail: gera64@mail.ru

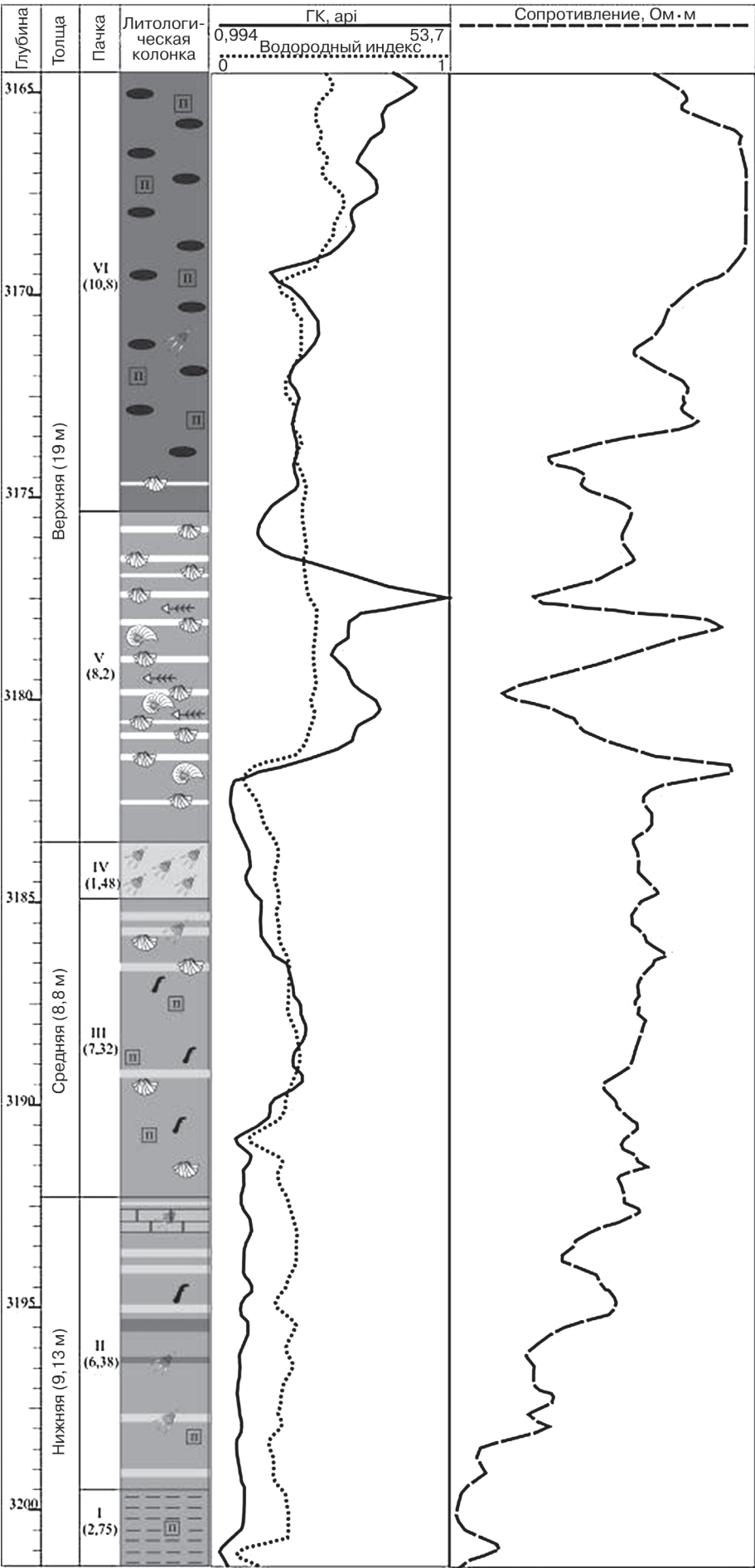


Рис. 1. Лито-логическая колонка отложений баженовской свиты в центральной части Тундринской котловины: 1–6 — преобладающие типы пород: 1 — кремнистые, 2 — кремнистые с реликтовой радио-ляриевой структурой (радиоляри-ты), 3 — керогеново-глинисто-кремни-стые, 4 — глинисто-кремнистые, 5 — кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые, 6 — апо-радиоляриевые доломиты; 7–8 — включения: 7 — прослои, сло-женные биокластами двустворок, 8 — конкреции карбонатного со-ста-ва; 9 — пирит; 10–13 — био-генные компоненты: 10 — двустворчатые моллюски, 11 — онихиты, 12 — ко-стные остатки рыб, 13 — аммониты

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13

— пачка IV (1,48 м) представлена неравномерно карбонатизированными и пятнисто нефтенасыщенными серо-бежевыми и бежево-коричневыми кремнистыми породами, среди них преобладают радиоляриты, с массивной, реже с неотчетливой горизонтальной слоистостью, которые редко расчленены маломощными (до 2 см) темно-коричневыми сериями глинисто-кремнистых пород (рис. 5, 6). Породы карбонатизированы, а также обладают пятнистым нефтенасыщением, содержат отпечатки онихитов. В верхней части (0,18 м) встречаются три системы трещин: субгоризонтальные, расположенные под углом до 20° к горизонту и расположенные под углом 70–75° к горизонту.

Верхняя толща (19 м):

— пачка V (8,2 м) состоит из смешанных керогеново-глинисто-кремнистых пород и ритмитов, которые включают многочисленные линзы и прослои, обогащенные биокластами двустворок размером 0,5–2 см, обычно с хорошо сохранившимся перламутровым слоем (рис. 7). Текстура пород горизонтально-слоистая. На плоскостях напластования также встречаются отпечатки раковин аммонитов диаметром до 4 см и многочисленные костные остатки рыб. В средней части появляются конденсированные прослои, насыщенные костными остатками рыб и радиолярий;

— пачка VI (10,8 м) представлена смешанными кремнисто-карбонатными и карбонатно-кремнистыми породами и ритмитами (в том числе керогеновыми разностями с содержанием керогена более 10%). Текстура пород массивная или неясная горизонтальная. Породы содержат многочисленные линзы карбонатного состава (известняки и доломиты с реликтовой радиоляриевой структурой) с размерами 0,5÷3×3÷5 см (рис. 8). Кроме того, встречаются многочисленные биокласты двустворок, приуроченные к плоскостям напластования пород, которые в нижней части пачки формируют ракушняковые линзы и прослои мощностью до 3 см.

В изученном разрезе баженовской свиты выделены вторичные коллекторы порового и трещинно-порового типа, которые различаются по типу пустотного пространства, условиям формирования и приурочены к определенным типам пород.

Коллекторы порового типа встречаются в радиоляритах пачки IV. Основные породообразующие компоненты радиоляритов представлены скелетными остатками радиолярий, к которым приурочены многочисленные внутриформенные поры выщелачивания диаметром 0,05–0,15 мм, обусловленные растворением и выносом кремнезема из форменных элементов силицитов (рис. 9, а). Открытая пористость в них достигает 6%, $K_{пр}$ изменяется от 0,004 до 0,5 мД. Пористость, обусловленная растворением и выносом минерального вещества структурных компонентов таких пород,

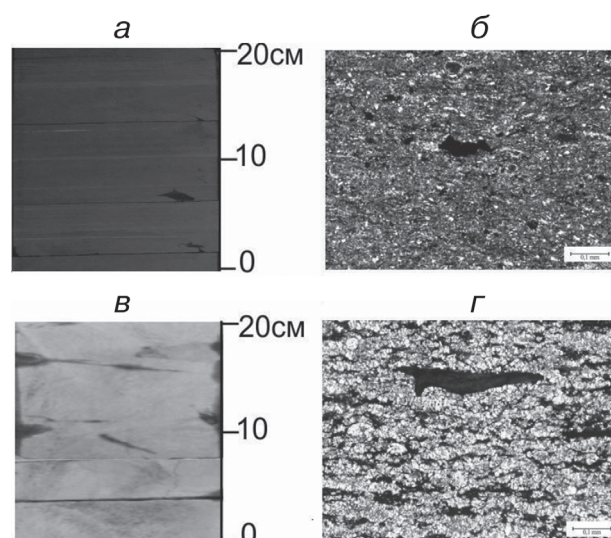


Рис. 3. Фото керна (а, в) и шлифов (б, г): а, б — керогеново-глинисто-кремнистый ритмит; в, г — вторичные доломиты замещения

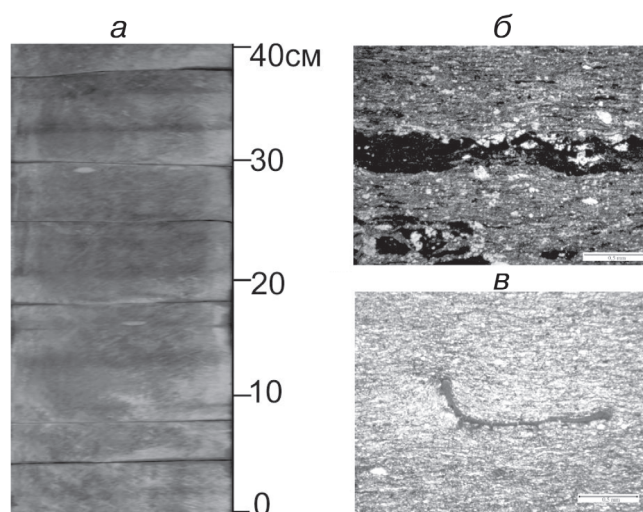


Рис. 2. Фото керна (а) и шлифов (б, в): а — глинисто-кремнистый ритмит; б — пиритизированный прослой в глинисто-кремнистом ритмите; в — онихиты в глинисто-кремнистой породе

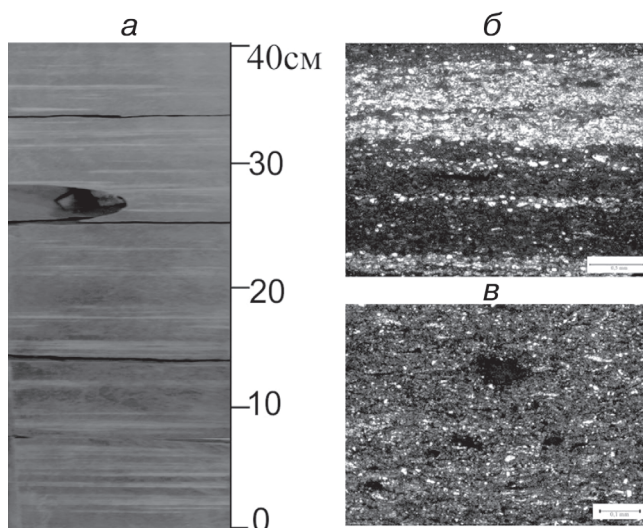


Рис. 4. Фото керна (а) и шлифов (б, в): а, б — керогеново-глинисто-кремнистый ритмит с пропластками и линзами силицитов; в — керогеново-глинисто-кремнистая порода

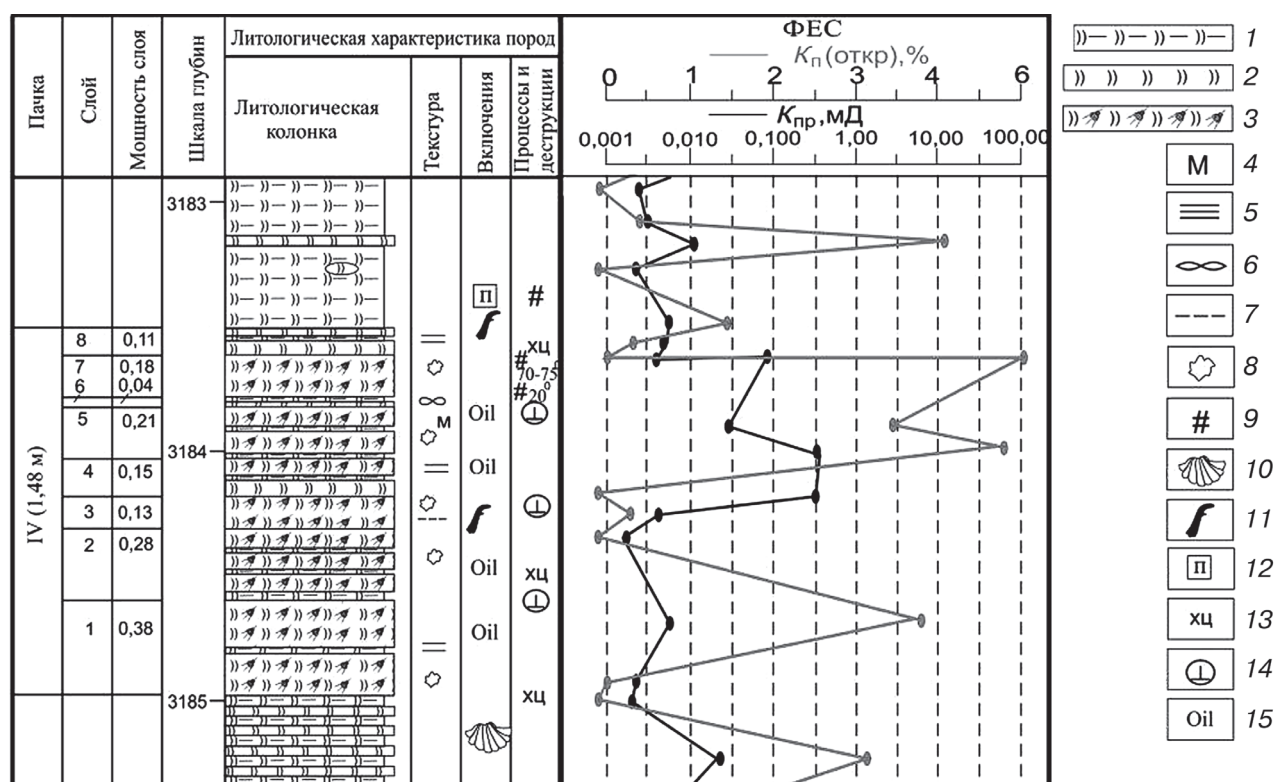


Рис. 5. Литологический разрез баженовской свиты, пачка IV: 1–3 — преобладающие типы пород: 1 — керогеново-глинисто-кремнистые, 2 — кремнистые, 3 — кремнистые с реликтовой радиоляриевой структурой (радиоляриты); 4–8 — текстура: 4 — массивная, 5 — горизонтальная параллельная, 6 — линзовидная, 7 — неясная горизонтальная, 8 — пятнистая; 9 — трещины; 10–11 — биогенные компоненты: 10 — двустворчатые моллюски, 11 — онихиты; 12–14 — минерализация: 12 — пирит, 13 — перекристаллизация кремнистого вещества с образованием халцедона, 14 — карбонатизация; 15 — нефтенасыщение

направлена обычно на расширение уже имеющих-ся поровых систем.

Коллекторы трещинно-порового типа приурочены к керогеново-глинисто-кремнистым породам и ритмитам пачек II и III (толщина от 0,3 до 3,5 м). Полезная емкость таких коллекторов определяется наличием вторичных пустот выщелачивания, сообщаемость которых обеспечивается трещинами, а сами пустоты ориентированы вдоль трещин (рис. 9, б). Трещины открытые, извилистые, ветвящиеся, часто приурочены к плоскостям напластования пород, имеют литогенетическую, реже тектоническую природу. Участками трещины осложнены порами выщелачивания неправильной формы размером до 0,25×0,15 мм, вместе с которыми обеспечивают емкость таких коллекторов, имеющих $K_{п(откр)}$ 3–4%, $K_{пр}$ варьирует от 0,5 до 5 мД. Часто эти пустоты выщелачивания и трещины приурочены к плоскостям напластования. Система фильтрующих каналов иногда приурочена к стилолитоподобным трещинам, с которыми связаны процессы выноса и выщелачивания кремнистого вещества, а также к плоскостям напластования глинисто-кремнистых и керогеново-глинисто-кремнистых пород. Здесь нередко отмечаются волнистые трещины, вдоль которых часто расположены пустоты выщелачивания неправильной формы. Иногда такие трещины образуют систему (рис. 9, в).

Коллекторы этого типа встречаются и в керогеново-глинисто-кремнистых отложениях пачки V, где также присутствуют пустоты растворения размером до 0,1×0,15 мм, приуроченные к призматическому слою раковин двустворок. Эти пустоты обычно соединены тонкими извилистыми трещинами. Толщина раковин варьирует от 0,5 до 2 мм. Раковины часто имеют как одно-, так и двуслойное строение, сложены призматическими кристаллами кальцита размером от 0,05 до 0,5 мм (рис. 9, г).

Заключение. Таким образом, установлено закономерное строение разреза отложений баженовской свиты, выраженное в сходном строении выделенных толщ (смена снизу вверх глинисто-кремнистых отложений, в том числе керогеновых кремнистыми, в различной степени карбонатизированными). В нижних частях толщ распространены керогеново-глинисто-кремнистые породы и ритмиты, где развиты трещинно-поровые типы коллекторов. К их верхним частям приурочены силициты с преобладанием в их составе радиоляритов (в том числе карбонатизированных и частично выщелоченных), с которыми связаны вторичные коллекторы порового типа. Наилучшими емкостными свойствами обладают слабо карбонатизированные радиоляриты, расположенные в верхней части средней толщи (пачка IV).

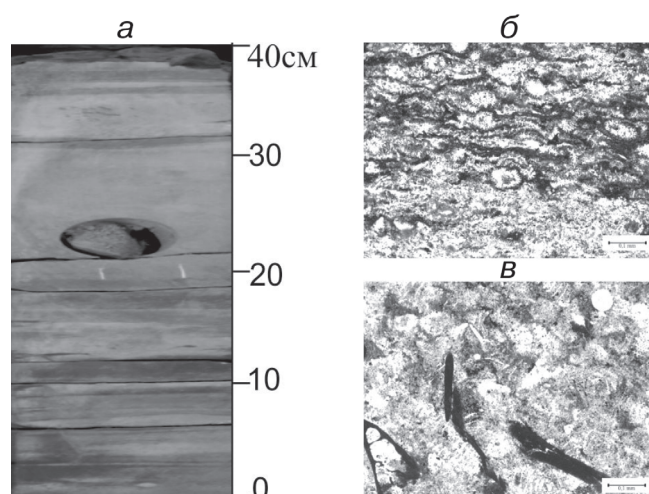


Рис. 6. Фото керна (а) и шлифов (б, в): а, б — радиоларит, в — онихиты в радиоларите

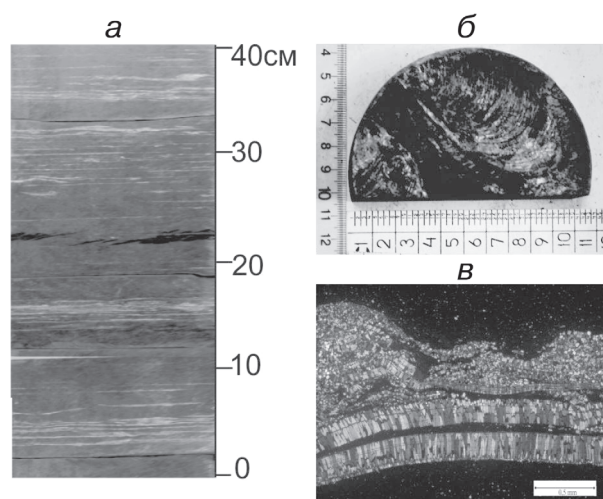


Рис. 7. Керогеново-глинисто-кремнистая порода с биокластами двустворок (а, б — фото керна, в — фото шлифа)

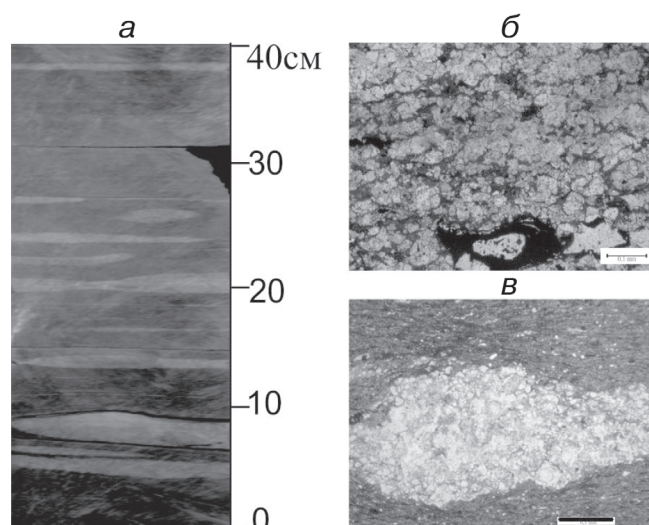


Рис. 8. Фото керна (а) и шлифов (б, в): а — кремнисто-карбонатная порода с линзами карбонатного состава; б — известняк замещения (линза); в — карбонатная линза в кремнисто-карбонатной породе

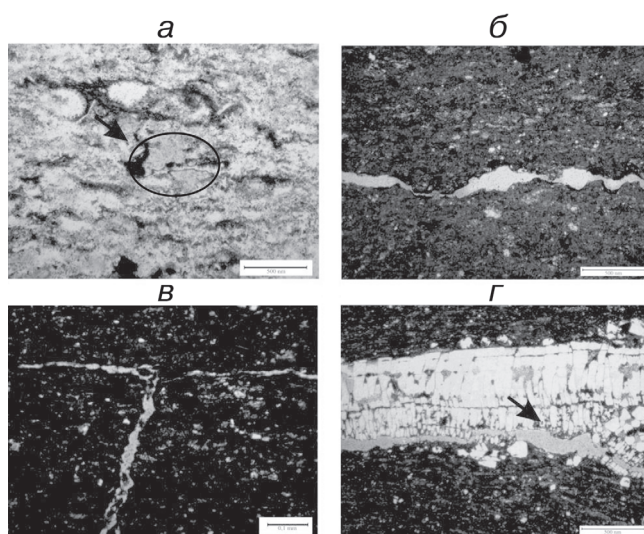


Рис. 9. Типы пустот в изучаемом разрезе: а — внутриформенные поры выщелачивания в радиоларите; б, в — трещины и пустоты выщелачивания в керогеново-глинисто-кремнистой породе; в — пустоты, приуроченные к биокластам двустворок

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Хамидуллин Р.А. и др. Комплексная литофизическая типизация пород баженовской свиты по данным керна и комплексу ГИС // Мат-лы Российской техн. нефтегазовой конф. и выставки SPE по разведке и добыче. М., 2014.

Коробова Н.И., Макарова О.М., Калмыков Г.А. и др. Основные типы пород нефтеносной баженовской свиты на северо-востоке Сургутского свода // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 54–61.

Поступила в редакцию
31.10.2017

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуются стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперiodических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Лунд, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 18.01.2018. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 10 967. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)