

# Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 5 · 2019 · СЕНТЯБРЬ–ОКТАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

Вознесенский Е.А. Общая генетическая классификация техногенных грунтов . . .	3
Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. История формирования ранне-каменноугольной габро-гранитной формации Южного и Среднего Урала . . . . .	10
Симонов Д.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ вертикальных новейших движений Керченского полуострова . . . . .	19
Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Ростовцева Ю.И., Иванов А.В. Климатические вариации в Арктическом регионе в меловом периоде и кайнозой . . . . .	30
Краснова А.В., Ростовцева Ю.В., Гаврилов А.Е. Изотопный состав углерода и кислорода вторичных карбонатов в вулканитах доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты . . . . .	38
Мартюшев Д.А., Галкин С.В., Шелепов В.В. Влияние напряженного состояния горных пород на матричную и трещинную проницаемость в условиях различных литолого-фациальных зон турне-фаменских нефтяных залежей Верхнего Прикамья	44
Спиридонов Э.М., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н., Путинцева Е.В., Семиколенных Е.С., Фролова Ю.В. Островодужные авгит-битовнит-лабрадоровые дациты Карадага, Крым . . . . .	53
Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Разработка ликвидусного термобарометра для моделирования равновесия оливин–расплав . . . . .	62
Питьева К.Е., Барановская Е.И. Характеристика состава подземных вод, пород и углеводородных газов в сорбированной форме нефтегазоносного рифейского комплекса на примере Куюмбинской структуры (Сибирь) . . . . .	75
<i>Краткие сообщения</i>	
Шевнин В.А., Матвейчук Д.И., Дернова А.С. Картирование сопротивления воды с использованием воды из луж . . . . .	81
Зайцев С.В. Опыт применения трехмерной инверсии для большого объема магнитотеллурических данных . . . . .	84

## CONTENTS

Voznesenskiy E.A. General genetic classification of technogenic soils . . . . .	3
Snachev A.V., Snachev V.I., Romanovskaya M.A. History of the formation of the early Carboniferous gabbro-granite formation, Southern and Middle Urals . . . .	10
Simonov D.A., Zakharov V.S., Bryantseva G.V. Complex structural-geomorphological, structural-morphological and fractal analysis of vertical newest movements of the Kerch Peninsula . . . . .	19
Gabdullin R.R., Badulina N.V., Rostovtseva Yu.I., Ivanov A.V. Climatic variations in Arctic region in Cretaceous and Cenozoic . . . . .	30
Krasnova A.V., Rostovtseva Yu.V., Gavrilov A.E. C and O isotope composition of secondary carbonates in the volcanites of the pre-Jurassic complex of the Western-Siberian Plate . . . . .	38
Martyushev D.A., Galkin S.V., Shelepov V.V. The influence of the stress state of rocks on the matrix and fracturing Permeability in the conditions of various lithologic-facial zones of the Turn-Famen oil deposits of the Upper Kama region . . . .	44
Spiridonov E.M., Korotayeva N.N., Krivitskaya N.N., Ladygin V.M., Ovsyannikov G.N., Putintseva E.V., Semikolennykh E.S., Frolova Yu.V. Island-arc augite-bytownite-labradoritic dacites of the Kara-Dag, Crimea . . . . .	53
Koptev-Dvornikov E.V., Bychkov D.A. Development of liquidus thermobarometer for the simulation of equilibrium olivine-melt . . . . .	62
Pitjeva K.E., Baranovskaya E.I. Characterization of the composition of groundwater, rocks and hydrocarbon gases in sorbed form of riphean oil and gas complex on the example at Kuyumbinskaya structure (Siberia) . . . . .	75
<i>Brief communication</i>	
Shevnin V.A., Matveychuk D.I., Dernova A.S. Mapping of water resistivity using pool water . . . . .	81
Zaytsev S.V. Experience of using three-dimensional inversion for the large volume of magnetotelluric data . . . . .	84

УДК 624.131.4

Е.А. Вознесенский<sup>1</sup>**ОБЩАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ГРУНТОВ**

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Рассмотрены возможные подходы к классифицированию техногенных грунтов в рамках общей классификации грунтов в связи с актуализацией одного из основополагающих нормативных документов. Проанализированы возможный генезис техногенных грунтов и основные факторы, определяющие генезис их свойств. Сформулированы признаки классифицирования техногенных грунтов и выстроена их иерархия. В итоге представлена общая классификация техногенных грунтов, составившая основу их классифицирования в обновленном документе.

*Ключевые слова:* техногенные грунты, классификация, генезис, таксон, измененные грунты, перемещенные грунты, антропогенные грунты.

Possible approaches to the classification of technogenic soils in the framework of their general classification system are discussed in connection with the revision of one of the basic standards. Eventual genesis of technogenic soils and primary factors determining the origin of their properties are analyzed. Classification attributes of technogenic soils and their hierarchy are presented. Paper results in the development of general classification of technogenic soils comprising the basis for their standard classification system.

*Key words:* technogenic soils, classification, genesis, taxon, grouted soils, displaced soils, anthropogenic soils.

**Введение.** В любой науке наибольшее количество споров и возражений вызывают, пожалуй, не представления о природе наблюдаемых явлений, которые для определенной парадигмы этой науки исследователи понимают более или менее одинаково (если вообще понимают), и даже не содержание понятий, а их словесные определения, т.е. термины. И это неизбежно, ведь термины — основа языка науки, а терминология все время меняется вместе с изменениями любого языка. И, прочитав сегодня определения многих хорошо известных понятий, принятых 100 и более лет назад, можно даже сразу и не узнать эти понятия. Мы привыкаем к терминам, которые были общеприняты какое-то время назад, и с трудом принимаем новые. На самом деле у каждого ученого есть отчасти своя терминология в его области, даже если содержание понятий такое же, как у его коллег. Это сразу проявляется, например, при согласовании нового нормативного документа, при сравнении терминологических словарей, составленных разными авторами, и т.д. Так было и будет всегда, однако для научных текстов важно, чтобы термин выражал вполне определенный объем понятия, адекватно воспринимаемый всеми членами научного сообщества. А для этого следует спорные или не вполне однозначные термины определять, чтобы спор — если он нужен — шел не о слове, которое может кому-то казаться не-

подходящим, а об объеме понятия, стоящего за этим словом.

Все сказанное выше в полной мере относится и к грунтоведению. Поэтому сразу уточним, что здесь и далее под *техногенными* автор понимает грунты, измененные, перемещенные или заново образованные в результате инженерно-хозяйственной деятельности человека. Термин «*искусственные* грунты» автор считает полным синонимом грунтов техногенных и полагает поэтому, что в научных текстах следует избегать их параллельного употребления. И наконец, под *антропогенными грунтами* автор понимает возникшие в результате деятельности человека породоподобные образования (культурные слои, твердые бытовые и промышленные отходы, другие искусственные материалы), рассматриваемые в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека. Иногда задают чисто формальный вопрос: а в какой мере должен быть изменен грунт, чтобы он стал уже техногенным? Будем реалистами — в той мере, когда неизбежно придется учитывать эти изменения в интересах инженерно-хозяйственной деятельности, вне зависимости от того, вызваны они целенаправленно или стали побочным результатом этой деятельности. В значительной мере ответ на этот вопрос недостаточно сведущим людям и должна дать общая классификация техногенных грунтов, отражающая структуру и объем понятия.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, профессор; e-mail: arnoldych@gmail.com

Но только в том случае, если она построена логически непротиворечиво, потому что, наверное, классификации — следующий по спорности элемент научных текстов после терминов.

Эта статья возникла по следам работы над новой («актуализированной») редакцией чрезвычайно важного в практике инженерных изысканий документа — межгосударственного стандарта ГОСТ 25100 «Грунты. Классификация» — и участия автора в разработке и согласовании его окончательной редакции. Поскольку в итоговом документе техногенные грунты классифицированы не так, как следует с позиций современного грунтоведения, то автор обосновывает и предлагает свой вариант такой классификации.

**Общая классификация грунтов и место в ней грунтов техногенных.** Общая классификация грунтов должна отражать полное планетарное многообразие грунтов в виде логически непротиворечивой иерархической системы. Такая классификация — важный инструмент развития теории и методологии грунтоведения, основа для разработки практически ориентированных частных классификаций грунтов. Научные основы создания таких классификаций и их исчерпывающий обзор представлены В.Т. Трофимовым в [Трофимов и др., 2005]. Разумеется, нельзя считать, что «правильная» общая классификация может быть только одна — их и было создано много, при этом за основу деления их авторы принимали разные признаки и разную их иерархию.

В настоящее время наиболее широко используются 2 общие классификации грунтов — одна из них создана на теоретико-методологической основе современного грунтоведения, входит в базовые учебники по этому предмету, ее и преподают студентам, изучающим дисциплину в рамках классического геологического образования. Эта классификация эволюционировала из общей классификации Е.М. Сергеева, В.А. Приклонского, П.Н. Панюкова и Л.Д. Белого [1957], дорабатывалась сначала Е.М. Сергеевым, а затем В.Т. Трофимовым и Р.С. Зиангировым [Зиангиров, Трофимов, 1995]. На основе предложенного подхода к ее разработке были созданы и общие классификации грунтов в ГОСТ 25100-82 и ГОСТ 25100-95.

Вторая — тоже общая — классификация грунтов регламентируется сейчас в межгосударственном стандарте ГОСТ 25100-2011 и обязательна к применению при проведении инженерных изысканий для строительства в России, Белоруссии и Казахстане. Различаются они не только в части представления техногенных грунтов, но здесь будет рассмотрен только этот вопрос, так как споры по другим пунктам могут быть бесконечны.

«Грунтоведческая» классификация обособляет техногенные грунты на самом первом этапе деления родового понятия «грунт», выделяя два «цар-

ства» — природные и техногенные грунты «по общим особенностям образования», т.е. по генезису. И это принципиально правильно, поскольку сразу позволяет разделить два обширных множества грунтов в соответствии с основным законом грунтоведения: «Состав, строение и свойства грунтов определяются их генезисом, постгенетическими изменениями и пространственным положением» [Трофимов и др., 2005, с. 54]. Некоторым специалистам не нравится слово «царство», но ведь можно назвать этот таксон и по-другому — надклассом, категорией и т.д.

«Нормативная» же общая классификация действующего пока ГОСТ 25100-2011 выделяет техногенные грунты тоже по генетическому признаку, но в ранге типа. Таким образом, в каждом классе — скальных, дисперсных и мерзлых грунтов — появляются грунты техногенные с соответствующим типом преобладающих структурных связей. И что же тут плохого по смыслу? Да ничего, в общем это не ошибка. Однако такое выделение техногенных грунтов в классификации, построенной в виде «древа», не позволяет отразить в ней реальное многообразие этого множества по другим важным признакам, а значит, классификация в этой части не выполняет свое назначение — не помогает ищущему в отнесении объекта к определенной разновидности и не указывает, какими частными классификациями для характеристики этого грунта ему следует воспользоваться.

Рассмотрим, как сформулировано понятие «виды»: «все виды техногенно измененных природных несвязных грунтов» и т.п. Но это совсем другие объекты по свойствам и состоянию. Этим отчасти грешит и «грунтоведческая» классификация в ее кратком табличном виде, но она подробно раскрыта в соответствующих разделах учебника [Трофимов и др., 2005]. Да и странно уже в настоящее время, когда написаны не только учебники и учебные пособия [Огородникова, Николаева, 2004], но и обобщающие монографии, содержащие огромный фактический материал [Трофимов и др., 2011], так скудно характеризовать широко распространенные и сложные для использования в инженерно-хозяйственной деятельности грунты.

**О генезисе техногенных грунтов.** Свойства техногенных грунтов формируются под влиянием множества как природных, так и антропогенных факторов. Образование этих грунтов происходит в определенных инженерно-геологических и природно-климатических обстановках, влияющих на общую направленность и скорость преобразования химико-минерального состава, строения, состояния и свойств грунтов, общих для любых грунтов (водно-тепловой режим; химический состав подземных и поверхностных вод; состав и биомасса флоры и фауны, взаимодействующей с грунтами и т.д.) [Трофимов и др., 2011]. Однако при формировании искусственных грунтов на первое место

выступают способ и технология создания таких грунтов. И этот признак непременно должен учитываться для обособления таксона определенного ранга в генетической классификации техногенных грунтов. Кроме того, в отличие от природных образований, формирование состава и свойств техногенных грунтов происходит не в геологическом, а в физическом времени, и роль этого фактора может быть прямо противоположной для разных типов искусственных грунтов.

Техногенные грунты, созданные преобразованием *природных грунтов в условиях их естественного залегания*, образуются преимущественно в результате целенаправленного изменения первоначальных свойств последних одним из методов технической мелиорации и представляют собой *улучшенные* скальные, дисперсные либо криогенные грунты. Свойства этих грунтов формируются под влиянием следующих 4-х групп факторов [Трофимов и др., 2011].

Первая группа факторов — состав, строение и свойства преобразуемых природных грунтов, которые определяют возможность и целесообразность применения того или иного способа их улучшения. Так, в зависимости от дисперсности, пористости и степени влажности могут применяться 10 разных способов уплотнения только связных грунтов.

Вторая группа факторов — технологическая: тип воздействия на грунты и его параметры. Так, просадочность лёссовых грунтов может быть ликвидирована силикатизацией, обжигом, замачиванием, гидровиброуплотнением или армированием грунтовыми сваями. Очевидно, что физические и физико-механические свойства новообразованного грунта будут совершенно разными в зависимости от выбранного метода. Так, при инъекционном закреплении грунтов определяющее значение будет иметь выбор вида инъецируемого вещества, его рецептура, давление нагнетания и др.

К третьей группе факторов относится пространственное положение массива техногенно измененных грунтов, которое влияет на формирование их свойств посредством природно-климатических и инженерно-геологических факторов, но уже после возникновения такого массива, определяя лишь постепенное изменение приобретенных свойств (например, деградацию цементного камня). Безусловно, роль этих факторов в формировании свойств техногенно преобразованных грунтов в физическом времени невелика, и наибольшее значение они имеют для криогенных грунтов.

Четвертую группу факторов составляет возраст техногенных грунтов. Влияние возраста может проявляться в форме повышения несущей способности техногенно преобразованных грунтов в результате, например, нарастания прочности цемента во времени, либо ухудшения показателей их физико-механических свойств по мере деградации новообразованных структурных связей.

Формирование свойств *ухудшенных* техногенно измененных грунтов (искусственно разуплотненных, увлажненных, выветрелых и др.) подчиняется в целом тем же закономерностям. Однако пространственное положение и возраст имеют для них большее значение, поскольку при создании массивов таких грунтов их дальнейшие «постгенетические» изменения обычно не принимаются во внимание. Например, побочным результатом ведения земляных работ взрывным способом может стать возникновение сильнотрещиноватого массива. Его размеры и степень трещиноватости определяются прочностью исходного грунта и мощностью взрывной волны. В последующем резкое увеличение водопроницаемости массива может привести к изменению состава пород под влиянием агентов выветривания, а также к прогрессирующему ухудшению ряда свойств грунтов. А объем эксплуатируемых в мире подземных хранилищ углеводородного сырья, радиоактивных и химических отходов, многие из которых созданы взрывным способом, исчисляется миллионами кубометров.

Ухудшение свойств грунтов может произойти также в результате разгрузки напряжений в талых грунтах или изменения температурного режима мерзлых грунтов на дне котлована или глубокой выемки.

Формирование свойств техногенных грунтов, созданных *перемещением природных грунтов* в процессе строительной и другой производственной деятельности, определяется в целом теми же 4-мя группами факторов. Важнейшее значение для формирования свойств и насыпных, и намывных грунтов имеет дисперсность природных перемещаемых грунтов: она определяет технологию ведения работ. Так, гидронамывом укладываются только песчаные грунты; укладка связных грунтов в полезную насыпь проводится при определенной, оптимальной для данного грунта влажности, а для грубообломочного материала она, напротив, не имеет большого значения. С другой стороны, при одном и том же составе такие важнейшие свойства искусственного грунта, как плотность и прочность, определяются исключительно технологией ведения работ. Эти показатели при прочих равных условиях всегда выше у намывных песков, а для насыпных образований наилучшие результаты дает послойная укладка с укаткой. Пространственное положение массива намывных или насыпных грунтов не оказывает существенного влияния на их свойства, но может сказаться на скорости их последующего преобразования.

Фактор времени, напротив, имеет гораздо большее значение для этих техногенных грунтов: с возрастом массива происходит не только уплотнение грунтов, но и их «старение», обусловленное постепенным формированием коагуляционных и слабых цементационных контактов, а также их

упрочнением. Яркий пример — возникновение эффекта «сцепления упрочнения» в намытых песках, вызванное образованием слабого цемента из геля аморфного кремнезема и соединений железа при их постепенной дегидратации.

Техногенные грунты, созданные как отходы хозяйственной деятельности, чрезвычайно разнообразны. Среди них можно выделить: 1) насыпные промышленные и бытовые отходы (отвалы вскрышных пород, шлаков и золошлаков, свалки), 2) намывные промышленные отходы (гидроотвалы, шламы) и 3) грунты культурного слоя. Для формирования свойств этих грунтов наибольшее значение имеет исходный состав материала — часто весьма разнородный, из которого образуется техногенный грунт, а также возраст массива. Отличительная особенность этих техногенно образованных грунтов заключается в значительном преобразовании их химико-минерального состава в физическом времени, что влечет за собой и существенное изменение свойств массива. Поэтому возраст таких грунтов имеет определяющее влияние на их свойства, а общей тенденцией можно считать повышение несущей способности массивов антропогенных грунтов во времени.

Интенсивное преобразование состава этих грунтов обусловлено низкой устойчивостью их компонентов в новых термодинамических условиях, так как многие из них не имеют аналогов в природе и подвергаются быстрому химическому разложению. В наименьшей степени этому процессу подвержены грунты отвалов вскрышных пород, но и в них могут присутствовать минералы, неустойчивые в зоне выветривания. На скорость преобразования состава антропогенных грунтов в значительной степени влияют пространственное положение массива — в основном через его воднотепловой режим и, конечно, технология создания массива.

Для формирования свойств грунтов культурного слоя определяющее значение имеет способ использования территории за весь период существования в данном месте человеческого поселения (этот период и следует рассматривать как возраст грунтов культурного слоя в целом), в том числе в ходе военных действий, с которыми связано устройство фортификационных сооружений и перемещение значительных объемов грунта. Пожары, наводнения и другие стихийные бедствия, как правило, также сопровождаются резким увеличением объема формирующегося культурного слоя.

На основании сказанного выше автору представляется, что при построении генетической общей классификации техногенных грунтов и выборе таксонов следует учитывать следующие признаки. Типы (следуя логике построения общей классификации грунтов) следует подразделять прежде всего по генезису на техногенно измененные в условиях естественного залегания природные грунты, техно-

генно перемещенные природные грунты и грунты антропогенные. В качестве признака следующих уровней деления логично использовать методы создания или преобразования грунтов, направленность изменений и существенные особенности технологии преобразования или создания.

#### **Общая классификация техногенных грунтов.**

Такую классификацию техногенных грунтов автор рассматривает как часть общей классификации грунтов, в которой они выделяются в отдельную категорию на первом этапе деления по общим особенностям образования. Далее категория техногенных грунтов подразделяется на таксоны по следующим признакам:

- классы выделяются по природе структурных связей;

- подклассы выделяются по структурам грунтов, образованных контактами разного типа;

- типы выделяются по генезису;

- подтипы выделяются по методам создания или преобразования;

- виды выделяются по направленности изменений грунтов, в которых различаются грунты: а) улучшенные, б) ухудшенные, в) искусственно образованные и г) измененные (т.е. самопроизвольно, без дополнительной характеристики качества таких изменений);

- подвиды выделяются по особенностям технологии преобразования или создания с учетом состава;

- разновидности же выделяются по количественным показателям состава, строения, состояния и свойств грунтов, как и природные грунты.

Составленная в соответствии с этими таксонами классификация приведена в табл. 1.

На ее основе была составлена классификация техногенных грунтов в новой редакции ГОСТ 25100, подготовленной в конце 2018 г. В этой классификации (табл. 2) техногенные грунты выделены по генетическому признаку только на уровне типа; по генезису, соответственно, выделяются подтипы, виды — по методам создания или преобразования, а подвиды выделены по особенностям технологии преобразования или создания с учетом состава и дополнительно сгруппированы по направленности изменений грунтов. Для помещения в формат нормативного документа классификация также была несколько сокращена содержательно.

Кроме того, следует заметить, что примечание к этой классификации, гласящее, что «техногенные грунты могут подразделяться на ... разновидности, как и природные грунты в соответствии» с таблицами общей классификации, недостаточно обосновано, поскольку некоторые даже самые общепотребительные частные классификации могут оказаться не в полной мере применимы к грунтам техногенным. Например, золы уноса состоят в значительной мере из стекловатых сферических частиц, которые не тонут в воде, а следовательно,

Таблица 1

Общая классификация техногенных грунтов

Класс	Подкласс	Тип	Подтип	Вид	Подвид		
скальные	преимущественно с цементационными и кристаллизационными структурами	техногенно измененные в естественном залегании природные грунты	физически преобразованные	улучшенные	термически упрочненные дисперсные грунты		
				ухудшенные	разуплотненные разгрузкой напряжений		
			ухудшенные	нарушенные взрывом			
	преимущественно с цементационными структурами	антропогенные грунты	отходы производственной деятельности	искусственно образованные	улучшенные	оттаявшие скальные мерзлые грунты	
ухудшенные					инъекционно закрепленные скальные и дисперсные грунты (цементацией, глинизацией, смолизацией, силикатизацией, др.)		
дисперсные	несвязные (преимущественно со структурами зацепления)	техногенно измененные в естественном залегании природные грунты	физически преобразованные	улучшенные	уплотненные (механически, водопонижением, виброуплотненные, др.)		
				ухудшенные	улучшенные гранулометрическими добавками, в т.ч. закольматированные		
			физически и физико-химически преобразованные	ухудшенные	оттаянные		
				ухудшенные	разуплотненные разгрузкой напряжений		
		техногенно перемешанные природные грунты	насыпные	искусственно образованные	ухудшенные	техногенно увлажненные и водонасыщенные	
					ухудшенные	оттаявшие	
			намывные	искусственно образованные	ухудшенные	техногенно засоленные и нефтезагрязненные	
					ухудшенные	грунты планомерно возведенных массивов, насыпей и отвалы	
	антропогенные грунты	отходы производственной деятельности	искусственно образованные	ухудшенные	грунты в составе земляных сооружений, буртах, гидроотвалах		
				ухудшенные	отвалы и гидроотвалы шлаков и золошлаков		
		отходы бытовой и производственной деятельности	искусственно образованные	ухудшенные	шламы хвостохранилищ		
				ухудшенные	шламы хвостохранилищ		
	связные (с коагуляционными и смешанными конденсационно-коагуляционными структурами)	техногенно измененные в естественном залегании природные грунты	физически преобразованные	улучшенные	механически уплотненные		
				ухудшенные	оттаявшие		
			физико-химически преобразованные	улучшенные	осушенные		
				ухудшенные	разуплотненные разгрузкой напряжений		
техногенно перемешанные природные грунты		насыпные	искусственно образованные	ухудшенные	техногенно увлажненные		
				ухудшенные	оттаянные		
		намывные	искусственно образованные	ухудшенные	закрепленные вяжущими (инъекционно, перемешиванием, др.)		
				ухудшенные	электрохимически закрепленные		
антропогенные грунты	отходы бытовой и производственной деятельности	искусственно образованные	ухудшенные	техногенно засоленные и нефтезагрязненные			
			ухудшенные	грунты планомерно возведенных насыпей и отвалы			
	отходы бытовой и производственной деятельности	искусственно образованные	ухудшенные	грунты в составе земляных сооружений			
			ухудшенные	шламы, фосфогипс, лигнин, дефекаат			
мерзлые	скальные промерзшие	техногенно промерзшие в естественном залегании природные скальные грунты	промерзшие при техногенном изменении теплового режима	измененные	промерзшие (грунты в откосах и бортах глубоких выемок)		
					промерзшие (грунты в откосах и бортах выемок)		
	дисперсные промерзшие	техногенно промерзшие в естественном залегании природные дисперсные грунты	техногенно промерзшие	техногенно промерзшие	улучшенные	растепленные	
						улучшенные	промерзшие
			техногенно промерзшие перемешанные дисперсные грунты	техногенно промерзшие насыпные и намывные дисперсные грунты	искусственно образованные	ухудшенные	охлажденные CO <sub>2</sub>
		ухудшенные					промерзшие (грунты низовых клиньев мерзлых земляных плотин и др.)
		антропогенные промерзшие образования		техногенно промерзшие антропогенные грунты	искусственно образованные	ухудшенные	охлажденные CO <sub>2</sub>
		ледяные	техногенно созданные льды	намороженные льды	намороженные льды	искусственно образованные	промерзшие и промерзшие
	ухудшенные						намороженные поливами, факельным намораживанием, кладкой ледяных блоков
	ухудшенные						намороженные поливами, факельным намораживанием, кладкой ледяных блоков

Таблица 2

## Инженерно-геологическая типизация техногенных грунтов (ГОСТ 25100-20xx, новая редакция)

Подтип	Вид	Подвид	Направленность изменений	
Скальные грунты				
измененные в естественном залегании	физически	термически упрочненные дисперсные грунты	улучшенные	
		разуплотненные разгрузкой напряжений	ухудшенные	
		нарушенные динамическими воздействиями, взрывом		
	оттаявшие скальные мерзлые грунты	измененные		
	физико-химически	инъекционно закрепленные скальные и дисперсные грунты	улучшенные	
антропогенные грунты	отходы производств	цементированные отвалы	образованные	
Дисперсные несвязные грунты				
измененные в естественном залегании	физически	уплотненные (механически, водопонижением, виброуплотненные, др.)	улучшенные	
		закольматированные		
		оттаянные		
	физически и физико-химически	разуплотненные	ухудшенные	
		техногенно увлажненные и водонасыщенные		
		оттаявшие		
		техногенно засоленные и нефтезагрязненные		
перемещенные	насыпные	грунты планомерно возведенных массивов и насыпей	образованные	
	намывные	грунты в составе земляных сооружений, гидроотвалах		
антропогенные грунты	отходы производств	отвалы и гидроотвалы шлаков, золошлаков и шламов		
	бытовые отходы	свалки бытовых отходов		
	культурные слои	естественно-исторические образования		
Дисперсные связные грунты				
измененные в естественном залегании	физически	механически уплотненные	улучшенные	
		оттаявшие		
		осушенные		
	физико-химически	разуплотненные разгрузкой напряжений	ухудшенные	
		техногенно увлажненные и водонасыщенные		
		оттаянные		
физико-химически	закрепленные вяжущими	улучшенные		
	электрохимически закрепленные	ухудшенные		
	техногенно засоленные и нефтезагрязненные			
перемещенные	насыпные	грунты планомерно возведенных насыпей и отвалы	образованные	
	намывные	грунты в составе земляных сооружений		
антропогенные грунты	отходы производств	отвалы промышленных отходов		
	бытовые отходы	свалки бытовых отходов		
	культурные слои	естественно-исторические образования		
Мерзлые грунты				
скальные грунты	изменением теплового режима	промерзшие и замороженные	измененные	
дисперсные грунты в естественном залегании	изменением теплового режима	промерзшие	улучшенные	
		растепленные, оставшиеся в мерзлом состоянии	ухудшенные	
		замороженные специальными мероприятиями	улучшенные	
		охлажденные мерзлые		
дисперсные грунты перемещенные	изменением теплового режима	замороженные специальными мероприятиями	образованные	
		промерзшие и перемещенные в мерзлом состоянии		
антропогенные образования	замороженные	замороженные и промерзшие		
антропогенные льды и ледогрунты	намороженные и перемещенные	намороженные льды, кладки и отвалы		

Примечание. Техногенные грунты могут подразделяться на виды, подвиды и разновидности, как и природные грунты, в соответствии с табл. 1–3.

разделение их на фракции стандартными методами может быть некорректным. Необходимо помнить, что среди техногенных грунтов много образова-

ний весьма специфического состава, что может потребовать разработки для них других частных классификаций.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. МНКТС. М., 2011. 63 с.

*Зиангиров Р.С., Трофимов В.Т.* Принципиальные вопросы построения общей классификации грунтов (к пересмотру ГОСТа 25100-82 Грунты. Классификация // Геозкология. 1995. № 3. С. 103–109.

*Огородникова Е.Н., Николаева С.К.* Техногенные грунты: Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 250 с.

*Сергеев Е.М., Приклонский В.А., Панюков П.Н., Белый Л.Д.* Общая инженерно-геологическая классифи-

кация горных пород и почв / Тр. совещ. по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения. Т. 2. М., 1957. С. 18–44.

*Трофимов В.Т., Вознесенский Е.А., Королев В.А.* Инженерная геология России. Грунты России. М.: КДУ, 2011. 672 с.

*Трофимов В.Т., Королёв В.А., Вознесенский Е.А.* и др. Грунтоведение // Под ред. В.Т. Трофимова. 6-е изд., перераб. и допол. (сер. Классический университетский учебник). М.: Изд-во Моск. ун-та; Наука, 2005. 1024 с.

Поступила в редакцию 04.05.2019

Поступила с доработки 00.00.2019

Принята к публикации 00.00.2019

УДК 551.22

А.В. Сначёв<sup>1</sup>, В.И. Сначёв<sup>2</sup>, М.А. Романовская<sup>3</sup>

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЙ ГАББРО-ГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра РАН,  
450077, Республика Башкортостан, г. Уфа, ул. Карла Маркса, д. 16/2

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

FGBUN Institute of geology of the Ufimian scientific centre of Russian Academy Sciences (IRAS IG USC RAS),  
450077, Respublika Bashkortostan, Ufa, Karl Marx st., 16/2

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Приведены новые данные о геологии и петрогеохимии пород магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов. Доказана принадлежность этих комплексов к габбро-гранитной формации. Полученные результаты позволяют объединить южно-уральский и среднеуральский сегменты раннекаменноугольного надсубдукционного рифта в единую субмеридиональную структуру. Ее формирование происходило в тыловодужном бассейне девонской островной дуги, шарьированной в коллизийный этап развития Южного Урала на западный край Восточно-Уральского поднятия. Установлена Cu-Mo специализация гранитоидов магнитогорского и неплюевского комплексов.

**Ключевые слова:** габбро-гранитная формация, Арамилско-Сухтелинская зона, Магнитогорская мегазона, рифт, островная дуга, комплекс.

The article presents new data on the geology and petrogeochemistry of the Magnitogorsk, Nepljuevsk and Kanzafarov rock complexes. Their belonging to the gabbro-granite formation has been proved. These data give opportunity to combine the South Ural and Middle Ural segments of the Early Carboniferous subduction rift into a single submeridional structure. Its formation took place at the Devonian island arc rear basin. The arc was overthrust on the western edge of the East Ural Rise during the collision stage of the Southern Urals development. The Cu-Mo specialization of granitoids of the Magnitogorsk and Nepljuevsk complexes has been established.

**Key words:** gabbro-granite formation, Aramil-Sukhtelinsk zone, Magnitogorsk megazon, rift, island arc, complex.

**Введение.** Классический пример габбро-гранитной формации на Южном Урале — магнитогорский комплекс ( $\gamma\delta C_1m$ ), образующий субмеридиональную цепочку интрузивных тел разного размера протяженностью около 200 км в осевой части южной половины Магнитогорской мегазоны (рис. 1). В результате исследований Г.Б. Ферштатера [2013], В.Н. Пучкова [2000], Д.Н. Салихова с соавторами [2014] было доказано, что эти тела совместно с комагматичными базальт-риолитовыми вулканитами (греховская ( $C_{1t_2-v_1}$ ) и березовская ( $C_{1t_2-v_2}$ ) свиты) выполняют раннекаменноугольную Магнитогорско-Богдановскую рифтовую структуру, врезанную в средне-познедевонские островодужные вулканогенно-осадочные толщи. Далее на север на протяжении около 300 км интрузии габбро-гранитной формации до последнего времени не установлены. Они снова появляются уже в пределах Тагильского мегасинклинория

(Средний Урал) [Пучков, 2000]. В период с 1995 по 2010 г. мы совместно с сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъемка» в северной части Арамилско-Сухтелинской зоны и в пограничной области между Южным и Средним Уралом проводили геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000 (листы N-41-I, Кыштым; N-41-II, Кунашак; N-41-VII Миасс и N-41-XIII, Пласт). В процессе выполнения этих работ к раннекаменноугольной габбро-гранитной формации был отнесен ряд массивов неплюевского (Большаковский, Ключевской, Камбулатовский массивы) и канзафаровского комплексов, что позволило соединить южно- и среднеуральский сегменты рифта в единую субмеридиональную структуру.

**Геологическое строение.** В состав *южной группы интрузий*, объединенных в магнитогорский комплекс, входят (с юга на север): Богдановский, Грязнушинский, Чекинский, Разборненский,

<sup>1</sup> ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра РАН, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н., заведующий лабораторией; e-mail: SAVant@rambler.ru

<sup>2</sup> ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: SAVant@inbox.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, канд. геол.-минер. н., доцент; e-mail: maria\_roman@mail.ru

Североборский, Московский, Магнитогорский, Верхнеуральский, Кассельский, Полосинский массивы (рис. 1). Согласно данным Г.Б. Ферштатера [2013], Д.Н. Салихова с соавторами [2014], все они трассируют субмеридиональный разлом в центральной части Магнитогорско-Богдановского грабена. В том же направлении с юга на север в составе интрузивных тел постепенно уменьшается доля щелочных гранитов и увеличивается глубина кристаллизации пород с 0,5–1,0 км (Богдановский массив) до 3,0–4,0 км (Кассельский массив).

В связи с тем, что с массивами рассматриваемого комплекса связаны промышленные скарново-магнетитовые и титаномагнетитовые месторождения, в середине XX в. интрузивные тела были детально разбурены, что позволило получить достоверную информацию о их глубинном строении. В обобщенном вертикальном разрезе массивов выделяют три зоны: гранит-граносиенитовую (0–250 м), габбро-гранитоидную (250–1250 м) и габбровую (1250–11000 м). Образование подобной расслоенности Г.Б. Ферштатер с коллегами [1984] объясняют кристаллизационной дифференциацией базитового расплава в магматической камере. Габброиды в нижней части разреза представлены битовнитовыми оливиновыми габбро-норитами, с которыми связано титаномагнетитовое оруденение. В состав габброидов габбро-гранитной ассоциации входят лабрадоровые роговообманковые разности. Среди гранитоидов магнитогорской серии выделяют [Салихов и др., 2014] многочисленные типы, варьирующие по составу от натриевых гранитов и тоналитов (узьянский тип) до калиево-натриевых гранитоидов нормальной щелочности (алексеевский тип) и далее к умереннощелочным K-Na гранитам, граносиенитам, сиенитам (московский тип) и щелочным гранитам, граносиенитам (чекинский тип).

Габбро и гранитоиды магнитогорского комплекса на протяжении нескольких десятилетий неоднократно были датированы различными методами, в том числе: Sm-Nd ( $330 \pm 20$  млн лет) и Rb-Sr ( $333 \pm 4$  млн лет) [Ронкин, 1989], LA ICP-MS и SHRIMP-II ( $347 \pm 7$ ,  $335 \pm 8$ ,  $346 \pm 3$ ,  $343 \pm 9$ ,  $339 \pm 9$ ,  $349 \pm 8$ ,  $336 \pm 5$  млн лет) [Ферштатер, 2013], что позволило отнести их к раннекаменноугольным образованиям.

**Центральная группа интрузий** представлена Большаковским габбровым, Ключевским габбро-гранитоидным, Камбулатовским и Куртмакским гранитными массивами и небольшими интрузивными телами, расположенными в южной половине Арамилско-Сухтелинской зоны (рис. 1), служащей восточным флангом Магнитогорской мегазоны, шарьированной в коллизионный этап развития Южного Урала в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского поднятия

[Сначёв и др., 2006]. Ключевской массив относится к неплюевскому габбро-диорит-гранитному комплексу, в котором выделяют три фазы внедрения: первая — габбро, габбро-долериты; вторая — диориты, гранодиориты и третья — граниты. Наиболее распространены в Ключевском массиве породы второй фазы внедрения, в Куртмакском и Камбулатовском массивах — граниты, в Большаковском массиве — габбро. Внутреннее строение последнего неоднородно, в его центральной части преобладает мезократовое среднезернистое габбро массивной текстуры, по периферии — лейкократовое, такситовое габбро; встречаются также полосчатые, пегматоидные габбро, габбро-нориты, «рудное» (с магнетитом и титаномагнетитом) и оливковое габбро.

Абсолютный возраст диоритов Ключевского массива, определенный K-Ar методом, по данным В.П. Костарева и А.И. Батанина (ОАО «Челябинскгеосъемка»), составляет  $349 \pm 13$  млн лет. Для Неплюевского плутона, расположенного южнее рассматриваемой площади и входящего в состав одноименного комплекса, изотопный Rb-Sr возраст лейкогранита определен в  $340,3 \pm 2,6$  млн лет, гранодиорита —  $345,7 \pm 1,7$  млн лет, что соответствует раннему карбону [Тевелев и др., 2006]. Цирконы, выделенные А.А. Краснобаевым из двух проб Большаковского массива, проанализированы на SHRIMP-II U-Pb методом. Для идеальных по габбиту монокристаллов циркона из габбро определен возраст  $353 \pm 6$  млн лет, из гранодиорита —  $359 \pm 6$  млн лет [Сначёв и др., 2009].

**Северная группа интрузий** состоит из серии массивов канзафаровского габбро-диоритового комплекса, расположенного в северной части Арамилско-Сухтелинской зоны (пограничная область Южного и Среднего Урала) (рис. 1). По данным последних геолого-съёмочных работ Г.В. Кальсина и др. (ОАО «Челябинскгеосъемка», 2010), в его строении принимают участие габбро, габбро-диориты, микрогаббро, редко пироксениты, диориты. В состав комплекса входят крупные тела габброидов, развитые преимущественно в восточных частях Шарьипкульского, Калдинского и Буринско-Карабольского массивов, а также в районах озер Каинкуль, Чебакуль и Уелги. Габбро представлено такситовыми разностями от мелано- до лейкократовых с разной зернистостью. В восточной части Буринского массива в меланократовых габбро, а также в габбро и пироксенитах Каинкульского и Чебакульского массивов известны проявления титаномагнетитовых руд. По совокупности геологических данных возраст габброидов канзафаровского комплекса принят раннекаменноугольным.

**Петрогеохимические особенности пород.** Известно, что габбро, габбродолериты, габбронориты

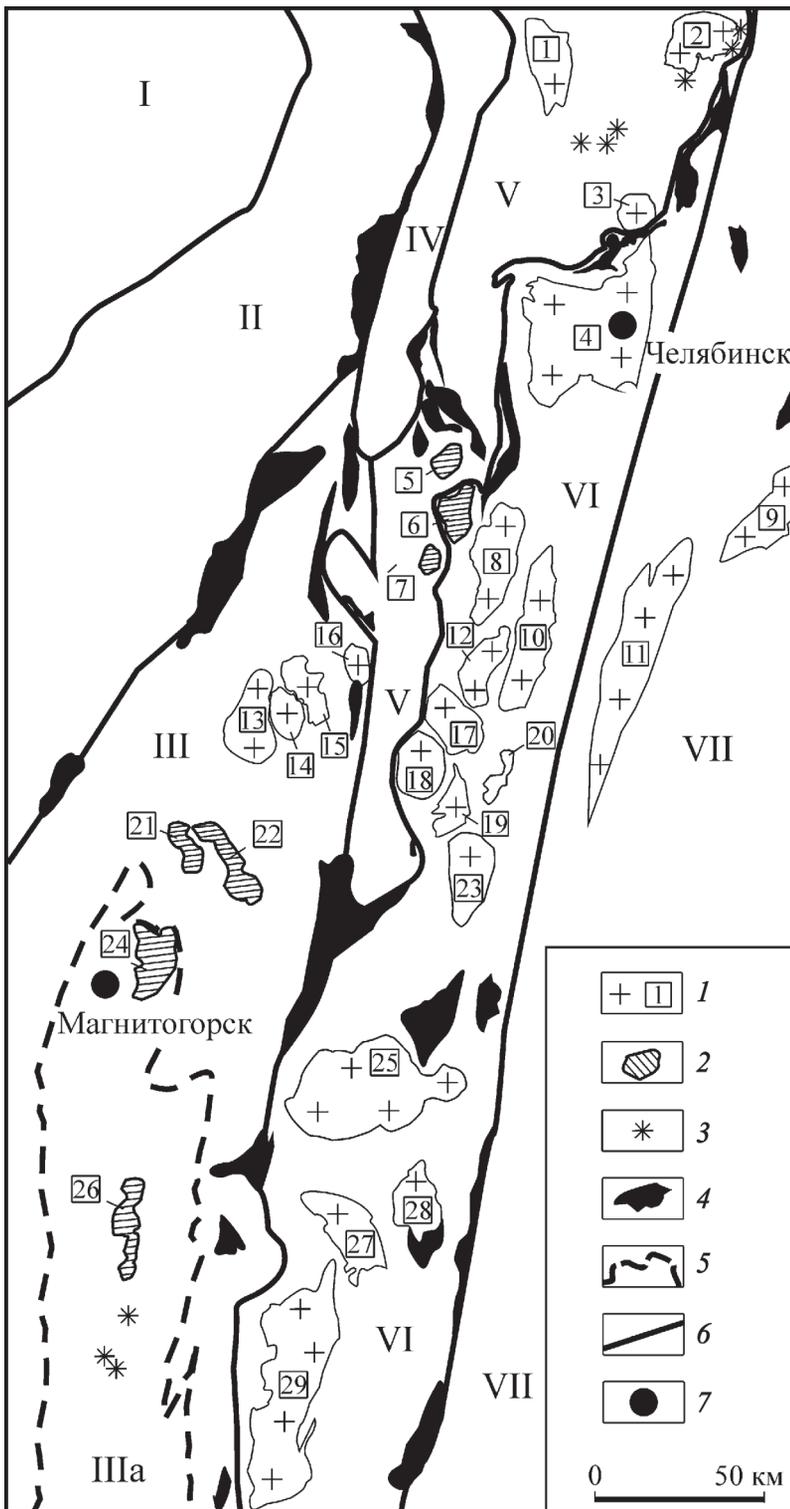


Рис. 1. Схема тектонического районирования Южного Урала и положение на ней массивов габбро-гранитной формации: 1 — крупные гранитные массивы и их номера; 2, 3 — массивы габбро-гранитной формации (2 — крупные массивы, 3 — мелкие интрузивные тела); 4 — гипербазитовые интрузии; 5 — граница раннекаменноугольного Магнитогорско-Богдановского грабена; 6 — границы структурно-формационных зон; 7 — положение городов

I — Предуральский краевой прогиб и Западно-Уральская зона линейной складчатости, II — Башкирский мегантиклинорий, III — Магнитогорский мегасинклиний, IV — Ильменогорско-Сысертский блок, V — Арамилско-Сухтелинская зона, VI — Восточно-Уральская мегазона, VII — Зауральское поднятие. Цифры в квадратах — гранитоидные массивы: 1 — Тюбукский, 2 — Буринско-Карабольский, 3 — Султаевский, 4 — Челябинский, 5 — Камбулатовский, 6 — Ключевской и Куртмакский, 7 — Большаковский, 8 — Варламовский, 9 — северная часть Нижне-Санарского массива, 10 — Коелгинский и Пластовский, 11 — Нижне-Санарский, 12 — Борисовский, 13 — Ахуновский, 14 — Петропавловский, 15 — Карагайский, 16 — Вандышевский, 17 — Санарский, 18 — Степнинский, 19 — Стрелецкий и Черноборский, 20 — Чернореченский, 21 — Верхнеуральский, 22 — Полосинский и Кассельский, 23 — Чесменский, 24 — Магнитогорский и Мосовский, 25 — Джабыкский, 26 — Северные Борки и Разборненский, 27 — Неплюевский, 28 — Варшавский, 29 — Суундукский

зарождаются на бóльших глубинах, чем легкоплавкие гранитоиды, и лучше всего отвечают исходному расплаву [Ферштатер, 2013]. В связи с этим именно они использованы нами для реконструкции палеогеодинамических условий образования и выяснения формационной принадлежности интрузий магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов (таблица), которые, кроме того, имеют мантийные изотопные значения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и  $\epsilon Nd$  [Ронкин, 1989].

По данным Д.Н. Салихова с соавторами [2014], габброиды магнитогорского комплекса относятся к умеренно-щелочным базитам натриевого и калиево-натриевого подотряда щелочности ( $K_2O=0,6\div 1,20\%$ ,  $Na_2O=3,1\div 4,6\%$ ). По коэффициенту глиноземистости они соответствуют породам умеренного ряда ( $al'=0,72\div 1,00$ ). К специфическим особенностям рассматриваемых габбро относится высокое содержание  $TiO_2$  (1,7–3,0%) и  $P_2O_5$  (0,250–0,673%). Они обогащены высокозарядными

## Химический состав пород габбро-гранитной формации, масс.%

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
1	46,01	1,87	16,77	5,39	6,66	0,11	7,01	10,25	3,72	0,34	0,07	1,04	99,28
2	49,84	1,76	18,13	2,47	6,50	0,13	5,42	9,01	3,80	0,44	0,03	1,57	99,21
3	51,06	2,39	18,98	2,34	6,01	0,17	3,50	9,85	3,77	0,50	0,08	0,96	99,72
4	51,40	2,09	16,57	3,82	6,77	0,11	4,12	9,10	3,90	0,79	0,17	1,76	100,65
5	57,16	0,74	17,42	1,62	4,49	0,10	5,72	7,46	3,77	1,15	0,17	1,18	100,98
6	58,18	0,86	16,97	1,05	4,77	0,11	3,78	7,04	4,66	1,23	0,18	0,90	99,73
7	62,02	0,55	16,70	1,78	1,35	0,03	5,06	5,60	5,35	0,81	0,11	1,12	100,48
8	63,06	0,50	14,66	3,16	2,99	0,04	2,65	6,48	4,79	1,00	0,18	1,12	100,63
9	63,66	0,37	15,78	3,32	2,36	0,07	2,69	5,16	5,00	0,38	0,12	0,84	99,75
10	76,74	0,06	12,81	0,16	0,53	0,01	0,50	2,17	5,62	1,30	0,03	0,10	99,92
11	70,56	0,42	14,74	0,93	2,13	0,05	1,65	3,35	4,66	1,39	0,12	0,22	100,22
12	70,36	0,37	14,60	1,31	1,53	0,05	0,97	2,84	5,03	3,12	0,03	0,50	100,71
13	71,52	0,27	13,78	1,24	2,42	0,05	1,59	0,86	4,83	3,23	0,04	0,56	100,39
14	72,26	0,23	13,57	1,41	1,60	0,05	1,19	1,70	4,05	4,19	0,06	0,22	100,50
15	72,40	0,20	14,04	0,47	0,93	0,04	1,91	2,44	4,06	3,42	0,05	0,56	100,52
16	74,18	0,14	12,84	0,45	1,21	0,05	0,28	2,35	4,53	4,08	0,02	0,38	100,51
17	74,26	0,11	13,00	0,76	0,83	0,02	1,59	1,15	3,80	4,80	0,05	0,56	100,93
18	74,43	0,19	12,85	0,80	0,98	0,05	0,45	1,25	4,50	3,66	0,09	0,36	99,61
19	74,88	0,16	12,30	1,31	1,15	0,03	0,60	0,86	3,58	4,52	0,03	0,48	99,90
20	75,48	0,10	12,87	0,19	0,88	0,04	0,28	0,92	4,59	4,18	0,02	0,44	99,99
21	75,50	0,08	12,60	0,96	0,83	<0,01	0,80	0,86	4,00	3,93	0,01	0,52	100,08
22	76,26	0,07	13,39	0,14	0,40	<0,01	0,40	1,00	3,83	4,84	<0,01	0,12	100,45
23	45,98	1,82	16,86	4,62	6,43	0,17	6,85	10,36	3,63	0,40	<0,01	1,98	99,10
24	50,66	1,58	17,65	2,30	6,60	0,17	5,40	8,93	3,85	0,49	<0,01	2,26	99,89
25	51,20	2,50	19,61	1,73	5,53	0,11	3,24	10,08	3,75	0,48	<0,01	1,60	99,83
26	46,81	2,36	14,58	4,62	11,92	0,18	6,56	5,00	4,61	0,12	0,33	2,04	99,11
27	47,74	1,38	14,93	4,14	7,33	0,20	8,40	9,98	2,60	0,21	0,12	2,40	99,43
28	48,24	2,36	13,22	5,74	8,88	0,26	4,18	10,85	3,69	0,18	0,23	1,52	99,35
29	49,32	2,64	14,03	3,89	11,10	0,21	4,18	6,89	3,58	0,22	0,21	3,06	99,29
30	49,39	1,68	13,13	3,70	7,90	0,18	6,63	11,80	3,06	0,30	0,10	2,16	100,03
31	49,81	1,72	14,16	3,35	9,16	0,24	6,43	10,12	3,06	0,26	0,16	0,76	99,23
32	49,89	1,27	13,80	4,06	6,61	0,21	8,10	9,69	2,89	0,33	0,13	1,93	98,91
33	49,99	2,90	12,76	5,47	11,38	0,29	5,27	7,52	2,33	0,50	0,18	0,40	98,99
34	50,69	1,29	14,45	2,48	7,46	0,16	7,23	8,68	3,68	0,57	0,10	2,78	99,57
35	51,02	2,44	14,49	4,34	9,31	0,23	5,57	7,02	4,40	0,26	0,32	1,00	100,40
36	53,32	2,86	13,32	5,05	9,98	0,25	4,83	7,32	3,87	0,17	0,40	1,14	100,51
37	49,50	1,61	14,00	3,00	6,82	0,20	13,00	5,10	4,40	0,10	0,22	1,80	99,75
38	50,00	2,54	14,70	3,00	10,80	0,22	6,00	7,38	3,57	0,14	0,22	1,00	99,58
39	50,00	3,00	14,70	3,55	10,80	0,21	5,00	7,38	3,57	0,20	0,26	0,90	99,58
40	53,00	1,04	14,70	5,22	5,75	0,18	4,20	10,20	4,05	0,30	0,44	0,70	99,84
41	55,00	2,81	13,60	3,20	7,99	0,21	5,90	3,99	4,99	0,20	0,44	0,92	99,25
42	40,93	4,24	11,55	9,83	10,26	0,25	6,69	10,80	3,40	0,17	0,08	1,89	100,09
43	42,38	5,52	11,79	8,29	8,98	0,23	5,65	11,06	3,14	0,52	0,60	1,38	99,54

Окончание табл.

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
44	44,45	3,50	13,67	9,43	7,56	0,22	5,50	10,00	1,20	1,37	0,22	3,12	100,24
45	45,03	2,69	13,24	8,77	7,05	0,21	6,37	10,77	0,76	1,39	0,09	2,86	99,23
46	49,89	0,88	21,42	4,55	1,44	0,08	2,45	11,76	2,84	1,46	0,25	2,54	99,56
47	50,20	2,90	13,90	4,87	6,84	0,19	4,70	9,55	3,51	0,57	1,05	1,74	100,02
48	51,32	1,80	15,37	5,50	4,32	0,13	6,24	9,03	2,35	1,21	0,27	1,95	99,49
49	51,26	1,44	14,67	3,84	5,43	0,12	5,11	9,34	4,14	2,13	0,23	1,68	99,39
50	51,48	2,11	16,49	3,71	6,60	0,16	3,83	9,12	3,90	1,11	0,28	2,40	101,19
51	53,86	2,15	14,48	4,10	6,64	0,20	3,94	6,82	4,22	1,35	0,34	1,81	99,91
52	50,39	1,33	15,15	5,67	6,90	0,25	5,59	8,00	3,81	0,75	0,30	1,42	99,56
53	47,70	1,84	10,64	16,98	—	0,23	6,53	8,80	2,10	3,25	0,20	1,10	99,37
54	54,25	1,72	14,59	3,38	4,68	0,13	5,23	9,28	2,49	0,80	0,30	2,91	99,76
55	55,01	2,00	17,20	5,68	2,88	0,14	3,36	6,91	3,79	1,06	0,84	0,98	99,85
56	55,11	2,30	14,76	4,27	6,48	0,20	3,61	6,72	3,91	1,03	0,45	1,07	99,91
57	57,37	2,10	14,18	6,15	3,24	0,15	3,53	5,62	3,55	1,71	1,00	1,13	99,73
58	66,06	0,70	15,62	0	4,00	0,11	0,98	2,43	5,70	2,11	0,17	1,98	99,86
59	69,10	0,55	14,68	0	3,06	0,06	0,99	1,62	5,51	2,43	0,07	1,55	99,62
60	70,30	0,41	14,26	0	3,36	0,07	0,77	1,60	4,50	3,86	0,05	0,74	99,92
61	70,62	0,38	15,21	2,96	0,54	0,05	0,92	1,41	4,76	2,56	0,05	0,53	99,99
62	71,58	0,50	16,08	0,56	0,72	0,05	0,57	1,54	4,62	3,83	0,05	0,10	100,20
63	58,90	1,25	15,11	3,18	4,50	0,14	3,31	6,52	3,60	1,55	0,24	1,30	99,60
64	67,91	0,47	16,16	1,42	1,43	0,06	0,65	3,28	4,94	2,62	0,13	0,65	99,72
65	56,85	2,36	11,56	14,81	—	0,15	4,03	5,55	2,10	1,69	0,27	1,20	100,58
66	70,66	0,32	13,37	3,63	—	0,09	0,39	0,50	4,70	5,71	0,04	0,30	99,71

Примечания. 1–22 — Ключевской массив: 1–4 — габбро, 5–9 — диориты, 10, 11 — плагиограниты, 12–15 — граниты биотитовые, 16–22 — лейкограниты; 23–25 — габбро Большаковского массива; 26–41 — габбро канзафаровского комплекса; 42–66 — породы магнитогорского комплекса: 42–53 — габбро, 54–66 — гранитоиды; 1–41 — данные авторов и коллег из ОАО «Челябинскгеосъемка», 42–66 — данные Г.Б. Ферштатера [2013]. Прочерк — содержание ниже чувствительности метода.

(Nb, Ta, Zr, Hf) и литофильными (Rb, Ba, Th, U) элементами, а суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) колеблется в пределах 96–155 г/т при заметном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми (г/т) (La = 12,4÷15,4; Yb = 3,0÷3,7; Lu = 0,43÷0,57; La/Yb = 3,2÷6,2) при отсутствии европиевой аномалии.

Габброиды Большаковского [Сначёв и др., 2009] и Ключевского массивов близки по составу к умеренно- и высокотитанистым (TiO<sub>2</sub>=1,7÷2,5%) толеитам с довольно высокой относительной глиноземистостью (таблица). Содержание Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O в них очень стабильно и составляет 3,63–3,85 и 0,34–0,79% соответственно, что отвечает натриевому типу щелочности. В неплюевских габбро, как и в магнитогорских, отмечена повышенная концентрация высокозарядных и литофильных элементов. Спектр РЗЭ довольно отчетливо фракционирован, легкие лантаноиды заметно преобладают над тяжелыми (г/т) (La=13,6÷22,9; Yb=2,4÷5,2; Lu=0,35÷0,85; La/Yb=5÷9), сумма РЗЭ в породах составляет от 90 до 170 г/т.

Габброиды канзафаровского комплекса относятся к высокотитанистым толеитам (TiO<sub>2</sub> 1,27–3,00%) с довольно высокой относительной глиноземистостью (таблица). Для них характерно повышенное содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,10–0,44%) и натриевый тип щелочности (Na<sub>2</sub>O=2,6÷4,6%, K<sub>2</sub>O=0,15÷0,60%, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=3,4÷35,0, сумма щелочей 2,8÷5,1%). Распределение РЗЭ в рассматриваемых габброидах свидетельствует о незначительном фракционировании элементов. Суммарно содержание РЗЭ в них варьирует от 120 до 170 г/т, хондрит-нормированные значения La<sub>N</sub>≈50 и Lu<sub>N</sub>≈45, а абсолютные — La=15÷22, Lu=1,20÷1,80 г/т.

По петрогеохимическим характеристикам габброиды магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов относятся к толеитовым базитам, образование которых связано либо с океаническими островами, либо с рифтогенными структурами [Геодинамические..., 1989]. Их характерные особенности — высокое содержание TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, литофильных и РЗЭ, натриевый тип

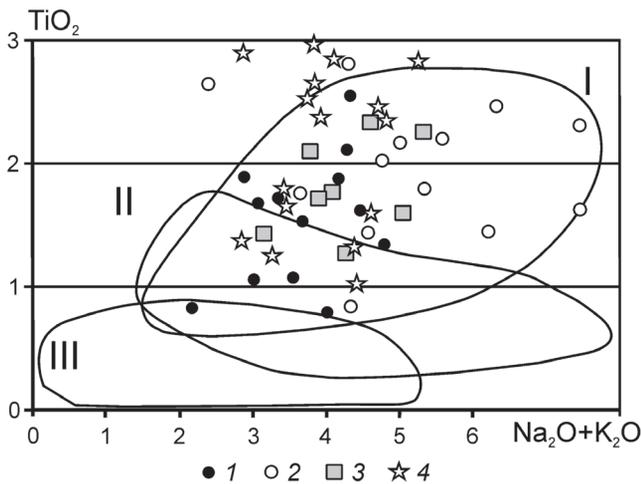


Рис. 2. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{TiO}_2$ , по [Сначёв и др., 2009], для габброидов магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов: 1 — Большаковский массив, 2 — магнитогорский комплекс, по [Ферштатер, 2013], 3 — Ключевской массив, 4 — канзафаровский комплекс. Поля формаций: I — габбро-гранитной, II — дунит-клинопироксенит-габбровой, III — дунит-гарцбургитовой

щелочности, преобладание легких РЗЭ (La, Ce) над тяжелыми (Yb, Lu). Обогащенность толеитовых магматических пород литофильными элементами связана с тем, что в их образовании принимало участие вещество неистощенной мантии [Геодинамические..., 1989]. По данным Д.Н. Салихова с соавторами [2014], габброиды магнитогорского комплекса отвечают внутриплитным умереннощелочным базальтам, образование которых происходило в начальный этап заложения Магнитогорско-

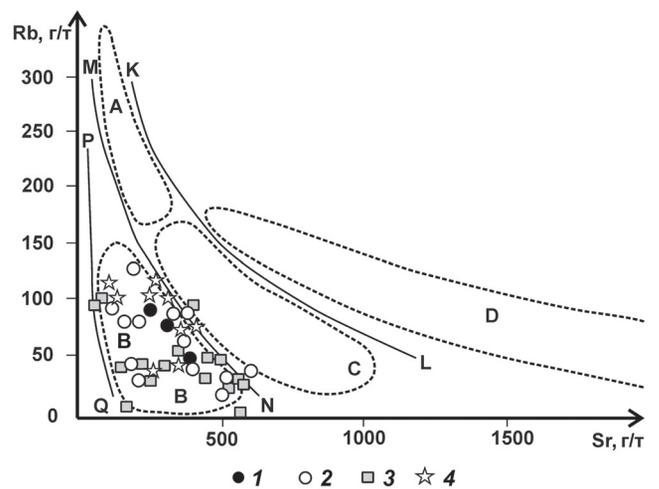


Рис. 3. Диаграмма Rb—Sr, по [Ферштатер и др., 1984], для габброидов и гранитоидов магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов: 1 — Большаковский массив, 2 — магнитогорский комплекс, по [Ферштатер, 2013], 3 — Ключевской массив, 4 — канзафаровский комплекс. Поля пород — производные различных исходных магм: PQ — толеитовой океанической; NQPM — толеитовой континентальной островодужной; LNMK — орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой, выше линии LK — латитовой, щелочно-базальтовой. Области распространения южноуральских гранитоидных формаций: А — гранит-мигматитовой, В — габбро-гранитной, С — тоналит-гранодиоритовой, D — монзонит-гранитной

Богдановского грабена. Близкое мнение высказал Г.Б. Ферштатер [2013], который относит рассматриваемый комплекс к рифтогенным магматитам, приуроченным к надсубдукционному рифту. По содержанию Rb, Sr, РЗЭ и малых элементов они

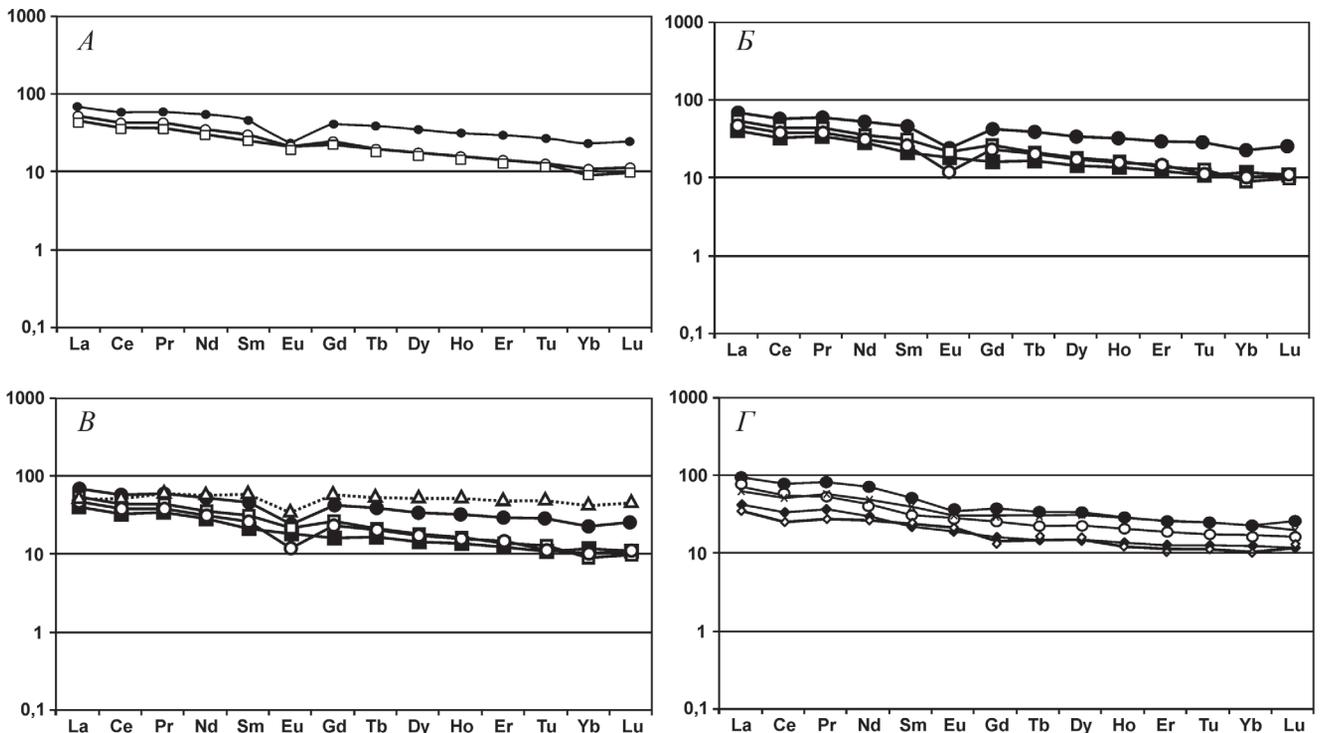


Рис. 4. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, в габброидах магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов: А — Большаковский массив, Б — Ключевской массив, В — канзафаровский комплекс, Г — магнитогорский комплекс, по [Ферштатер, 2013]

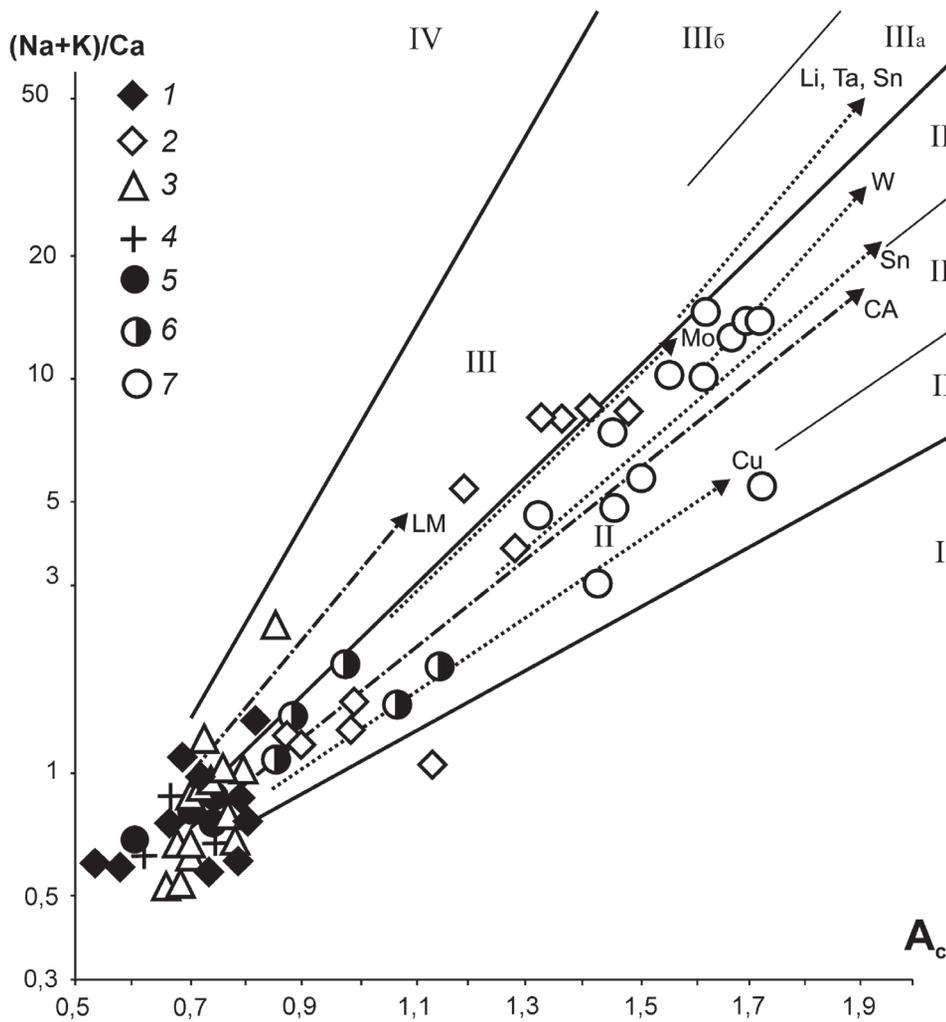


Рис. 5. Диаграмма  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} - A_c$  для пород магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов с эталонными трендами рудогенных гранитоидных формаций, по [Бородин, 2004]; 1, 2 — магнитогорский комплекс, по [Ферштатер, 2013]; 1 — габбро, 2 — диориты, гранодиориты, граниты; 3 — габбро канзафаровского комплекса; 4 — габбро Большаковского массива; 5–7 — породы Ключевского массива: 5 — габбро, 6 — диориты, 7 — граниты.

Классификационные поля: I — известковое, II — известково-щелочное (IIa — субизвестковистые, IIb — известково-щелочные, IIв — субизвестково-щелочные граниты); III — субщелочное (IIIa — субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты, IIIб — щелочные агапитовые граниты); IV — щелочное

Эталонные тренды (штрих-пунктирные линии): CA — главный известково-щелочной, LM — латитовый (монзонитовый); эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций (пунктирные линии): Sn — оловянный, Cu — медно-порфировый, Mo-Cu — молибденовый, W-Mo — вольфрам-молибденовый; Li, Ta, Nb, Sn — литий-тантало-ниобий-оловянный

относятся к породам андезитового ряда. Подобные породы формируются в тылу островных дуг, на континентальной окраине [Зоненшайн и др., 1976] или в континентально-рифтогенной геодинамической обстановке [Ковалев и др., 1995; Савельев и др., 2009].

Рассмотрим формационную принадлежность габброидов магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов. На диаграмме  $\text{TiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 2) они образуют единую область, совпадающую с полем габбро-гранитной формации и обособленную от хромитонесной дунит-гарцбургитовой и платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой. Примечательно, что габбро магнитогорского комплекса, в отличие от центральной и северной групп интрузий, в среднем содержит заметно больше щелочей и меньше  $\text{TiO}_2$ .

Положение габброидов и гранитоидов перечисленных выше комплексов на диаграмме Rb-Sr (рис. 3) для интрузивных формаций в разной геодинамической обстановке на Южном Урале [Ферштатер, 1984] указывает на то, что все они входят в состав габбро-гранитной формации и ложатся на тренд пород мантийного, а не корового происхождения. Подтверждение этому находим при анализе

рис. 4, на котором графики распределения РЗЭ в габбро южной, центральной и северной групп интрузий повторяют один другой и полностью укладываются в поле магнитогорского комплекса, для которого принадлежность к габбро-гранитной формации четко доказана предыдущими исследователями [Ферштатер, 2013; Пучков, 2000].

Металлогеническая специализация пород магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов наглядно демонстрируется на классификационной диаграмме эталонных трендов рудогенных гранитоидных формаций, разработанной Л.С. Бородиным [2004]. На этой диаграмме (рис. 5) в координатах  $A_c - (\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ , где  $A_c$  — универсальный параметр кислотности-основности, учитывающий не только содержание, но и химическую активность породообразующих элементов, а  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$  — параметр, характеризующий степень щелочности-известковистости, показаны типовые тренды редкометалльных, оловянных и медных провинций мира по отношению к S- и I-гранитам, в том числе Sn-тренд известково-щелочных гранитов и лейкогранитов, Li, Ta, Sn (Li-Ta-Nb-Sn)-тренд субщелочных, плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов,

W(W-Mo)-тренд субизвестково-щелочных лейкогранитов, Cu-тренд низкощелочных субизвестковых мезогранитоидов медно-порфировых провинций, Mo(Mo-Cu)-порфировый тренд монцитонитоидов и субизвестково-щелочных лейкогранитов молибден-порфировых провинций.

Учитывая то, что Большаковский массив и канзафаровский комплекс представлены исключительно габброидами, на диаграмме  $A_c-(Na+K)/Ca$  они не образуют трендов и нет возможности оценить их металлогеническую специализацию. Совсем другая картина наблюдается для пород Ключевского массива и магнитогорского комплекса. Все анализы габбро, диоритов, гранодиоритов и гранитов укладываются в главный известково-щелочной тренд и, за исключением нескольких проб диоритов магнитогорского комплекса, расположены в пределах известково-щелочного поля (II). Принадлежащие им гранитоиды образуют компактную область, вытянутую вдоль границы раздела полей II и III (секторы IIв и IIIа), и тяготеют к медно-молибденовому металлогеническому тренду. Наибольший интерес на Cu-Mo оруденение представляют гранодиориты и граниты. Подтверждается это и исследованиями Г.Б. Ферштатера [2013], который для гранитоидов магнитогорского комплекса отмечал четкую специализацию на Mo. Содержание этого редкометалльного элемента в них первично и заметно выше, чем в других гранитоидах Урала.

**Заключение.** Таким образом, по ряду геологических, геохронологических и петрогеохимических данных породы канзафаровского комплекса, а также Большаковского, Ключевского, Куртмакского, Камбулатовского массивов, расположенных в пределах Арамилско-Сухтелинской зоны, сопоставимы с породами магнитогорского комплекса, для которого четко доказана принадлежность к габбро-гранитной формации [Ферштатер, 2013], что позволило соединить в единую субмеридиональную структуру южноуральский и среднеуральский сегменты раннекаменноугольного рифта. Примечательно, что в северном направлении от Богдановского массива до Камбулатовского постепенно уменьшается доля щелочных пород, а среди канзафаровского комплекса они вообще отсутствуют. При этом постепенно с юга на север увеличивается глубина кристаллизации пород.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бородин Л.С.* Модельная система петрогеохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 3–26.

Геодинамические реконструкции: Методическое пособие для региональных геологических исследований. Л.: Недра, 1989. 278 с.

История формирования габбро-гранитной формации охватывает длительный интервал времени. Магнитогорская мегазона, в пределах которой эта формация широко развита, представляет собой хорошо сохранившийся фрагмент островной дуги, активно развивавшейся в девонское время, и прослеживается на север через сильно эродированную Арамилско-Сухтелинскую зону [Пучков, 2010]. Островная дуга находилась над зоной субдукции, падающей на восток под Восточно-Уральский микроконтинент.

В позднем девоне произошла мягкая коллизия микроконтинента и островной дуги. В первой половине раннекаменноугольного времени восточнее (в тылу островной дуги) образовалась рифтовая зона (Магнитогорско-Богдановский грабен). В ее пределах в раздвиговых зонах формировались высокотитанистые толеитовые и умереннощелочные базальты греховской и березовской свит, а также интрузии габбро-гранитной формации, для которых характерны смешанные геохимические признаки надсубдукционных и внутриплитных (рифтовых) образований.

В наступивший затем во второй половине карбона–перми коллизионный этап развития региона северная часть Магнитогорской мегазоны и пограничная область Южного и Среднего Урала оказались в условиях жесткой коллизии, в результате чего образования на их восточном фланге, включая габбро-гранитную формацию, были шарьированы на западный край Восточно-Уральского поднятия. Возникшая при этом аккреционная призма (Арамилско-Сухтелинская зона) впоследствии испытала сильную эрозию, интенсивность которой росла в северном направлении. На современной поверхности оказались преимущественно габбро и гранодиориты неплюевского (Центральная группа массивов) и габброиды канзафаровского комплексов (Северная группа массивов).

Учитывая медно-молибденовую специализацию гранитоидов габбро-гранитной формации, наиболее перспективными на редкометалльное оруденение следует считать слабоэродированные диориты и гранодиориты магнитогорского комплекса и в меньшей степени — Ключевской и Камбулатовский массивы.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках Государственного заказа по теме № 0246-2019-0078.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин Л.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

*Ковалев С.Г., Сначёв В.И., Романовская М.А.* Новые геолого-петрогенетические аспекты формирования Кусинско-Копанского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1995. № 4. С. 81–85.

*Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

*Ронкин Ю.Л.* Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С. 107–109.

*Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначёв В.И.* Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 32–36.

*Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р.* Каменноугольный вулканогенно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.

*Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И.* Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.

*Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И.* и др. Большаковский габбровый массив — фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 1. С. 79–81.

*Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С.* и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4 / Под ред. А.М. Никишина. М.: МГУ, 2006. 300 с.

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

*Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С.* и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.

Поступила в редакцию 21.09.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019

УДК 551.248.2 (477.75)

Д.А. Симонов<sup>1</sup>, В.С. Захаров<sup>2</sup>, Г.В. Брянцева<sup>3</sup>**КОМПЛЕКСНЫЙ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ, СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ И ФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНЫХ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

ГБОУ ВМОУ Университет «Дубна», 141980, Московская обл., г. Дубна, ул. Университетская, 19

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

University "Dubna", 141980, MO, Dubna, University st., 19

Для Керченского полуострова был выполнен комплексный анализ с применением морфоструктурного, структурно-геоморфологического методов и определения фрактальной размерности  $D$  гидросети. Выявлено, что повышенные значения поля фрактальной размерности  $D$  хорошо коррелируют с суммарной амплитудой воздымания за плейстоцен и голоцен и хуже с новейшими структурами, сформировавшимися за конэрозионный этап развития. Можно заключить, что фрактальный подход для количественного анализа рисунка гидросети дает хорошие результаты при выявлении новейших движений и менее результативен для выявления новейших структур. Перспективна дальнейшая разработка метода фрактального анализа с обязательным включением в него других параметров гидросети, широко используемых при структурно-геоморфологическом анализе.

*Ключевые слова:* неотектоника, фракталы, морфометрия, структурная геоморфология, гидросеть, Керченский полуостров.

A comprehensive analysis was carried out for the Kerch Peninsula using morphostructural, structural and geomorphological methods as well as determining the fractal dimension  $D$  of the driangle system. It has been discovered that increased values of the field of fractal dimension  $D$  correlate well with the total uplift amplitude during the Pleistocene and Holocene, and worse with the latest structures formed during the conerosion stage of development. It can be concluded that the fractal approach for the quantitative analysis of the driangle system pattern gives good results in identifying the latest movements, and is less effective in identifying the latest structures. The further development of the fractal analysis method is promising, with the inclusion of other driangle system parameters widely used in structural-geomorphological analysis.

*Key words:* neotectonics, fractals, morphometry, structural geomorphology, driangle system, Kerch Peninsula.

**Введение.** Новейшие тектонические движения неразрывным образом связаны с формированием рельефа поверхности земли и развитием гидросети. Существует множество методов исследования и выделения новейших структур. Один из известных методов структурной геоморфологии — метод, разработанный Н.П. Костенко [Корчуганова, Костенко и др., 2001], но он предполагает выявление новейших деформаций и их суммарных поднятий за весь конэрозионный этап развития. С помощью другого метода — структурно-морфометрического, который разработан М.Ф. Философовым [Философов, 1975], можно рассматривать новейшие структуры во времени. Стадийность новейших тектонических движений возможно определить

на основании предположения о том, что водотоки высших порядков развиваются длительное время и отражают алгебраическую сумму движений за промежуток от их заложения до настоящего времени, тогда как водотоки низших порядков отражают неотектонические движения за меньший промежуток времени и более молодые, чем водотоки высших порядков. Таким образом, в результате комплексного анализа базисных поверхностей разных порядков можно проследить стадии развития рельефа, что в свою очередь отражает эволюцию роста выраженных в рельефе новейших структур.

Гидросеть представляет собой наиболее чувствительный маркер новейших вертикальных тектонических движений, которые значительно

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. н. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* dsim\_0@mail.ru

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

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, университет «Дубна», кафедра экологии и наук о Земле, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* bryan.bryan@yandex.ru

вливают не только на формирование рельефа, но и на рисунок гидросети. Определенная сложность связана с тем, что водотоки формируются под влиянием множества разнообразных процессов, включающих климатические и гидрологические факторы, особенности геологического строения, состав пород, трещиноватость и т.д. Анализ рисунка гидросети достаточно широко используется при определении направленности новейших тектонических движений, однако в настоящее время такой анализ проводится в основном качественно.

Ряд исследователей [Федер, 1991; Turcotte, 1997] показали, что рисунок гидросети обладает выраженным свойством самоподобия в относительно широком диапазоне масштаба, что позволяет помимо качественного анализа использовать и количественное описание особенностей сети водотоков на основе фрактального анализа, что может быть использовано в качестве одного из вспомогательных методов исследования новейших движений. Фрактальная геометрия занимается изучением свойств самоподобия, выражаемых степенными законами, что делает ее мощным средством для анализа огромного количества геологических и геоморфологических процессов и объектов, в том числе таких, как эрозионные системы и гидросети, описываемых также степенными законами [Федер, 1991; Turcotte, 1997; Pelletier, 1999]. Несмотря на то что в настоящее время фрактальному подходу в геологии уделяется все большее внимание [Donadio et al., 2015; Fac-Beneda, 2013], его возможности при анализе новейших тектонических движений изучены еще недостаточно. Представляется, что развитие этого направления может способствовать разработке и совершенствованию методов автоматического компьютерного анализа новейших тектонических движений.

Цель наших исследований — комплексный анализ новейших вертикальных движений в районе Керченского п-ова, проведенный методами структурно-геоморфологического, структурно-морфометрического анализов и одного из методов фрактального анализа для выявления принципиальных возможностей последнего.

**Материалы и методы исследований.** Структурно-геоморфологический метод исследования рельефа и проведенный на его основе анализ Керченского п-ова подробно описаны в статье [Захаров и др., 2019]. Исследование выполнено на основе цифровой модели рельефа SRTM в масштабе 1:200 000. Сеть водотоков для морфоструктурного [Симонов, Брянцева, 2018] и фрактального анализов [Захаров и др., 2019] построена по той же цифровой модели рельефа SRTM, с использованием алгоритма, описанного С. Дженсоном и И. Домиником [Jenson, Domingue, 1988], и применяемого в большинстве ГИС-пакетов. Для выделения водотоков определяли направление стока в элементарных ячейках растра согласно модели

восьминаправленного стока, когда из восьми возможных направлений из ячейки выбирается одно, с наибольшим значением градиента рельефа. Затем определяется величина суммарного стока для каждой ячейки растра и отсекаются пороговые значения. При построении модели гидросети локальные понижения заполнялись полностью, что привело к некорректному выделению некоторых водотоков в пределах этих впадин, однако их число не превышает 1% и существенно не влияет на полученные результаты. Построенные водотоки разделяли на порядки согласно методу, предложенному А. Страхлером и М.В. Философовым [Strahler, 1957; Философов, 1975]: если два водотока одного порядка сливаются и образуют новый, то его порядок возрастает, при слиянии водотоков разного порядка это не происходит.

При морфоструктурном и фрактальном анализе рассматривались все водотоки, в том числе сухие, площадь водосборного бассейна которых не менее 250–300 тыс. м<sup>2</sup>. Отметим, что построенная гидросеть расположена ниже остаточного рельефа, обусловленного в рассматриваемом регионе не только современными вертикальными движениями, но в значительной мере литологическим составом пород. На Керченском п-ове наиболее распространены отложения олигоцена–нижнего миоцена мощностью до 3 км, известные как майкопская серия и представленные преимущественно бескарбонатными глинами с горизонтом песчаников в нижней части [Муратов, 1960]. Они перекрыты глинами, переслаивающимися с известняками, конгломератами, брекчиями среднего и верхнего миоцена, мощность до 550 м. Эти породы играют главную роль в формировании рельефа северо-восточной части полуострова. Наличие мощных прослоев известняков в глинах среднего миоцена, мшанковых рифов и прослоев ракушечных известняков среди глин эоценового яруса значительно влияет на характер рельефа, что проявляется в формировании характерных узких гряд, которые оконтуривают антиклинальные складки в центральной части полуострова и гряды, сложенные мшанковыми рифами на северо-востоке полуострова. Многие мелкие формы рельефа обусловлены именно литологической неоднородностью и проявляются в остаточном рельефе, который исключается при фрактальном анализе гидросети. Последний заключался в вычислении фрактальной размерности  $D$ , которая служит показателем в степенном законе вида

$$N \sim \delta^{-D}, \quad (1)$$

где  $\delta$  — масштаб рассмотрения,  $N$  — число элементов данного масштаба.

Фрактальная размерность показывает меру самоподобия рассматриваемой иерархической совокупности и степень сложности структуры. Для природных линейных объектов характерна дробная

размерность в диапазоне от 1 до 2, и чем более сложный, «изломанный» фрактал, тем ближе его размерность к 2.

Для практического вычисления  $D$  использовали метод подсчета клеток (box dimension) [Федер, 1991]. Для вычисления  $D$  исследуемый объект покрывается клетками со стороной, равной  $\delta$ , причем при каждом акте покрытия  $\delta$  изменяется, и подсчитывается число необходимых для этого клеток  $N$  при разных значениях  $\delta$ . На графике, построенном в двойном логарифмическом масштабе, область скейлинга, т.е. диапазона значений  $\delta$ , для которого зависимость имеет вид (1), аппроксимируется прямой линией:

$$\lg N = -D \lg \delta + c. \quad (2)$$

Угловой коэффициент этой зависимости — оценка фрактальной размерности  $D$ ,  $c$  — постоянная.

Фрактальные свойства речных сетей исследованы в большом количестве работ как отечественных, так и зарубежных исследователей [Мельник, Поздняков, 2007; Сидорчук, 2014; Pelletier, 1999]. В них показано, что в масштабе около нескольких десятков километров фрактальная размерность тесно связана со сложностью и густотой речных сетей, а также что есть общая тенденция к росту фрактальной размерности при увеличении высоты и увлажненности территории. В работе [Dombradi et al., 2007] выявлена связь фрактальной размерности с направлением и (грубо) со скоростью неотектонических движений.

При проведении фрактального анализа водотоков каждый участок русла реки считался линейным объектом. Для выявления пространственных особенностей вариации фрактальной размерности речных сетей региона проводился ее расчет в скользящем окне с помощью авторской программы FrAnGeo [Захаров, 2011].

**Структурно-геоморфологический и морфоструктурный анализ.** В пределах Керченского п-ова выделены 3 крупных тектонических структуры: Юго-Западная равнина, которая представляет собой область периклинального замыкания Крымского мегантиклинория на востоке, южный борт Индоло-Кубанского прогиба и Керченско-Таманский поперечный прогиб [Муратов, 1960; Геология..., 1969], которые в той или иной степени по-разному выражаются в рельефе. Важно, что современный структурный план, образованный в неотектонический этап развития Керченского п-ова, не совпадает с более древними структурами. В частности, антиклинальные складки в северо-восточной части полуострова в настоящее время не развиваются, а их выражение в рельефе связано с литологией слагающих их пород. Осложняет структурно-геоморфологический анализ и широкое развитие песчано-глинистых пород, что приводит к слабому проявлению в рельефе новейших структур.

В результате выполненного нами структурно-геоморфологического анализа [Захаров и др., 2019] выделены структуры 1-го порядка (здесь и далее новейшим структурам даны условные названия): Северо-Западный (I), Центральный (II) и Восточный (III) секторы (рис. 1), которые отличаются рядом параметров, главным образом простиранием структур и их суммарными конэрозионными поднятиями.

**Северо-Западный сектор (I)** в современной структуре занимает западную часть южного борта Индоло-Кубанского прогиба, а также южную часть Юго-Западной равнины. В его пределах выделяются несколько более мелких структур 2-го порядка. *Акташская впадина* ( $I_1$ ) протягивается вдоль Сивашского залива. Ее высота постепенно увеличивается от уровня моря на северо-востоке до 50–60 м на западе. Прямолинейные очертания береговой зоны позволяют предположить наличие разрывных нарушений. *Арма-Элинское поднятие* ( $I_2$ ) слабо выражено в рельефе и представляет собой несколько отдельных возвышенностей субширотного и северо-восточного простирания с высотой 45–60 м. *Каменско-Казантипское поднятие* ( $I_3$ ) протягивается вдоль берега Азовского моря и включает в себя хорошо выраженные в рельефе за счет литологического фактора *Каменский* (2), *Белокаменский* (3) и *Мысовой* (4) хребты. В центральной части хребтов, склоны которых сложены известняками, наблюдается понижение, где вскрываются сарматские глины. В результате образовался обращенный рельеф. Склоны *Караларского поднятия* ( $I_4$ ) довольно крутые, сложенные известняками сармата и миоцена, а в центральной части хребта находится впадина, наследующая вдавленную синклиналь с майкопскими глинами в центральной части. Суммарная высота конэрозионных поднятий не превышает 100 м. Рельеф береговой зоны сложный, с многочисленными мысами и полуовальными бухтами, образование которых может быть связано с системой разломов.

**Центральный сектор (II)** представляет собой поднятие 1-го порядка, имеющее сложное строение и протягивающееся в центральной части Керченского полуострова с юго-запада на северо-восток. Его ширина меняется, увеличиваясь к югу. В Центральном секторе можно выделить несколько структур 2-го порядка. *Джау-Тепское поднятие* ( $II_1$ ) расположено южнее Парачаского гребня (1). Высота отдельных возвышенностей редко превышает 100 м. Эти возвышенности разделяются как древними широкими, протяженными балками позднеплейстоценового возраста преимущественно субмеридионального простирания, так и молодыми балками незначительной протяженности с крутыми склонами и плоским днищем, имеют преимущественно субширотное, северо-западное и запад-северо-западное простирание. Возвышенности чаще всего имеют изометричные очертания

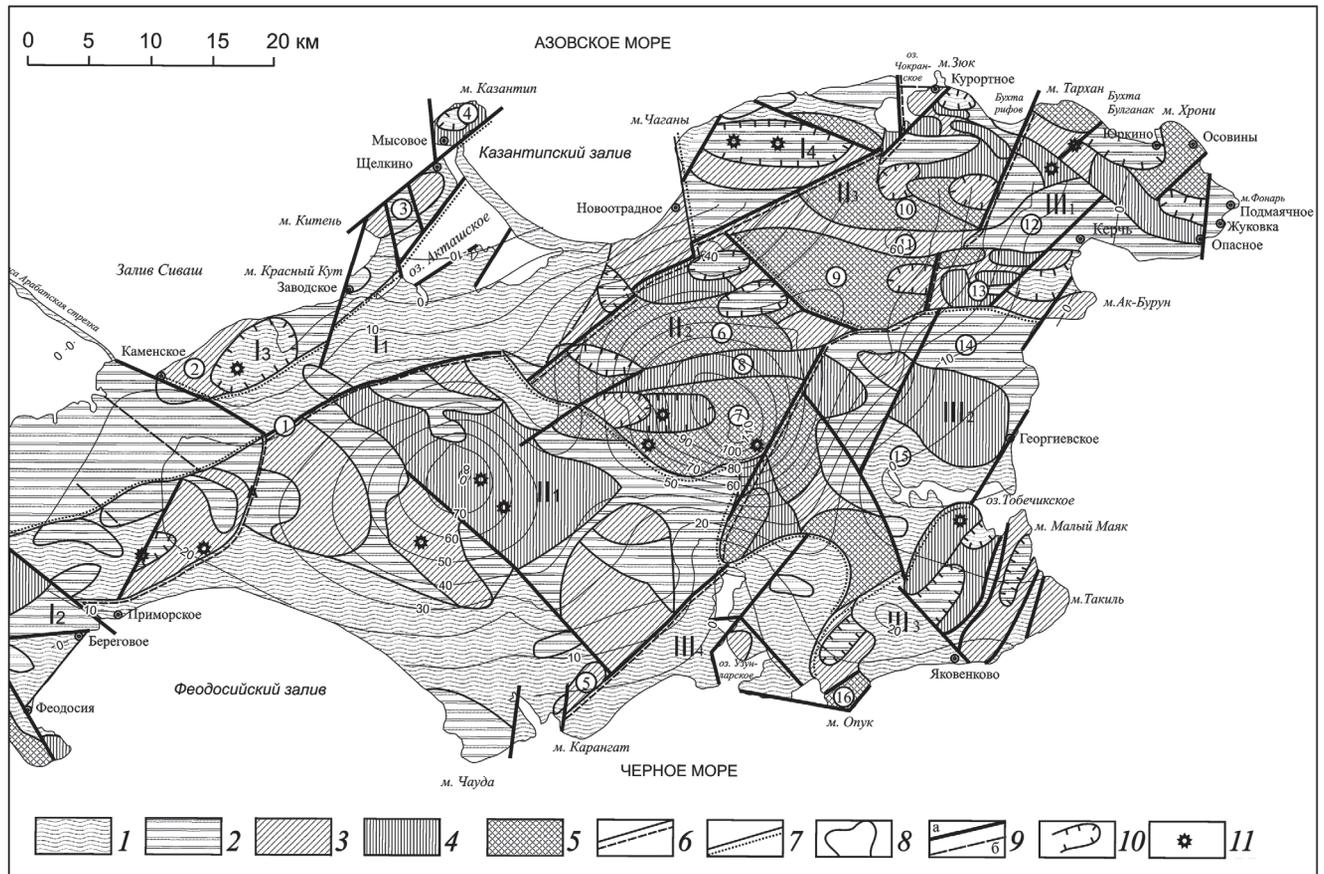


Рис. 1. Сопоставление структурно-геоморфологической схемы Керченского п-ова, по [Захаров и др., 2019], с изобазитами монобазисной поверхности, построенной по долинам 4-го порядка (гипсометрические отметки современные, м), по [Симонов, Брянцева, 2018]: 1–5 — суммарные конэрозионные поднятия, м: 1 — <math>< 30</math>, 2 — 3–60, 3 — 61–90, 4 — 91–120, 5 — > 121; 6 — границы структур 1-го порядка; 7 — границы структур 2-го и более мелких порядков; 8 — границы отдельных хребтов и впадин; 9 — разрывы и зоны трещиноватости (а — достоверные, б — предполагаемые); 10 — впадины, наследующие вдавненные синклинали и выраженные в рельефе; 11 — наиболее крупные грязевые вулканы.

Цифры на карте: I — Северо-Западная структура 1-го порядка: I<sub>1</sub> — Акташская впадина, I<sub>2</sub> — Арма-Элинское поднятие; I<sub>3</sub> — Каменско-Казантипское поднятие; I<sub>4</sub> — Каларарское поднятие; II — Центральная структура 1-го порядка: II<sub>1</sub> — Джау-Тепское поднятие, II<sub>2</sub> — Слюсаревско-Новошепетеевское поднятие, II<sub>3</sub> — Новониколаевско-Тарханское поднятие; III — Юго-Восточная структура 1-го порядка: III<sub>1</sub> — Булганак-Осовинские поднятия, III<sub>2</sub> — Тобечикские поднятия, III<sub>3</sub> — Такильские поднятия; III<sub>4</sub> — Узунларская равнина. Цифры в кружках на схеме: 1–16 — хребты: 1 — Парапачский, 2 — Каменский, 3 — Белокаменский, 4 — Мысовой, 5 — Дюрменский, 6 — Слюсаревский, 7 — Новошепетеевский, 9 — Новониколаевский, 10 — Бурашский, 13 — Восходовские, 16 — Опукский; 8–15 — впадины: 8 — Ленинская, 11 — Багеровская, 12 — Керченская, 14 — Арцишевская, 15 — Тобечикская

и общее северо-западное простирание. На юге дешифрируются незначительные локальные поднятия третьего ранга, наиболее крупным из них является *Дюрменский хребет* (5) высотой более 90 м, хорошо выраженный в рельефе. Прибрежные районы этой структуры, протягивающиеся вдоль Феодосийского залива, имеют выровненный рельеф. *Слюсаревско-Новошепетеевское поднятие* (II<sub>2</sub>), расположенное в центральной части сектора, образовано *Слюсаревским* (6), *Новошепетеевским* (7) и другими более мелкими хребтами 3-го порядка северо-восточного простирания и подразделяющей их *Ленинской впадиной* (8). Суммарные конэрозионные поднятия хребтов достигают 170 м. *Новониколаевско-Тарханское поднятие* (II<sub>3</sub>) образовано несколькими хребтами 3-го порядка практически субширотного простирания — *Новониколаевским* (9), *Бурашским* (10) и другими,

которые подразделяются впадинами разного размера, в том числе *Багеровской* (11). В пределах впадин наблюдается рост локальных поднятий с высотой до 90 м. На севере расположена система кулисообразных возвышенностей, ограниченных разломами северо-восточного простирания. Они хорошо выражены в рельефе, но в современной структуре плохо разделяются между собой. Их суммарное конэрозионное поднятие достигает 100–120 м и более.

**Юго-Восточный сектор (III)** наследует Керченско-Таманский поперечный прогиб. В его пределах можно выделить несколько структур 2-го порядка. *Булганак-Осовинские поднятия* (III) расположены на крайнем северо-востоке Керченского п-ова, они представлены серией кулисообразных хребтов с разделяющими их впадинами. Крупная *Керченская впадина* (12), ширина которой значи-

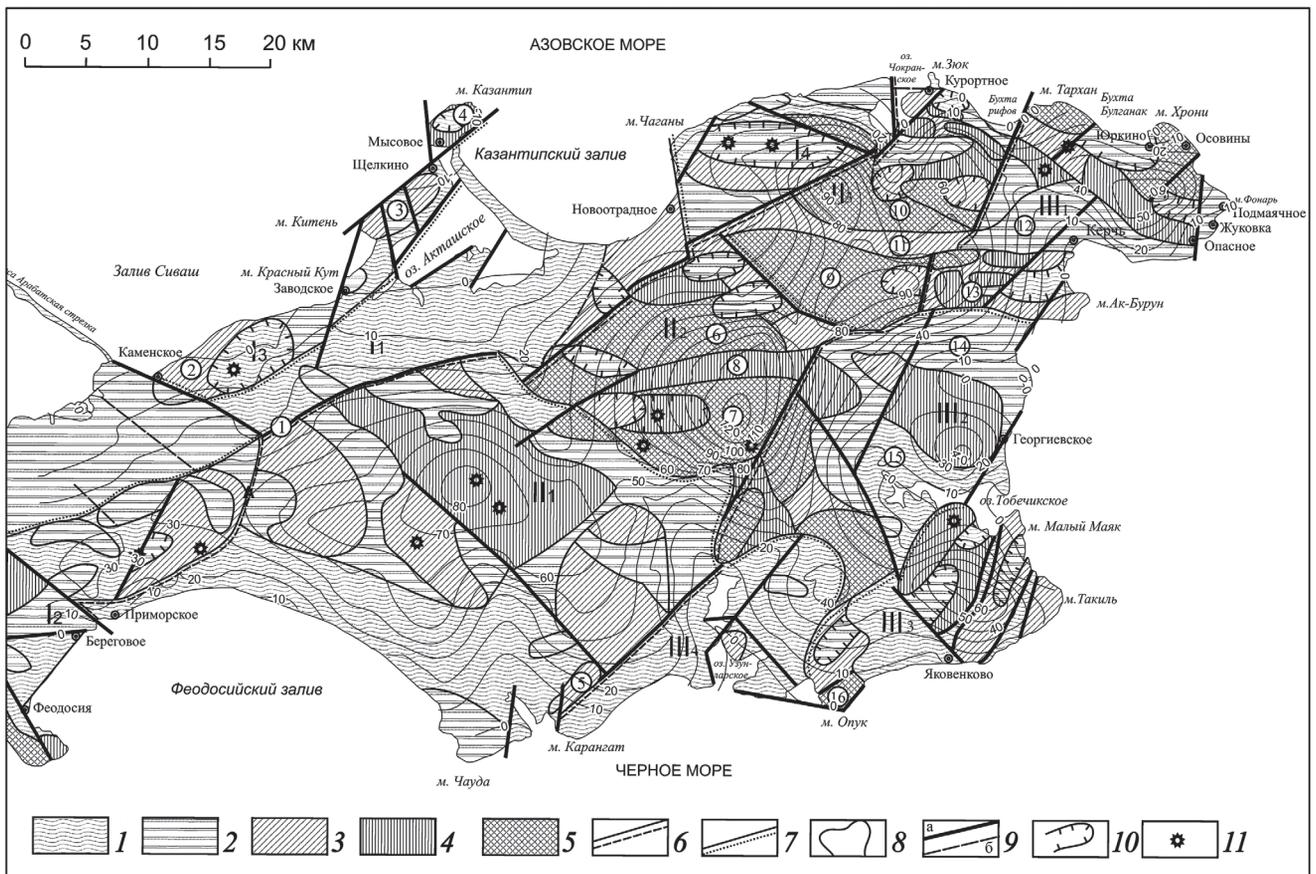


Рис. 2. Сопоставление структурно-геоморфологической схемы Керченского п-ова по [Захаров и др., 2019], с изобатами монобазисной поверхности, построенной по долинам 3-го порядка (гипсометрические отметки современные, м) по [Симонов, Брянцева, 2018]. Условные обозначения см. на рис. 1

тельно увеличивается с запада на восток, имеет практически субширотное простирание и служит продолжением Багеровской. Эти впадины наследуют Керченскую синклиналь и разделены разломом северо-восточного простирания. Суммарное конэрозионное поднятие *Восходовского поднятия* (13), образованного несколькими хребтами, простирающимися практически субширотно, достигает 170 м. *Тобечикские поднятия* (III<sub>2</sub>) представлены несколькими системами хребтов, имеющих северо-западное простирание, и разделяются *Арицишевской* (14) и *Тобечикской* (15) впадинами. Хребты невысокие, до 100 м, с довольно пологими склонами, которые постепенно переходят во впадины, иногда граничат с ними по разломам. *Такильские поднятия* (III<sub>3</sub>), выраженные несколькими хребтами северо-восточного простирания, расположены на юго-востоке полуострова и хорошо выражены в рельефе. Некоторые из них ограничены согласными разрывными нарушениями того же простирания. Их высота незначительно превышает 100 м. *Опукское поднятие* (16) — самое высокое на Керченском п-ове, его суммарное конэрозионное поднятие достигает 160–180 м, а крутые склоны высотой до 50 м образованы мшанковыми известняками мезотического яруса, подстилаемыми глинами сарматского яруса. Это поднятие огра-

ничено разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного простирания. *Узунарская равнина* (III<sub>4</sub>), расположенная на юге полуострова, имеет высоту не превышающую 30 м. Небольшие возвышенности отмечены вдоль восточного берега Узунарского озера. Очертания береговой линии озера могут свидетельствовать о приуроченности их к разрывным нарушениям.

И на структурно-геоморфологической схеме, и на схеме, построенной при помощи структурно-морфометрического анализа (рис. 1), хорошо видно, что современные структуры 1-го порядка имеют северо-восточное простирание, а структуры 2-го и 3-го порядков — северо-западное. В то же время древние структуры имеют преимущественно субширотное простирание [Муратов, 1960]. Структурно-геоморфологический анализ хорошо зарекомендовал себя при выделении новейших структур. В то же время при помощи этого метода нельзя определить динамику их формирования во времени, что вызывает затруднения при интерпретации результатов фрактального анализа. Поэтому возникла необходимость дополнительно проанализировать новейшие тектонические движения при помощи структурно-морфометрического метода.

В результате структурно-морфометрического анализа водотоков Керченского п-ова построены

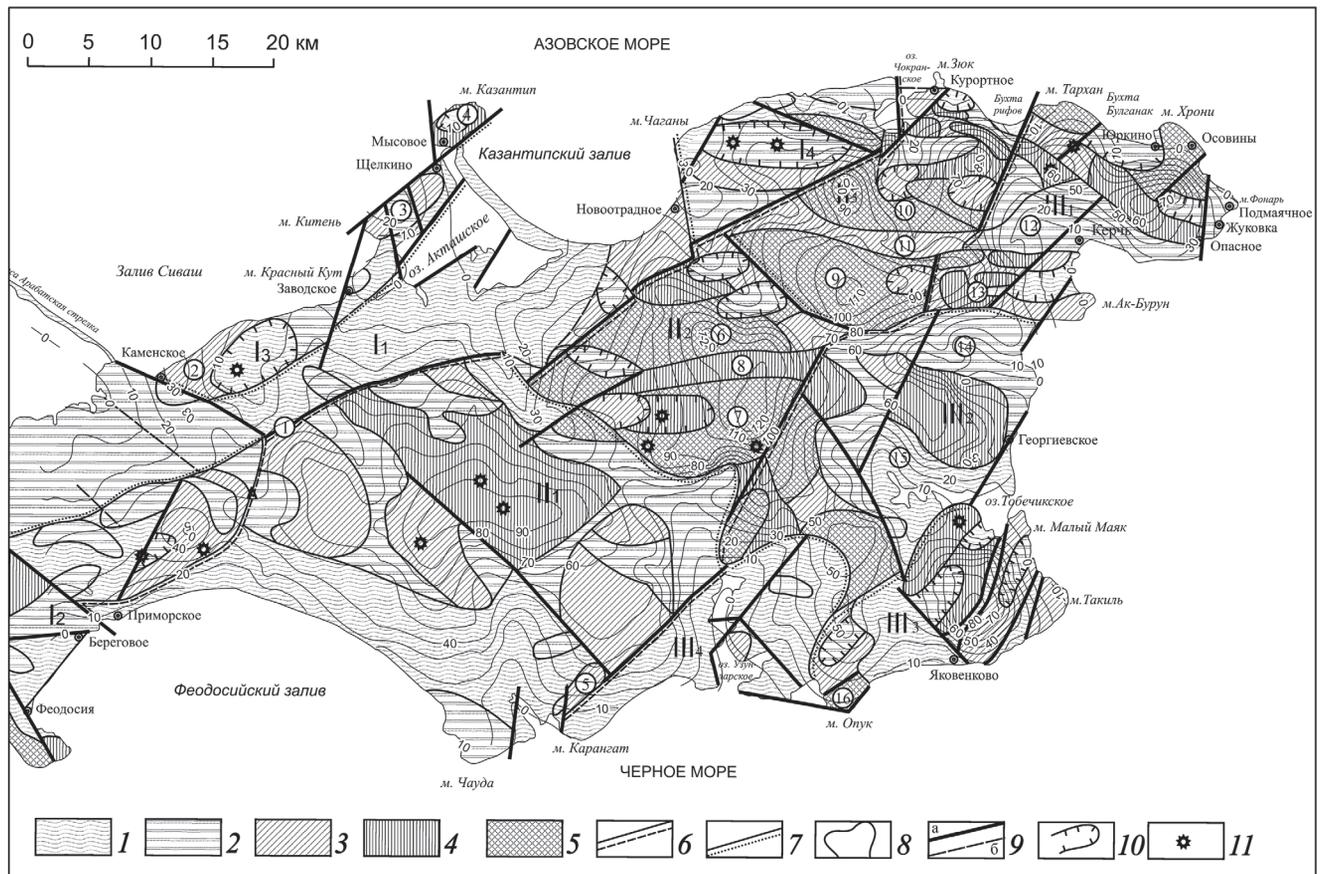


Рис. 3. Сопоставление структурно-геоморфологической схемы Керченского п-ова, по [Захаров и др., 2019], с изобазитами монобазисной поверхности, построенной по долинам 2-го порядка (гипсометрические отметки современные, м) по [Симонов, Брянцева, 2018]. Условные обозначения см. на рис. 1

схемы монобазисных и разностных поверхностей для водотоков пяти порядков [Симонов, Брянцева, 2018]. При сравнении этих схем со структурно-геоморфологической схемой [Захаров и др., 2019] можно сделать следующие выводы.

Наиболее древний рельеф Керченского п-ова, отражающийся в монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков 5-го порядка, замаскирован более молодыми структурами и не отражается на структурно-геоморфологической схеме. Однако наиболее крупные структуры 1-го порядка хорошо коррелируют с монобазисной поверхностью 4-го порядка (рис. 1).

На основании структурно-морфометрического анализа можно утверждать, что именно на этом этапе основное осевое поднятие Керченского п-ова, совпадающее с Центральным сектором (II) на структурно-геоморфологической схеме, приобретает вытянутую форму восток-северо-восточного простирания, причем наиболее интенсивное воздымание на этом этапе происходило в центральной и восточной частях полуострова. В это же время начали обособляться Джау-Тепское и Слюсаревско-Новошепетеевское (рис. 1) поднятия 2-го порядка, разделенные антецедентно развивающейся долиной р. Самарли и долинами крупных балок северо-западного простирания. В Юго-Восточ-

ном секторе, в районе Узунларского залива в это время, по всей видимости, происходило интенсивное размывание более древнего рельефа. На северо-востоке полуострова, в центральной части продольного профиля Керченской синклинали начало развиваться Бурашское поднятие. По периферии структуры, выделенной по водотокам 4-го порядка, вскрываются отложения средне- и позднплейстоценового возраста. Таким образом, наиболее древний рельеф, отображающийся на структурно-геоморфологической схеме, вероятно, не древнее среднего плейстоцена.

Сопоставление структурно-геоморфологической схемы с монобазисной поверхностью, построенной по долинам водотоков 3-го порядка, показывает, что с началом их формирования неотектонический структурный план изменился. Воздымание поверхности преобладает в восточной и северо-восточной частях полуострова, в то время как в западной и центральной частях интенсивность воздымания падает (рис. 2). С этого времени формируются поднятия и впадины Юго-Восточного и северо-восточной части Центрального (Новониколаевско-Тарханское поднятие) секторов. Средне-верхнеплейстоценовые отложения в пределах Юго-Восточного сектора отмечены лишь фрагментарно — в отдельных впадинах (Керчен-

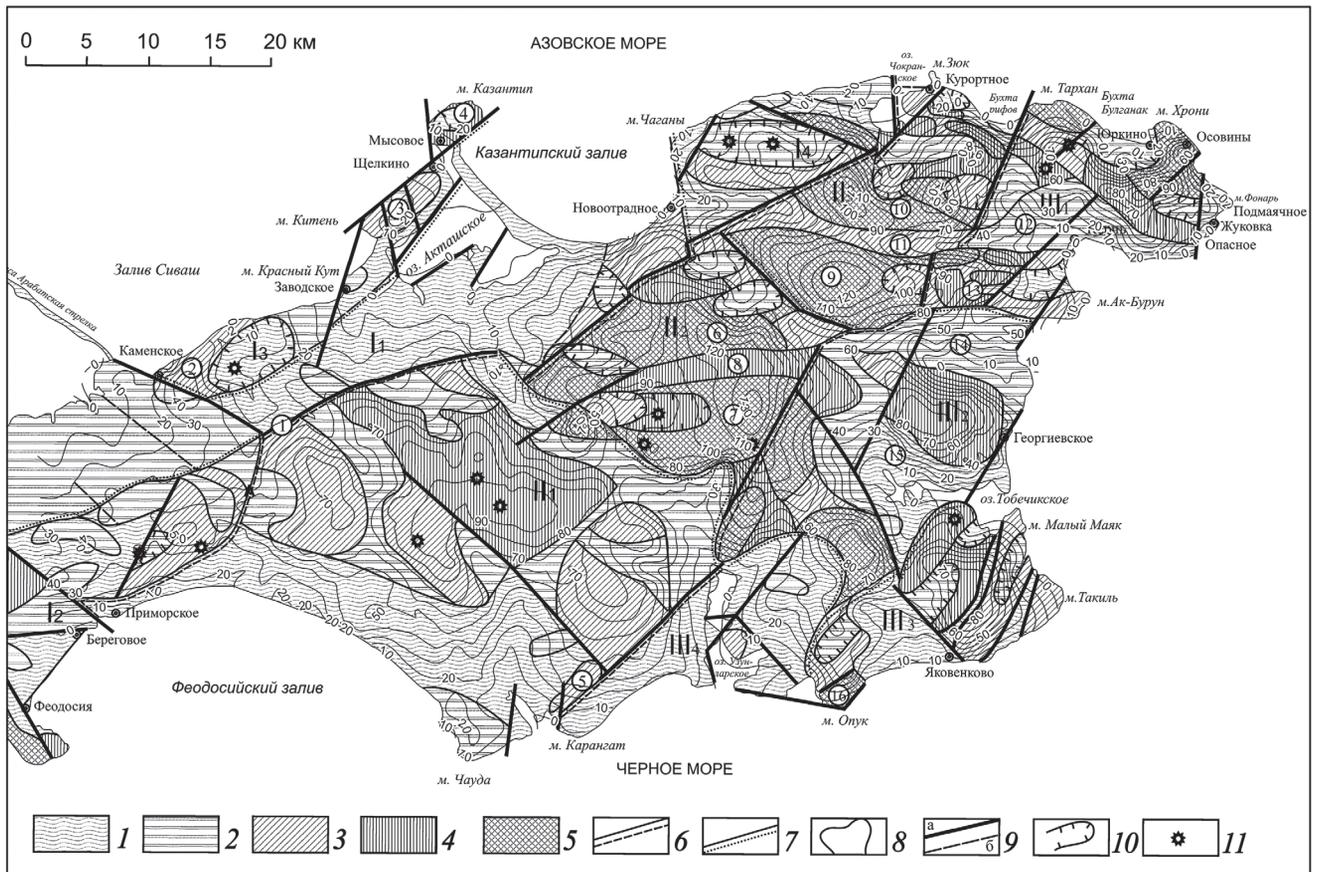


Рис. 4. Сопоставление структурно-геоморфологической схемы Керченского п-ова по [Захаров и др., 2019], с изобазитами монобазисной поверхности, построенной по долинам 1-го порядка (гипсометрические отметки современные, м), по [Симонов, Брянцева, 2018]. Условные обозначения см. на рис. 1

ской, Тобеченской и Арцишевской) и вдоль южного побережья полуострова, но при этом занимают практически всю территорию Северо-Западного сектора, это свидетельствует о том, что последний не испытывал воздымания до конца плейстоцена.

Совместный анализ структурно-геоморфологической схемы с базисными поверхностями, построенными по водотокам 2-го и 1-го порядков (рис. 3, 4), отражает развитие неотектонических структур в конце плейстоцена—голоцене. Подчеркнем, что в большинстве случаев монобазисная поверхность, построенная по долинам 2-го порядка, отражает дальнейшее развитие структур 2-го порядка, выделяемых на структурно-геоморфологической схеме, в то время как монобазисная поверхность, построенная по долинам 1-го порядка, отражает развитие структур 3-го порядка, причем структуры широтного простирания более высоких порядков, выделяемые на структурно-геоморфологической схеме в пределах Центрального сектора, в монобазисной поверхности, построенной по долинам 1-го порядка, не отражены. Вероятнее всего, указанное связано с тем, что эти структуры выражены в основном в остаточном рельефе, который преимущественно обусловлен прочностными свойствами выходящих на поверхность пород [Симонов, Брянцева, 2018], и отражают более

древний структурный план. Для описываемых монобазисных поверхностей сохраняется общий тренд, согласно которому на заключительной стадии формирования рельефа Керченского п-ова основное воздымание происходило в восточной и северо-восточной частях полуострова. В то же время, по всей видимости, начали формироваться и поднятия Северо-Западного сектора (Каменское, Казантипское и др.).

Таким образом, из краткого сравнительного анализа следует, что выделяемые на структурно-геоморфологической схеме структуры развивались не только одновременно, но и неравномерно. Большая часть водотоков Керченского п-ова заложилась и развивалась в плейстоцене—голоцене, причем суммарное изменение рельефа за это время отражает тренд общего воздымания за этот период, выявляемый по максимальным значениям суммарной разностной поверхности (рис. 5) и оказывающий решающее влияние на рисунок гидросети, за исключением факторов, связанных с литологическим составом пород, трещиноватостью, локальными формами рельефа низких порядков и др.

В результате сопоставления суммарной разностной поверхности между монобазисными поверхностями 4-го и 1-го порядков со структурно-

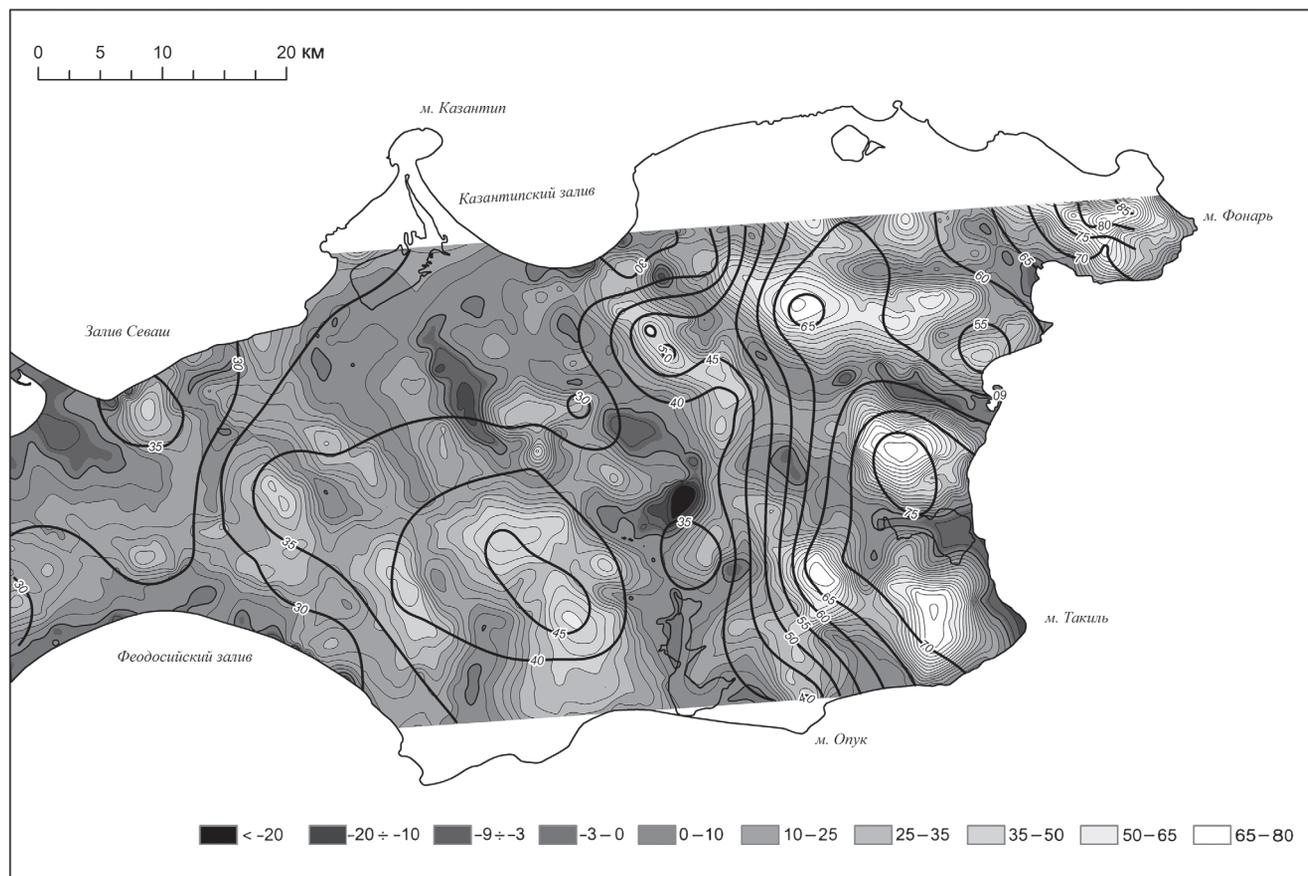


Рис. 5. Разностная поверхность между монобазисными поверхностями, построенными по долинам 1-го и 4-го порядков, отражающая суммарное изменение рельефа в плейстоцене–голоцене и суммарный тренд общего воздымания за этот же период (полуширные изолинии). Градация серого — амплитуда изменения рельефа, м

геоморфологической схемой (рис. 6) выявлено, что за весь новейший этап наиболее значительное воздымание претерпели Слюсаревско-Новошепетевское поднятие Центрального сектора, а также поднятия Юго-Восточного сектора, расположенные вдоль восточного побережья полуострова (Булганак-Осовинские, Тобечикские и Такильские).

**Фрактальный анализ гидросети Керченского полуострова.** В нашей предыдущей работе [Захаров и др., 2019] приведены два варианта расчета распределения фрактальной размерности. С целью минимизации краевых эффектов, связанных с береговой линией, выполнен детальный анализ самоподобия речной сети. Поле фрактальной размерности  $D$  рассчитано в скользящем окне, выбор параметров которого обусловлен следующими факторами: минимальный размер окна определялся детальностью данных о гидросети, он составил  $\sim 0,16$  км, а максимальный — отличался от минимального приблизительно на порядок и составил  $\sim 4$  км, т.е. был выбран минимально возможным для рассматриваемого региона и качества данных максимального окна осреднения. При таких параметрах анализ продемонстрировал подверженность метода масштабному эффекту и показал пониженные значения размерности поля

$D$  в пределах низкоранговых поднятий, что на первый взгляд противоречит данным других авторов [Мельник, Поздняков, 2007; Сидорчук, 2014; Dombradi et al., 2007]. Однако следует иметь в виду, что в пределах водоразделов плотность гидросети выбранного масштаба уменьшается независимо от того, находится ли выбранная область в состоянии воздымания или опускания. Вынужденно выбранный размер окна осреднения не позволил компенсировать этот масштабный эффект данных, что продемонстрировало определенные ограничения при применении методов фрактального анализа для оценки новейших движений.

Более корректным оказался выбор максимального окна осреднения, обусловленного размером изучаемой области, что позволило добиться осреднения фрактальной размерности и результатов для выявления основных особенностей вариации фрактальной размерности для области. В этом случае размер окна составлял  $0,3^\circ \times 0,3^\circ$ , перекрытие —  $0,15^\circ$ , диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислениях, — от  $0,3$  до  $0,02^\circ$  ( $\sim 24-1,6$  км) [Захаров и др., 2019]. Сопоставление результатов фрактального анализа с такими параметрами и структурно-геоморфологической схемы показал корреляцию максимумов фрактальной размерности гидросети с наиболее крупными и

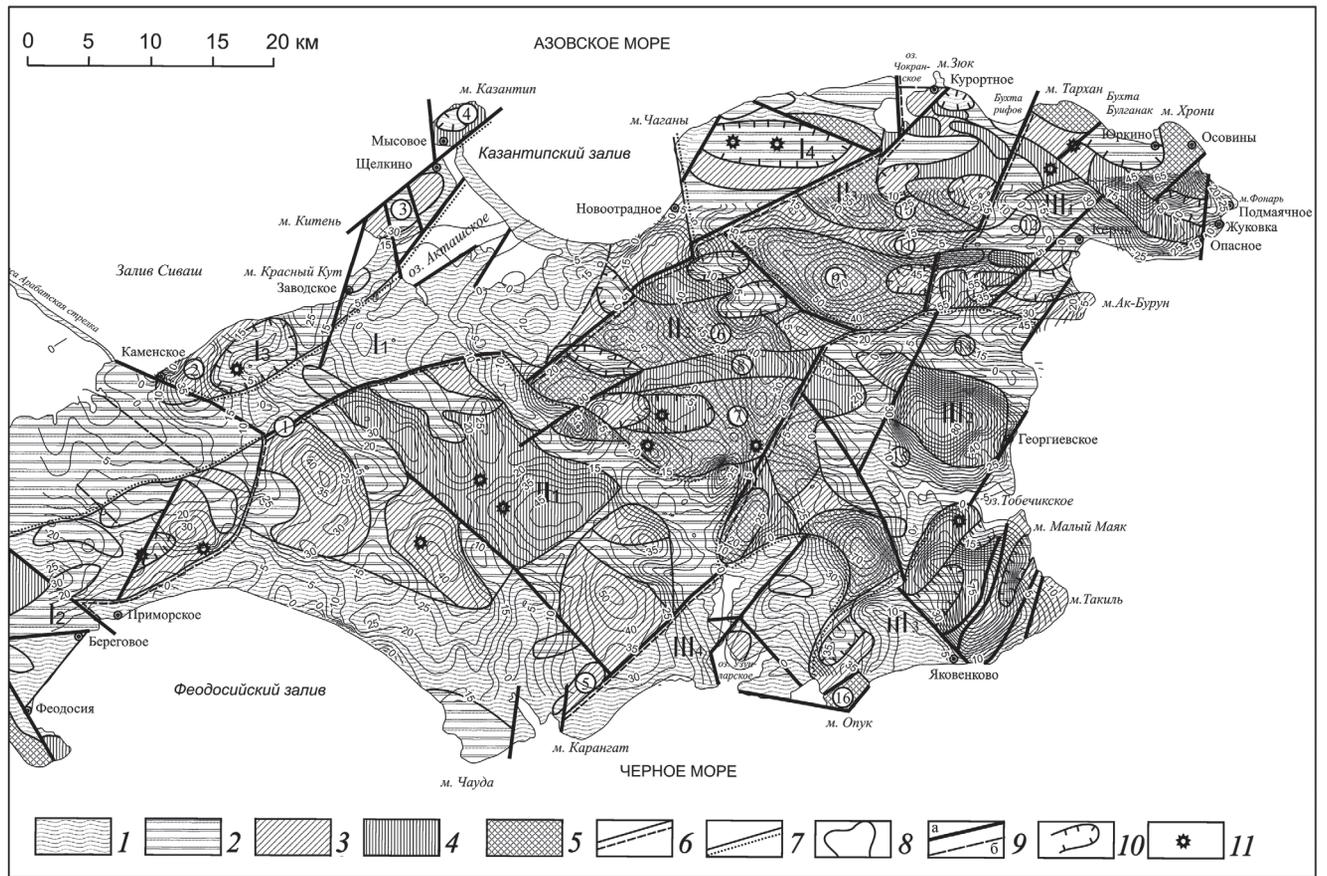


Рис. 6. Сопоставление суммарной разностной поверхности между монобазисными поверхностями 4-го и 1-го порядков с структурно-геоморфологической схемой. Условные обозначения см. на рис. 1

древними поднятиями структур 1-го порядка, выделяемыми по результатам структурно-геоморфологического анализа, что в целом соответствует результатам, полученным в работах других авторов [Мельник, Поздняков, 2007; Сидорчук, 2014; Dombradi et al., 2007]. Однако было не совсем понятно некоторое смещение максимумов и минимумов поля  $D$  относительно структур.

Выполненный нами комплексный анализ с применением морфоструктурного метода демонстрирует, что повышенные значения поля  $D$  лучше коррелируют с максимальным поднятием, которое испытало Слюсаревско-Новошепетеевское поднятие в плейстоцене и голоцене (рис. 7), т.е. за время, в течение которого, как показано выше, сформировалась большая часть водотоков Керченского п-ова. То, что в поле фрактальной размерности отражены поднятия Юго-Восточного сектора, вероятнее всего, обусловлено тем, что эти поднятия при расчете фрактальной размерности полностью попадают в область критического влияния краевых эффектов, связанных с близостью береговой линии.

Таким образом, фрактальный анализ рисунка гидросети принципиально можно применять, скорее, при выявлении новейших движений, чем структур. Несмотря на то что в фрактальный

анализ был включен только один из параметров гидросети — ее плотность, опыт такого анализа можно считать успешным. Дальнейшая разработка метода с включением в анализ других параметров гидросети, отражающих направленность новейших тектонических движений, таких, как частота смены порядка водотоков, длина водотоков разных порядков, форма водотоков и др., а также тех масштабных эффектов, которые были выявлены, с учетом появления все более детальных и объемных цифровых моделей рельефа и возникающей необходимостью хотя бы предварительной их автоматической обработки представляется весьма перспективной.

**Выводы.** 1. Большая часть гидросети Керченского п-ова заложилась и развивалась в плейстоцене–голоцене. Рост новейших структур, выделенных в результате структурно-геоморфологического анализа Керченского п-ова, происходил неравномерно, по-видимому, восходящие новейшие движения перемещались постепенно с запада на восток и северо-восток.

2. Результаты комплексного анализа с применением морфоструктурного, структурно-геоморфологического методов и определения фрактальной размерности  $D$  гидросети «клеточным» методом показали, что повышенные значения поля

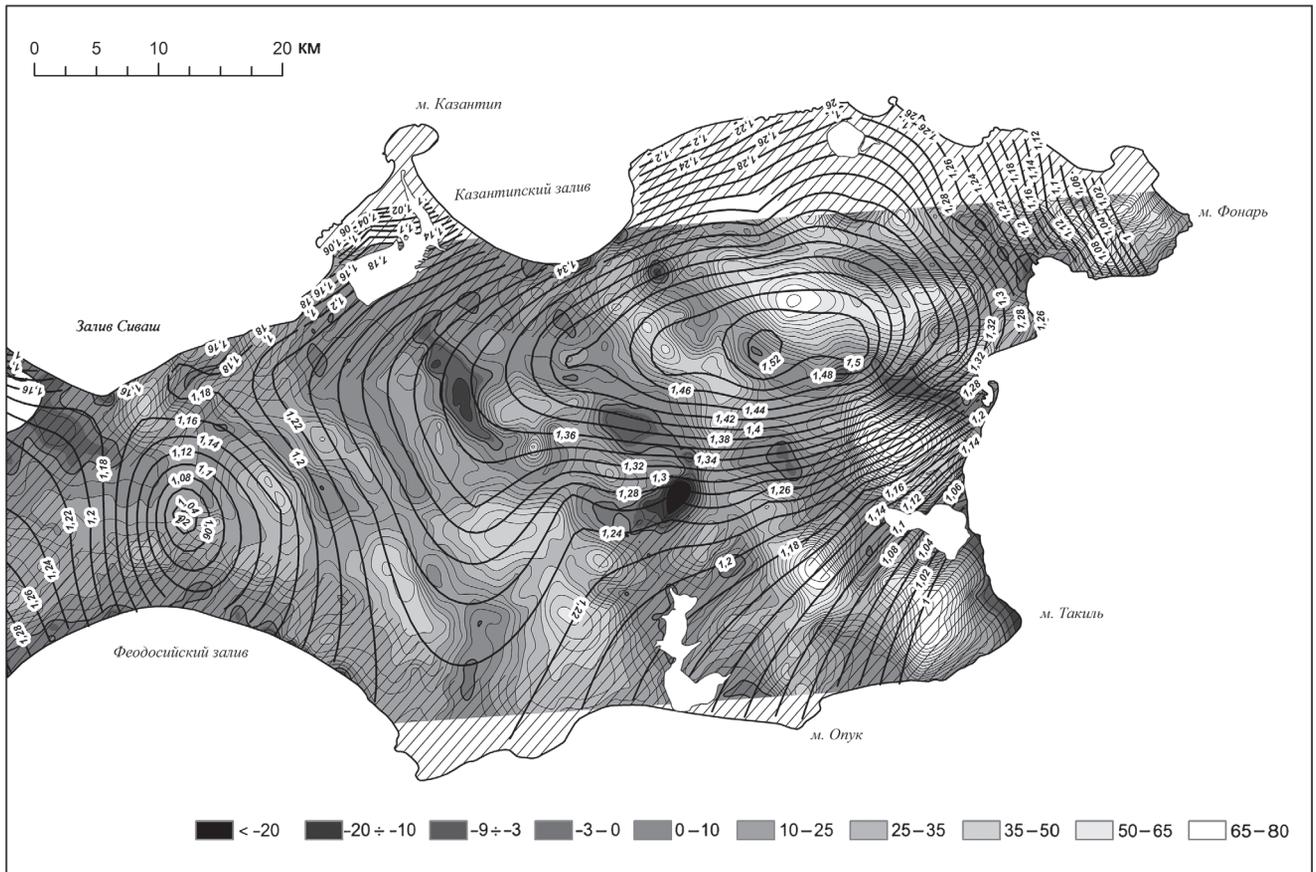


Рис. 7. Сопоставление суммарной разностной поверхности между монобазисными поверхностями 4-го и 1-го порядков и поля фрактальной размерности  $D$  (полужирные изолинии). Градация серого — амплитуда изменения плейстоцен-голоценового рельефа, м. Косая штриховка — области критического влияния краевых эффектов, связанных с береговой линией, на расчет размерности  $D$

$D$  лучше коррелируют с суммарной амплитудой воздымания за плейстоцен и голоцен, т.е. за время, в течение которого формировалась большая часть водотоков Керченского п-ова, чем с границами новейших структур, сформировавшихся за кон-эрозионный этап развития.

3. Применение фрактального подхода для количественного анализа рисунка гидросети дает

хорошие результаты при выявлении новейших движений, менее результативно оно для выявления новейших структур. Дальнейшая разработка метода фрактального анализа должна вестись с обязательным включением других важных параметров гидросети, широко используемых при структурно-геоморфологическом анализе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. I. Геологическое описание / Ред. М.В. Муратов. М.: Недра, 1969. 576 с.

Захаров В.С. Анализ характеристик самоподобия сейсмичности и систем активных разломов Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 6. С. 10–17.

Захаров В.С., Симонов Д.А., Брянцева Г.В., Косевич Н.И. Характеристики самоподобия системы водотоков Керченского полуострова и их сопоставление с результатами структурно-геоморфологического анализа // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 1. С. 50–60. doi: <https://doi.org/10.21455/GPB2019.1-5>.

Корчуганова Н.И., Костенко Н.П., Межеловский Н.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М., 2001. 212 с. (МПР РФ геокарт. МГГА).

Мельник М.А., Поздняков А.В. Фрактальный анализ эрозионного расчлененного рельефа: методологические подходы // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2007. № 301. С. 201–205.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.

Сидорчук А.Ю. Фрактальная геометрия речных сетей // Геоморфология. 2014. № 1. С. 3–14.

Симонов Д.А., Брянцева Г.В. Морфоструктурный анализ при неотектонических реконструкциях Керченского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 3. С. 12–25

Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.

Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. гос. ун-та, 1975. 232 с.

Dombradi E., Timar G., Bada G. et al. Fractal dimension estimations of drainage network in the Carpathian–Pannonian system // Global and Planet. Change. 2007. Vol. 58. P. 197–213.

Donadio C., Magdaleno F., Mazzarella A., Kondolf G.M. Fractal dimension of the hydrographic pattern of three large

rivers in the Mediterranean morphoclimatic system: geomorphologic interpretation of Russian (USA), Ebro (Spain) and Volturno (Italy) Fluvial Geometry // *Pure Appl. Geophys.* 2015. Vol. 172. P. 1975–1984. doi: 10.1007/s00024-014-0910-z.

*Fac-Beneda J.* Fractal structure of the Kashubian hydrographic system // *J. Hydrology.* 2013. Vol. 488. P. 48–54. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.033>

*Jenson S.K., Domingue J.O.* Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis // *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing.* 1988. Vol. 54, N 11. P. 1593–1600.

*Pelletier J.D.* Self-organization and scaling relationships of evolving river networks // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104, B4. P. 7359–7375.

*Strahler A.N.* Quantitative analysis of watershed geomorphology // *Transact. Amer. Geophys. Union.* 1957. Vol. 38, N 6. P. 913–920.

*Turcotte D.L.* *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics.* Second edit. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

Поступила в редакцию 21.02.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019

УДК 551.583.7:551.763.77(-992)

Р.Р. Габдуллин<sup>1</sup>, Н.В. Бадулина<sup>2</sup>, Ю.И. Ростовцева<sup>3</sup>, А.В. Иванов<sup>4</sup>

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ В АРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ И КАЙНОЗОЕ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Саратовский государственных технический университет имени Ю.А. Гагарина, 410054, Саратов, Политехническая ул., 77

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Saratov State Technical University named after Yu.A. Gagarin, 410054, Saratov, Polytechnic st., 77

В результате анализа опубликованных источников собрана база данных значений палеотемпературы для Арктического и Субарктического регионов по скелетам морских беспозвоночных, морским палиноморфам, зубам динозавров, анализу способности рептилий откладывать яйца при низкой температуре, континентальной флоре (CLAMP-анализ), по присутствию прослоев углей в континентальных отложениях Арктического региона, по мембранным липидам глицерина и диалкилглицерол-тетраэфира в морских осадках и глендониту. На ее основе построена палеотемпературная кривая для Арктического региона для мел-кайнозойского этапа геологической истории, имеющая общие тренды с глобальной палеотемпературной кривой [Scotise, 2015] (за исключением похолодания в тортонском веке вследствие локальных факторов). В климатической истории Арктики установлено 16 климатических циклов, включающих 16 климатических минимумов (в том числе время оледенения в Северном полушарии) и 15 климатических максимумов.

*Ключевые слова:* меловой период, палеогеновый период, неогеновый период, четвертичный период, климат, палеотемпературы, Арктика.

As a result of the analysis of published sources, a database on paleotemperatures for the Arctic and Subarctic regions was collected on the skeletons of marine invertebrates, marine palynomorphs, dinosaur teeth, analysis of the ability of reptiles to lay eggs at low temperatures, continental flora (CLAMP-analysis), on the presence of coal layers in continental sediments within Arctic region, on membrane lipids of glycerol and dialkylglycerol tetraether in marine sediments and glendonite. Based on it, a paleotemperature curve was constructed for the Arctic region for the Cretaceous-Cenozoic span of geological history, which has common trends with the global paleotemperature curve [Scotise, 2015] (with the exception of cooling in the Tortonian age due to local factors). In the climatic history of the Arctic 16 climatic cycles have been established, comprising 16 climatic minima (including the glaciation in the Northern Hemisphere) and 15 climatic maxima.

*Key words:* Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary, climate, paleotemperatures, Arctic.

**Введение.** Арктический регион вместе с морской экономической зоной и континентальным шельфом, прилегающими к его побережью, превышает 30% территории Российской Федерации [Некипелов, Макоско, 2011]. Поиск и разведка месторождений полезных ископаемых в Арктике в контексте изучения и освоения природных ресурсов этого региона в настоящее время представляет одну из ключевых задач. Для ее решения необходим детальный анализ геологической истории Арктики и, в частности, исследование динамики климатических вариаций.

Цель нашей работы — библиографический анализ данных о значениях палеотемператур Арктического региона для отложений мел-неогенового возраста. В итоге проведенных исследований собрана база данных о палеотемпературе для Арктического и Субарктического регионов.

**Материалы и методы исследований.** В качестве объекта исследований был выбран Арктический регион (Арктика, Заполярье), расположенный севернее Северного полярного круга (66° с.ш.). В процессе сбора данных также получена и проанализирована информация о значениях палеотемпе-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail:* mosgorsun@rambler.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; *e-mail:* nvbadulina@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, доцент; *e-mail:* paleoren@mail.ru

<sup>4</sup> Саратовский государственный технический университет имени Ю.А. Гагарина, Институт урбанистики, архитектуры и строительства, кафедра геоэкологии и инженерной геологии, заведующий кафедрой; *e-mail:* yashkovia@mail.ru

ратуры из геологических разрезов, расположенных южнее Северного полярного круга в диапазоне 54–66° с.ш. в пределах Субарктического пояса или региона (50–70° с.ш., в зависимости от местных ландшафтно-климатических условий). Проанализировано более 500 публикаций о геологическом строении объекта исследований. Работа продолжается и развивает исследования климатических вариаций Арктики в меловом периоде [Бадулина, Габдуллин, 2018]. Проведен сравнительный анализ климатических вариаций в Арктике с глобальным температурным трендом [Scotise, 2015].

Значения палеотемпературы определены по скелетам морских беспозвоночных [Zakharov et al., 2011], морским палиноморфам [Shreck et al., 2011], зубам динозавров [Suarez et al., 2013], континентальной флоре (включая CLAMP-анализ) [Spicer et al., 2016; Herman, Spicer, 1996; Herman, 2016; Головнева, 1994; Буданцев, 1983; Ахметьев, 2004; Golovneva, 2000; Wolfe, Dilcher, 2001; Буданцев, Головнева, 2009; Greenwood, Wing, 1995; Буданцев, 1999], по мембранным липидам глицерина и диалкилглицерол-тетраэфира в морских осадках [Crampton-Flood, 2018] и глендониту [Herrle et al., 2015; Rogov et al., 2017]. Значения палеотемпературы, полученные по данным CLAMP-анализа, проанализированы также с позиции способности динозавров откладывать яйца при низкой температуре, например, когда было недостаточно тепло или летний сезон был недостаточно продолжителен [Herman, 2016], или по присутствию прослоев углей для континентальных отложений Арктического региона [Galloway et al., 2013]. Методика определения значений температуры по разным органическим остаткам, минералам или химическим соединениям подробно изложена в перечисленных выше работах.

**Результаты исследования и их обсуждение.** Несмотря на различные методы и подходы к определению палеотемпературы, в целом они показывают хорошую корреляцию (рис. 1). В большинстве случаев определена средняя годовая температура, что позволяет использовать эти данные вместе (за исключением изотопной палеотермометрии по раковинам беспозвоночных для мелового периода и эоцена) со значениями поверхностной температуры воды по морским палиноморфам для неогена. При анализе палеотемпературы мы не делали разницы в отношении значений температуры, полученных для водной толщи по изотопным данным (ростры белемнитов и раковины аммонитов и т.п.), и температуры для приповерхностной части атмосферы (CLAMP-анализ), хотя они не идентичны, в частности океанские воды не могут быть холоднее  $-2,5$  °C, а среднегодовая температура воздуха при этом может составлять  $-10$  °C.

Значения температуры, полученные по флоре, хорошо коррелируют со значениями изотопной палеотермометрии по раковинам беспозвоноч-

ных (например, для мела и эоцена). Значения, полученные по макроостаткам растений, хорошо сопоставляются с таковыми по наземной фауне (например, для мела) или с палинологическими данными (например, для палеогена). Значения температуры, полученные по палинологии хорошо коррелируют с таковыми по мембранным липидам глицерина и диалкилглицерол-тетраэфира в морских осадках.

При корреляции значений палеотемпературы следует учитывать палеошироту, так как температура повышается при движении к экватору. Поэтому для значений температуры в точке помимо географической привязки указаны градусы северной широты (в современной системе координат). Методически правильнее было бы использовать палеошироту, но так как в современной системе координат точно определить местоположение современных разрезов в геологическом прошлом затруднительно, то использованы современные координаты.

При смещении приблизительно на 10° по широте от полюса к экватору температура в меловом периоде возрастала в среднем на 1 °C в высоких широтах, на 1,5 °C — в средних, на 2 °C и более в низких [Herman, Spicer, 2012]. Эти закономерности характерны и для кайнозоя. Палеотемпературная кривая, построенная для Западной Сибири [Волкова, 2011] (в среднем 55° с.ш.), характеризуется (рис. 1), с одной стороны, сравнительно более высокими значениями температуры, чем для точек, расположенных в пределах 70–80° с.ш., и одновременно более низкими значениями температуры относительно глобальной кривой [Scotese, 2015]. Последняя кривая выступает в качестве контролирующей с тех позиций, что значения температуры в высоких широтах не могут быть равны или больше общепланетарных значений температуры, общие тренды должны совпадать, а различия в трендах объясняются локальными факторами, определяющими климат (например, открытие или закрытие проливов, по которым проходил обмен водными массами, теплые воды проникали в высокие широты или холодные воды — в низкие).

Резкое понижение температуры, которое фиксируется на глобальной палеотемпературной кривой (на 11 °C [Scotese, 2015]) и кривой для Арктики и Субарктики (на 7,5 °C [Herman, Spicer, Spicer, 2016]), возможно, коррелирует с мел-палеогеновой границей и отвечает импактному событию (падению астероида в Мексиканский залив). В геологической истории Арктики можно выделить ряд климатических максимумов (фаз потепления климата): в конце берриасского века [Zakharov et al., 2011], в готеривском веке, в конце барремского века [Zakharov et al., 2011], в середине аптского века [Zakharov et al., 2011], в конце альбского века [Schroeder-Adams, 2014], в туронском веке, в кампанском веке (отдельные фазы в начале и в конце)

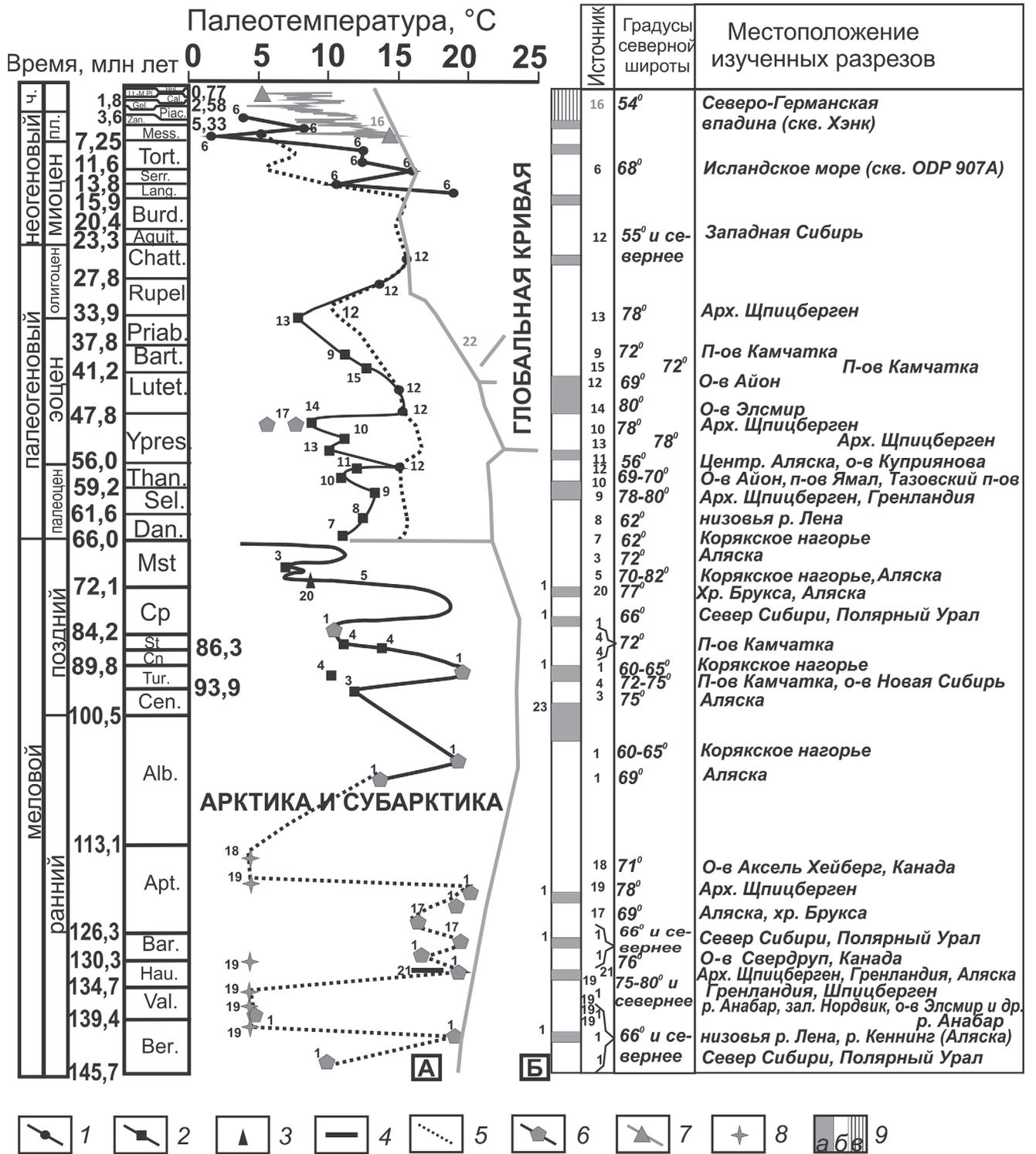


Рис. 1. Палеотемпературные кривые для мела–кайнозоя: А — для Арктического и Субарктического регионов; Б — глобальная, по [Scotese, 2015]: 1 — морские палиноморфы; 2 — континентальная флора (CLAMP-анализ); 3 — зубы динозавров; 4 — угли; 5 — изотопия по скелетам морских беспозвоночных; 6 — по палинологии; 7 — по мембранным липидам глицерина и диалкил-глицерол-тетраэфира в морских осадках; 8 — глендонит; 9 — тип климата: а — климатический максимум (эпоха потепления), б — климатический минимум (эпоха похолодания), в — начало оледенения в Северном полушарии. Источник — номер литературного источника: 1 — [Zakharov et al., 2011]; 2 — [Eberle et al., 2010]; 3 — [Spicer et al., 2016]; 4 — [Herman, Spicer, 1996]; 5 — [Herman, Spicer, Spicer, 2016]; 6 — [Shreck et al., 2011]; 7 — [Головнева, 1994]; 8 — [Буданцев, 1983]; 9 — [Ахметьев, 2004]; 10 — [Golovneva, 2000]; 11 — [Wolfe, Dilcher, 2001]; 12 — [Волкова, 2011]; 13 — [Буданцев, Головнева, 2009]; 14 — [Greenwood, Wing, 1995]; 15 — [Буданцев, 1999]; 16 — [Crampton-Flood et al., 2018]; 17 — архивные данные Д.П. Найдина (МГУ); 18 — [Herrle et al., 2015]; 19 — [Rogov et al., 2017]; 20 — [Suarez et al., 2013]; 21 — [Galloway et al., 2013]; 22 — [Scotese, 2015]; 23 — [Schroeder-Adams, 2014]

[Zakharov et al., 2011], в начале ипрского века, в начале лютетского века, в середине хаттского века, в конце бурдигальского века, в середине торгонского века, в конце мессинского—в занкльском веке. За последним климатическим оптимумом следует время начала оледенения в Северном полушарии [Crampton-Flood, 2018].

Имеющиеся данные показывают хорошую корреляцию палеотемпературы внутри палеоклиматических поясов Арктического региона от Северной Атлантики (район акватории Северного моря — Северо-Германская впадина, скважина Хэнк), Гренландии (акватория Исландского (скв. ODP 907A) и Норвежского морей) и Шпицбергена (акватория Баренцева моря) через Полярный Урал, п-ов Ямал, Тазовский п-ов, север Сибири (акватория Карского моря), Дальний Восток (акватория моря Лаптевых — р. Лена, залив Нордвик, р. Анабар; акватория Восточно-Сибирского моря — о-в Новая Сибирь, о-в Айон), Аляску (акватория моря Бофорта — хр. Брукса, р. Кеннинг, Мартин Крик и Берингова моря — п-ов Камчатка, Корякское нагорье, акватория Тихого океана, Аляскинский залив — о-в Куприянова), Канадской арктический архипелаг (море Баффины — острова Свердруп, Амунд-Рингнес, Аксель Хейберг, Элсмир).

**История климатических вариаций в Арктике и Субарктике.** Цикличность климатических вариаций представлена следующими максимумами и минимумами.

1. *Раннеберриасский климатический минимум* [Zakharov et al., 2011] установлен по данным изотопной палеотермометрии для разрезов севера Сибири и Полярного Урала (+11,8–14,9 °С).

2. *Позднеберриасский климатический максимум* охарактеризован данными изотопной палеотермометрии [Zakharov et al., 2011] по отложениям на севере Сибири и Полярном Урале (+18,0–23,6 °С).

3. *Позднеберриасско-валанжинский климатический минимум* [Zakharov et al., 2011] основан на данных изотопной палеотермометрии для раннего валанжина (+5,3–10,4 °С, Шпицберген, Гренландия), позднего валанжина (+15,6–17,8 °С) и рубежа готерив–валанжин (+2,0–14,0 °С, Полярный Урал, север Сибири), а также находок глендонита (+7 °С) в разрезах верхнего берриаса на р. Лена и р. Кеннинг (Аляска), а также в разрезах валанжина на р. Анабар, в заливе Нордвик, на о-вах Амунд-Рингнес (Канадский арктический архипелаг), нижнего валанжина на о-вах Алекс Хейберг, Элсмир; верхнего валанжина в Западной Сибири [Rogov et al., 2017].

4. *Раннеготеривский климатический максимум* установлен по данным изотопной палеотермометрии [Zakharov et al., 2011] по отложениям нижнего готерива на севере Сибири и Полярном Урале (14,8–21,2 °С) и на Дальнем Востоке РФ (21,0 °С), а также по наличию углей в высоких широтах — на

о-ве Свердруп в Канадском арктическом архипелаге [Galloway, 2013].

5. *Позднеготеривско-раннебарремский климатический минимум* охарактеризован данными изотопной палеотермометрии [Zakharov et al., 2011] для отложений нижнего баррема на Дальнем Востоке РФ (+18,4–24,5 °С), а также находками глендонита (обычно температура формирования составляет около +7 °С) в разрезах верхнего готерива на арх. Шпицберген, Килен (Гренландия), р. Кеннинг (Аляска) [Rogov et al., 2017].

6. *Позднебарремский климатический максимум* основан на данных изотопной палеотермометрии для отложений верхнего баррема Дальнего Востока РФ (+17–18 °С, по архивным данным).

7. *Раннеаптский климатический минимум* основан на данных изотопной палеотермометрии для отложений нижнего апта на Аляске (+17–18 °С, по архивным данным).

8. *Среднеаптский климатический максимум* [Zakharov et al., 2011] охарактеризован данными изотопной палеотермометрии для отложений Дальнего Востока РФ (+16,4–24,5 °С) [Zakharov et al., 2011].

9. *Позднеаптский–раннеальбский климатический минимум* основан на находках глендонита в разрезах на арх. Шпицберген [Rogov et al., 2017] и на о-ве Аксель Хейберг (Канадский арктический архипелаг) [Herrle et al., 2015].

10. *Позднеальбско–раннесеноманский климатический максимум* [Schroeder-Adams, 2014] обоснован данными изотопной палеотермометрии на Дальнем Востоке РФ (12,5–18,6 °С) и на Аляске (12,9–19,0 °С) [Zakharov et al., 2011], а также относительной теплолюбивостью альбской флоры о-ва Котельный [Herman, Spicer, 2010].

11. *Позднесеноманско–раннетуронский климатический минимум.* Для позднего сеномана есть определения палеотемпературы по флоре — 12,5 °С (Аляска) и 12,9 °С (Дальний Восток РФ). Для Аляски средняя температура холодного месяца составляла +5,7 °С, а средняя температура летнего месяца — +20,0 °С; для разреза на р. Гребенка (Северо-Восток России, Чукотский АО) средняя температура холодного месяца —  $5,9 \pm 3,8$  °С, средняя температура летнего месяца —  $20,8 \pm 2,8$  °С [Spicer et al., 2016].

12. *Туронский климатический максимум* [Zakharov et al., 2011]. Для туронского века значения палеотемпературы по CLAMP-анализу флоры лежат в диапазоне 6,9–9,0 °С [Herman, 2012], для позднего турона — 15,5–23,3 °С [Spicer, Herman, 2013], что подтверждается данными изотопной палеотермометрии (+ 14,1–16,3 °С, Дальний Восток РФ) [Zakharov et al., 2011].

13. *Коньяк-сантонский климатический минимум.* Для коньякского века (Дальний Восток РФ) имеются определения палеотемпературы в диапазоне от 14,1 до 16,3 °С [Zakharov et al., 2011], а

по данным CLAMP-анализа флоры есть значения в диапазоне 9,0–12,5 °С [Herman, 2012]. Рубежу коньякского и сантонского веков по CLAMP-анализу флоры отвечает значение 17,0 °С [Spicer, Herman, 2013] (п-ов Камчатка). Сантонский век по CLAMP-анализу флоры охарактеризован значениями палеотемпературы от 9,1 до 15,6 °С [Spicer, Herman, 2013] (север Сибири), а по данным изотопной палеотермометрии — от 10,9 до 22,4 °С (Дальний Восток РФ) [Zakharov et al., 2011].

14. *Кампанский климатический максимум* [Zakharov et al., 2011]. Интервал времени с начала кампана и включая первую половину маастрихта характеризуется значениями палеотемпературы от 19,4 до 25,5 °С [Zakharov et al., 2011] (Аляска) и от 20,6 до 25,5 °С или интервалом 12–18 °С для кампанского века [Herman, Spicer, 2010] (Дальний Восток РФ).

15. *Раннемаастрихтский климатический минимум* обоснован данными CLAMP-анализа по флоре [Herman, Spicer, Spicer, 2016].

16. *Позднемаастрихтский климатический максимум* подтвержден данными CLAMP-анализа по флоре [Herman, Spicer, Spicer, 2016] и данными изотопной палеотермометрии (10,2–16,9 °С, Корякское нагорье, а также 18,1 °С, Аляска) [Zakharov et al., 2011].

17. *Позднемаастрихтский климатический минимум*. Вторая половина и конец маастрихта отвечают времени относительного похолодания, значения палеотемпературы составляют 6,7 °С [Herman, Spicer, Spicer, 2016]. Резкое понижение температуры в самом конце маастрихта коррелирует с импактным событием, которое фиксируется на глобальной палеотемпературной кривой (+11 °С [Scotese, 2015]) и кривой для Арктики и Субарктики (+7,5 °С [Herman, Spicer, Spicer, 2016]).

18. *Датско-зеландский климатический максимум*. Флоры датского яруса известны из местонахождений в низовьях р. Анадырь, на хр. Рарыткин [Головнева, 1994], в низовьях р. Лена [Буданцев, 1983], в Западной и Северной Гренландии и на арх. Шпицберген [Буданцев, 1983; Буданцев, Головнева, 2009]. Л.Б. Головнева [1994] для низовьев р. Анадырь указывает среднегодовую температуру, составляющую 11,5 °С, средняя температура холодного месяца — 4,6 °С, средняя температура летнего месяца — 19,4 °С и среднегодовое количество осадков 1722 мм. Для территории Шпицбергена характерна среднегодовая температура, равная 12,6 °С (средняя температура холодного месяца — +6,5 °С, средняя температура летнего месяца — +19,8 °С, среднегодовое количество осадков 1826 мм). Для хараулахской флоры из низовьев р. Лена [Буданцев, 1983; Ахметьев, 2004] характерны следующие значения палеотемпературы: среднегодовая — +10–12 °С (до +14 °С), при среднезимних до –4÷6 °С, среднегодовое количество осадков

1400 мм. По палинологическим данным для территории Западно-Сибирской равнины по данным В.С. Волковой [2011], среднегодовая температура составляла — +15 °С, средняя температура холодного месяца — +4–5 °С, средняя температура летнего месяца — +28–30 °С, а среднегодовое количество осадков — до 1826 мм.

19. *Танетский климатический минимум*. В позднем палеоцене арктическая флора приобрела черты умеренно-теплой, переходной к субтропической [Ахметьев, 2004]. Для флоры центральной и южной (о-в Куприянова) частей Аляски характерны представители умеренно-теплого климата, а также пальмы и цикадовые. Среднегодовая температура для этих флор [Wolfe, Dilcher, 2001] — +10–12 °С, количество среднегодовых осадков до 2000 мм. Кроме того, на территории Шотландии (о-ва Малл) известна флора танетского возраста, для которой указана среднегодовая температура в +10,3 °С (при среднезимней 2,8 °С, среднелетней — +18,8 °С и при среднегодовом количестве осадков, равном 1739 мм [Golovneva, 2000]).

20. *Раннеипрский климатический максимум*. В раннем эоцене, в ипрское время, существовал умеренно-теплый влажный климат. На территории Камчатки (напанская флора позднего палеоцена–раннего эоцена) среднегодовая температура была равна +11,8 °С, средняя температура холодного месяца — +5 °С, средняя температура летнего месяца — +19,1 °С, при среднегодовом количестве осадков 2048 мм [Golovneva, 2000].

21. *Позднеипрский климатический минимум*. На территории арх. Шпицберген (стурвольская флора, эоцен) среднегодовая температура составляла 9,5 °С (средняя температура холодного месяца 1,5 °С, средняя температура летнего месяца 18,4 °С, среднегодовое количество осадков 1716 мм [Буданцев, Головнева, 2009]. В Северной Канаде для флоры о-вов Аксель Хейбера и Элсмир рассчитана следующая среднегодовая палеотемпература: +8,2; +9,3 °С, средняя температура самого холодного времени –0,8 и –2,0 °С [Greenwood, Wing, 1995].

22. *Лютетский климатический максимум*. В эоцене на о-ве Айон по палинологическим данным установлена среднегодовая температура 13 °С, средняя температура холодного месяца 5 и 7 °С, а средняя температура теплого месяца — 21–23 °С. В среднем эоцене на территории Ямала, в низовьях р. Пур, среднегодовая температура достигала 14–15 °С, самого холодного месяца — 6–8 °С, теплого — 21–23 °С [Волкова, 2011].

23. *Бартон-рюпельский климатический минимум*. В низовьях Лены (Тастахская флора, средний–поздний эоцен) среднегодовая температура доходила до 12 °С, а среднезимняя — +6 °С [Буданцев, 1999]. М.А. Ахметьев [2004] для флор среднего эоцена наиболее северных районов указывает среднегодовую температуру в 10–12 °С,

(среднезимняя температура около или немного ниже 0 °С и среднегодовое количество осадков 1000–1500 мм). Для территории арх. Шпицберген отмечено постепенное снижение температуры к концу эоцена до 8 °С [Буданцев, Головнева, 2009]. В Западной Сибири в первой половине олигоцена по палинологическим данным среднегодовая температура варьировала от 10 до 15 °С (температура теплого периода была 15 °С, холодного — +10 °С) [Волкова, 2011].

24. *Хаттский климатический максимум* прослежен в разрезах Западной Сибири. В позднем олигоцене по палинологическим данным среднегодовая температура составляла 14–15 °С, а температура холодного месяца — 4–6 °С [Волкова, 2011].

25. *Аквитанско-бурдигальский климатический минимум* определяется по палинологическим данным в разрезах Западной Сибири и характеризуется небольшим снижением температуры примерно на 1 °С (до +14 °С), как на региональной палеотемпературной кривой [Волкова, 2011], так и на глобальной [Scotise, 2015].

26. *Лангийский климатический максимум* установлен по морским палиноморфам в разрезе скважины ODP 907A (Северная Атлантика) с температурой около 17 °С [Shreck et al., 2011], по палинологическим данным в разрезах Западной Сибири — +11–15 °С [Волкова, 2011].

27. *Серравальский–раннетортонский климатический минимум* обоснован по морским палиноморфам [Shreck et al., 2011] в разрезе скважины ODP 907A (Северная Атлантика) с температурой около 12–16 °С. В интервале от 12,3 до 11,6 млн лет назад происходило похолодание, причем глобальный минимум температуры относится к интервалу 11,8–11,4 млн лет, температура воды у поверхности колебалась в диапазоне + 9–15 °С. Для среднего миоцена (13,4 млн лет) установлены среднегодовые значения температуры у поверхности воды, равные +20 °С, среднелетние — +15–25 °С. В Западной Сибири по палинологическим данным среднегодовая температура была равна +10–12 °С [Волкова, 2011].

28. *Среднетортонский климатический максимум* установлен по морским палиноморфам в разрезе скважины ODP 907A (Северная Атлантика) с температурой около +17 °С [Shreck et al., 2011], по палинологическим данным в разрезах Западной Сибири — 6–7 °С [Волкова, 2011].

29. *Позднетортонско–раннемессинский климатический минимум* установлен по морским палиноморфам [Shreck et al., 2011] в разрезе скважины ODP 907A (Северная Атлантика) с температурой около 1,5 °С. В Западной Сибири по палинологическим данным среднегодовая температура была 5 °С [Волкова, 2011].

30. *Позднемессинско–заклийский климатический максимум* обоснован по морским палиноморфам в разрезе скважины ODP 907A (Северная

Атлантика) с диапазоном температуры от +7 до +13 °С [Shreck et al., 2011].

31. *Пьяченско–четвертичный климатический минимум* и оледенение в Северном полушарии установлены по мембранным липидам глицерина и диалкилглицерол-тетраэфира в морских осадках с диапазоном температуры от +4 до +12 °С в скважине Хэнк в Северо-Германской впадине [Crampton-Flood et al., 2018], и по морским палиноморфам [Shreck et al., 2011] — в разрезе скважины ODP 907A (Северная Атлантика).

В итоге в климатической истории Арктики установлено 16 климатических циклов, включающих 16 климатических минимумов и 15 климатических максимумов. С учетом того, что некоторые значения палеотемпературы были получены для разрезов из Субарктического региона (с более южных палеоширот), при построении сводной палеотемпературной кривой для Арктики (рис. 2) была выполнена коррекция значений палеотемпературы с учетом закономерного понижения в среднем на 1 °С в высоких широтах, на 1,5 °С — в средних широтах, на 2 °С и более [Herzmann, Spicer, 2012] в низких, при смещении приблизительно на 10° по широте от экватора к полюсу.

В частности, сделана коррекция положения двух фрагментов палеотемпературной кривой для рюпель–пьяченского интервала геологической истории. В частности, на 3 °С были передвинуты в сторону понижения температуры кривая для скважины Хэнк [Crampton-Flood et al., 2018] для мессинско–пьяченского интервала, а также фрагмент кривой значений температуры для Западной Сибири [Волкова, 2011] для серравальско–тортонского интервала. Ориентиром для коррекции послужили данные, полученные из разреза скважины ODP 907A [Shreck et al., 2011].

Корреляция палеотемпературной кривой для Арктики и глобальной палеотемпературной кривой [Scotise, 2015] хорошая — общие тренды совпадают, на локальной кривой для Арктики выделена цикличность вариаций меньшего порядка. Исключение составляет понижение температуры в тортонском веке, что, скорее всего, может быть следствием локальных факторов.

Пока привязка климатических событий к шкале времени во многом условная, и длительность того или иного события определить точно затруднительно. В будущем при корреляции климатических событий с тектоническими и с вариациями уровня Мирового океана будет можно точнее привязать флуктуации климата к шкале времени.

**Выводы.** 1. При сборе информации для базы данных о значениях палеотемпературы в Арктике и Субарктике использованы значения, полученные по скелетам морских беспозвоночных, морским палиноморфам, зубам динозавров, по анализу способности рептилий откладывать яйца при

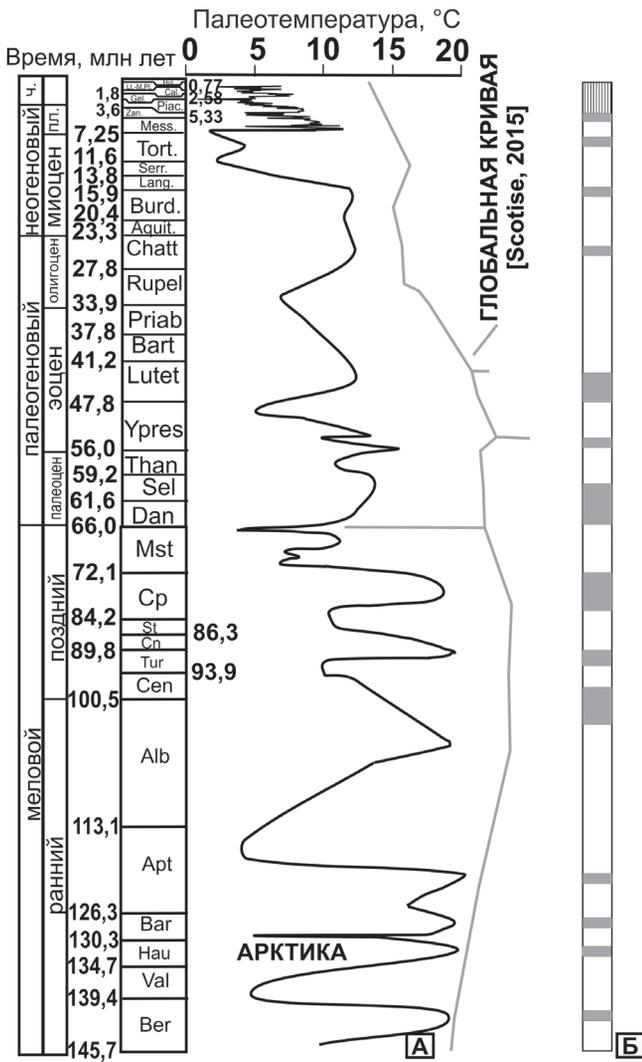


Рис. 2. Палеотемпературные кривые для мела–кайнозоя: А — предлагаемая сводная для арктического региона; Б — глобальная кривая, по [Scotese, 2015]

низкой температуре, по континентальной флоре (CLAMP-анализ), по присутствию прослоев углей в континентальных отложениях Арктического региона, по мембранным липидам глицерина и диалкилглицерол-тетраэфира в морских осадках и глендониту.

2. Несмотря на разные методы и подходы к определению палеотемпературы, в целом они показывают хорошую корреляцию. В большинстве

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметьев М.А. Климат Земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 8–47.

Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р. Климатические вариации в Арктическом регионе в меловом периоде / Мат-лы Всерос. науч. конф. «Восточно-Европейская платформа: геология, неотектоника, геоморфология», посвященной 40-летию учебной геолого-геоморфологической практики в Чашниково. М.: Перо, 2018. С. 69–71.

Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнозоя. Л.: Наука, 1983. 156 с.

случаев определена средняя годовая температура, что позволяет использовать эти данные совместно (за исключением изотопной палеотермометрии по раковинам беспозвоночных для мелового периода и эоцена и значений поверхностной температуры воды по морским палиноморфам для неогена).

3. В климатической истории Арктики установлено 16 климатических циклов, включающих 16 климатических минимумов (в том числе время оледенения в Северном полушарии) и 15 климатических максимумов.

4. Построена локальная палеотемпературная кривая для Арктического региона, имеющая общие тренды с глобальной палеотемпературной кривой [Scotese, 2015] (за исключением похолодания в тортонском веке вследствие действия локальных факторов).

**Благодарности.** Авторы признательны за справедливую критику и рецензирование работы А.Б. Герману (ГИН РАН), А.С. Алексею (ПИН РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова) и А.М. Никишину (МГУ имени М.В. Ломоносова).

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках госбюджетной темы АААА-А16-116033010119-4 «Геодинамика полярных и приполярных областей Российской Федерации» и поддержана РФФИ (проекты № 18-05-00495 «Шельфовые и глубоководные моря России: новый взгляд на их геодинамику на основе новых сейсмических и полевых данных», № 18-05-70011 «Сейсмостратиграфия, тектоника и история геологического развития Арктики в мезозое и кайнозое как основа для изучения и освоения минеральных ресурсов региона», № 18-05-00503 «Позднемеловые — раннепалеогеновые климатические флуктуации и их связь с колебаниями уровня моря (на примере Крымско-Кавказского региона и Русской платформы)») и при финансовой поддержке Минобрнауки России по инициативному проекту № 5.5177.2017/8.9 «Взаимодействие геолого-геоморфологического субстрата и сетей поселений Среднего и Нижнего Поволжья в предметном поле эволюционной урбанистики и экологической истории: междисциплинарное осмысление, моделирование и выработка предложений для управления территориями и обеспечения их устойчивого развития».

Буданцев Л.Ю. Реконструкция кайнозойских климатов на востоке Северной Азии по палеоботаническим данным // Ботан. журн. 1999. Т. 84, № 5. С. 36–45.

Буданцев Л.Ю., Головнева Л.Б. Ископаемые флоры Арктики. II. Палеогеновая флора Шпицбергена. СПб.: Марафон, 2009. 400 с.

Волкова В.С. Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика. 2011. Т. 5, № 7. С. 906–915.

Головнева Л.Б. Маастрихт-датские флоры Корьякско-нагорья. СПб., 1994 (Тр. БИН РАН; Вып. 13). 148 с.

- Некпелов А.Д., Макоско А.А.* Перспективы фундаментальных научных исследований в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2011. № 4. С. 14–21.
- Crampton-Flood E.D., Peterse F., Munsterman D.* et al. Using tetraether lipids archived in North Sea Basin sediments to extract North Western European Pliocene continental air temperatures // Earth and Planet. Sci. Lett. 2018. Vol. 490. P. 193–205.
- Eberle J.J., Fricke H.C., Humphrey J.D.* et al. Seasonal variability in Arctic temperatures during early Eocene time // Earth and Planet. Sci. Lett. 2010. Vol. 296. P. 481–486.
- Galloway J.M., Sweet A.R., Swindles G.T.* et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous paleoclimate of Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago inferred from the palynostratigraphy // Marine and Petrol. Geol. 2013. Vol. 44. P. 240–255.
- Golovneva L.B.* Early Paleogene floras of Spitsbergen and north Atlantic floristic exchange // Acta Universitatis Carolinae—Geologica. 2000. Vol. 44, N 1. P. 39–50.
- Greenwood D.R., Wing S.L.* Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients // Geology. 1995. Vol. 23, N 11. P. 1044–1048.
- Herman A.B., Spicer R.A.* Paleobotanical evidence for warm Cretaceous Arctic Ocean // Nature. 1996. Vol. 380. P. 330–333.
- Herman A.B., Spicer R.A.* Mid-Cretaceous floras and climate of the Russian high Arctic (Novosibirsk Islands, Northern Yakutiya) // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 2010. Vol. 295. P. 409–422.
- Herman A.B., Spicer R.A., Spicer T.E.V.* Environmental constraints on terrestrial vertebrate behaviour and reproduction in the high Arctic of the Late Cretaceous // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 2016. Vol. 441. P. 317–338.
- Herrle J.O., Schröder-Adams C.J., Davis W.* et al. Mid-Cretaceous High Arctic stratigraphy, climate, and Oceanic Anoxic Events // Geology. 2015. Vol. 43, N 5. P. 403–406.
- Rogov M.A., Ershova V.B., Shchepetova E.V.* et al. Earliest Cretaceous (late Berriasian) glendonites from Northeast Siberia revise the timing of initiation of transient Early Cretaceous cooling in the high latitudes // Cretaceous Res. 2017. Vol. 71. P. 102–112.
- Schreck M., Méheust M., Stein R.* et al. Response of marine palynomorphs to Neogene climate cooling in the Iceland Sea (ODP Hole 907A) // Marine Micropaleontol. 2013. Vol. 101. P. 49–67.
- Schröder-Adams C.* The Cretaceous Polar and Western Interior seas: paleoenvironmental history and paleoceanographic linkages // Sediment. Geol. 2014. Vol. 301. P. 26–40.
- Scotese C.R.* Some thoughts on Global climate change: the transition from icehouse to hothouse. Paleomap project. Evanston, 2015.
- Spicer R.A., Herman A.B.* The Late Cretaceous environment of the Arctic: A quantitative reassessment based on plant fossils // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. Vol. 295, N 3–4. P. 423–442.
- Spicer R.A., Herman A.B., Amiot R.* et al. Environmental adaptations and constraints on latest Cretaceous Arctic dinosaurs // Global Geol. 2016. Vol. 19, N 4. P. 241–254.
- Suarez C.A., Ludvigson G.A., Gonzalez L.A.* et al. Use of multiple oxygen isotope proxies for elucidating Arctic Cretaceous paleo-hydrology // Isotopic Studies in Cretaceous Res. L., Geol. Soc., Spec. Publ. 2013. Vol. 382. P. 185–202.
- Wolfe J., Dilcher D.* Late Paleocene through Middle Eocene climate in Lowland North America // Climate and biota of the Early Paleogene: Intern. meet. Wash. (D.C.): Smithsonian Inst., 2001. Abstr. P. 102–103.
- Zakharov Y.D., Shigeta Y., Popov A.M.* et al. Cretaceous climatic oscillations in the Bering area (Alaska and Koryak Upland): Isotopic and palaeontological evidence // Sedimentary Geology. 2011. Vol. 235. P. 122–131.

Поступила в редакцию 13.02.2019

Поступила с доработки 20.08.2019

Принята к публикации 29.10.2019

УДК 551.73:553

А.В. Краснова<sup>1</sup>, Ю.В. Ростовцева<sup>2</sup>, А.Е. Гаврилов<sup>3</sup>

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ВТОРИЧНЫХ КАРБОНАТОВ В ВУЛКАНИТАХ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

ООО «Газпромнефть НТЦ». 190000, Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д. 75–79, литер Д  
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1  
Gazpromneft STC, 190000, St. Petersburg, nab. River Moika, d. 75–79, let. D

Изучен изотопный состав углерода и кислорода вторичных карбонатов из кислых эффузивов в кровле доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты (Томская область). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  (VPDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (VSMOW) сидерита изменяются от  $-6,6$  до  $-2,4\text{‰}$  и от  $7,8$  до  $12,3\text{‰}$ , кальцита — от  $-8,9$  до  $-8,4\text{‰}$  и от  $2,5$  до  $3,7\text{‰}$  соответственно. Облегченный изотопный состав кислорода указывает на образование изучаемых карбонатов из низко-среднетемпературных гидротермальных растворов.

**Ключевые слова:** Западная Сибирь, доюрский комплекс, эффузивы, вторичные карбонаты, изотопные исследования.

The carbon and oxygen isotopic composition of secondary carbonates from acidic effusives was investigated.  $\delta^{13}\text{C}$  (VPDB) and  $\delta^{18}\text{O}$  (VSMOW) values of siderite vary from  $-6,6$  to  $-2,4\text{‰}$  in the top of the Western Siberia pre-Jurassic complex (Tomsk Region) and from  $7,8$  to  $12,3\text{‰}$ , while  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of calcite vary from  $-8,9$  to  $-8,4\text{‰}$  and from  $2,5$  to  $3,7\text{‰}$  respectively. Light oxygen isotopic composition indicates formation of studied carbonates from heated hydrothermal solutions.

**Key words:** Western Siberia, pre-Jurassic complex, effusives, secondary carbonates, isotope analysis.

**Введение.** Нефтегазоносность пород доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты изучают уже несколько десятилетий [Шустер, 2010]. В связи с постепенным истощением запасов нефти и газа в отложениях мезозойско-кайнозойского осадочного чехла эти исследования представляются весьма актуальными. При этом особый интерес вызывает выявление нетрадиционных пород-коллекторов, к числу которых относятся вулканиты. Формирование коллекторов в вулканитах может происходить под влиянием ряда факторов: остывания магмы, тектонического воздействия, гидротермальной переработки, выветривания и др. Свойства коллекторов в таких породах во многих случаях связаны с вторичными изменениями. Карбонатизация — эпигенетическое преобразование, которое наблюдается довольно часто и приводит к ухудшению коллекторских свойств. Широкий диапазон условий формирования вторичных карбонатов затрудняет выявление их генезиса. Изучение процессов карбонатизации важно для эффективного проведения геолого-разведочных работ.

Целью нашей работы стало определение особенностей образования вторичных карбонатов, обнаруженных в кислых вулканитах-коллекторах, присутствующих в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты.

**Объект исследования.** Изучены вторичные карбонаты в сильноизмененных кислых вулканитах (риолитах), вскрытых в кровле доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты одной из разведочных скважин в Томской области. Рассматриваемые вулканиты несут следы выщелачивания, в них широко развиты вторичные образования кварца, слюдястых минералов, кальцита, сидерита, местами сочетающиеся с выделениями диоксида титана и фосфатов редкоземельных элементов (РЗЭ). Породы характеризуются трещиноватостью. Трещины в породах полые, частично открытые или заполнены преимущественно кварцем и/или карбонатными минералами.

**Методы исследования.** Вторичные преобразования вулканитов, включая карбонатизацию, изучали с помощью оптической (в шлифах) и электронной микроскопии (комплекс «Jeol JSM

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, аспирант; e-mail: boxannak@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, заведующая кафедрой, докт. геол.-минер. н.; e-mail: rostovtseva@list.ru

<sup>3</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», главный специалист отдела ОПР; e-mail: Gavrilov.AE@gazpromneft-ntc.ru

6480LV»). Проведены также микронзондовые исследования, выполнены рентгено-структурный (дифрактометр «MiniFlex 600») и изотопный анализы. Изучение стабильных изотопов С и О в карбонатах проводили на комплексе оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов «Delta V Advantage». Измельченные образцы подвергались обработке полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки «Gas Bench II», подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Анализировали состав стабильных изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) углекислого газа, выделившегося в результате реакции карбонатов с кислотой. Точность измерений контролировалась по международному стандарту NBS-19. Изотопные значения  $\delta^{13}\text{C}$  указаны в ‰ относительно VPDB, значения  $\delta^{18}\text{O}$  — в ‰ относительно VSMOW. Анализы выполнены в научных лабораториях кафедр нефтегазовой седиментологии и морской геологии, геологии и геохимии горючих ископаемых, петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Температуру осаждения карбонатов рассчитывали с использованием изотопного калькулятора [Beaudoin, Therrien, 2009].

**Результаты исследований и их обсуждение.**

Вторичные карбонаты представлены выделениями кальцита и сидерита, которые встречаются как в прожилках и частично открытых трещинах, так и в основной массе измененных риолитов (рис. 1, а, б). Их развитие в некоторых местах накладывается на другие вторичные изменения вулканитов, такие, как глинизация, окварцевание и растворение под давлением с образованием «зубчатых швов» (стилолитов). Кальцит встречается в виде спаритовых выделений и пойкилобластов (до 7–12 мм),

замещающих крупные участки породы (рис. 1, а). Кристаллы кальцита размером до 3–4 мм залечивают трещины. Сидерит представлен мелко- и среднезернистыми агрегатами. Встречаются сферолитовые образования сидерита (до 0,5 мм), иногда с битумными примазками (рис. 1, а, б). На участках интенсивной карбонатизации породы обнаружены сростки шестоватых кристаллов сидерита (длина до 1,2 мм) (рис. 1, а).

В ходе исследований установлено, что при совместном нахождении карбонатных минералов сидерит формировался позднее кальцита. По данным микронзондового анализа выявлено, что сидерит содержит Mg и Mn в разной концентрации. Содержание Mg в сидерите может достигать 7,28%, Mn — до 1,59%. Минералы диоксида титана и фосфатов редкоземельных элементов часто находятся в парагенезе с карбонатами (рис. 1, в, г). Их осаждение происходило позднее, чем железистых карбонатов, учитывая характер взаимоотношения кристаллических выделений.

В целях изучения изотопного состава углерода и кислорода вторичных карбонатов было проанализировано 9 проб из разных частей разреза, отобранных из тонких прожилков и основной массы измененных вулканитов. В результате исследований установлено, что кальцит характеризуется следующими значениями:  $\delta^{13}\text{C} = -8,9$  и  $-8,4$ ‰ и  $\delta^{18}\text{O} = 3,7$  и  $2,5$ ‰.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  сидерита варьируют от  $-6,6$  до  $-2,4$ ‰ и от  $7,8$  до  $12,3$ ‰ соответственно. Результаты анализа изотопного состава углерода и кислорода вторичных карбонатов в изучаемых риолитах представлены в табл. 1.

Таблица 1

**Изотопный состав углерода и кислорода изучаемых вторичных карбонатов, ‰**

№ п/п	Глубина отбора, м	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ VSMOW
Кальцит из крупного прожилка вулканитов				
1	2961,06	-8,9	-26,4	3,7
2	2961,06	-8,4	-27,5	2,5
Сидерит из прожилков и основной массы вулканитов				
3	2950,07	-3,2	-19,7	10,6
4	2953,19	-5,5	-22,5	7,8
5	2953,25	-2,4	-19,4	11,0
6	2957,50	-6,4	-18,0	12,3
7	2961,06	-4,7	-20,7	9,6
8	2961,06	-5,6	-20,1	10,2
9	2964,20	-6,6	-21,0	9,2

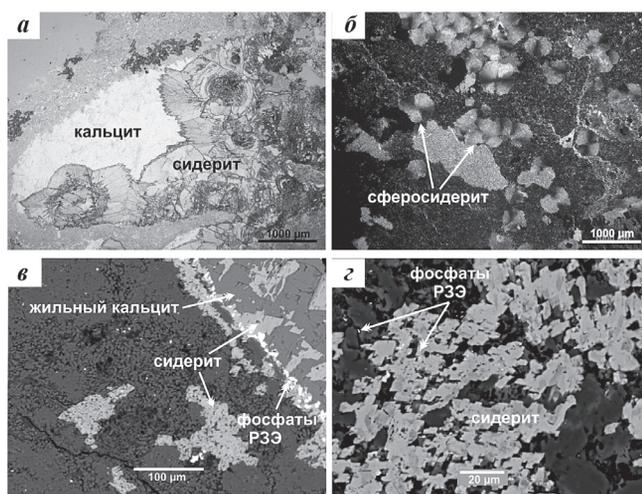


Рис. 1. Вторичные карбонаты в изучаемых вулканитах: а–б — микрофото без и с анализатором соответственно: пойкилобласты кальцита и шестоватые кристаллы сидерита в основной массе риолита (а), сферолитовые выделения сидерита (б); в–г — электронно-микроскопические снимки: трещина, залеченная кальцитом с более поздними выделениями сидерита и фосфатов РЗЭ и сидерит в основной массе породы (в), сидерит с фосфатами РЗЭ в основной массе породы (г)

Величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , полученные при анализе исследуемых карбонатов, были нанесены на сводные диаграммы с полями изотопных составов пород разного происхождения (рис. 2, 3). Изучаемые вторичные карбонаты характеризуются зна-

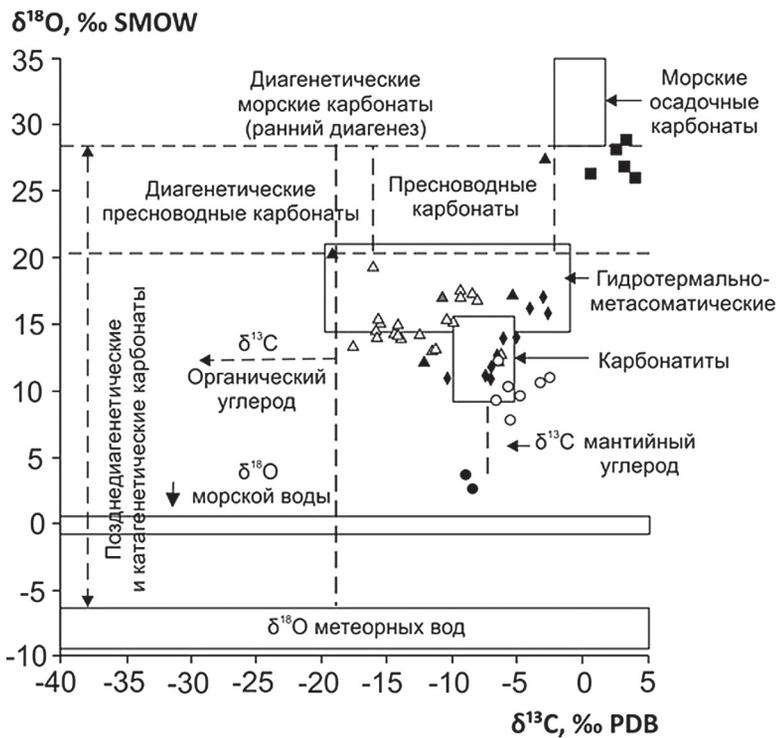


Рис. 2. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов разного генезиса (принципиальная схема по [Кулешов, 2001]): 1 — кальцит из прожилков в изучаемых вулканитах; 2 — сидерит из прожилков и основной массы в изучаемых вулканитах; 3 — жильный кальцит абалакской свиты, по [Юрченко, 2017]; 4 — жильный кальцит тюменской свиты (неопубликованные данные); 5 — жильный кальцит баженовской свиты, по [Юрченко, 2017]; 6 — юрские эпигенетические карбонаты из песчаников Мыльджинской площади, по [Голышев и др., 1981]; 7 — палеозойские морские известняки Лугинецкой площади, по [Голышев и др., 1981]

чениями  $\delta^{13}\text{C}$ , свойственными карбонатам разного генезиса, и отличаются облегченными величинами  $\delta^{18}\text{O}$ . На сводных диаграммах их изотопный состав наиболее сходен с таковым для магматических карбонатитов.

По сравнению с жильным кальцитом из мезозойских отложений тюменской, абалакской и

баженовской свит в центральной части Западно-Сибирской плиты, а также с эпигенетическим карбонатным цементом из юрских песчаников на соседней Мыльджинской площади изучаемые карбонаты имеют более легкий изотопный состав по кислороду, что может быть связано с более высокой температурой их осаждения (рис. 3).

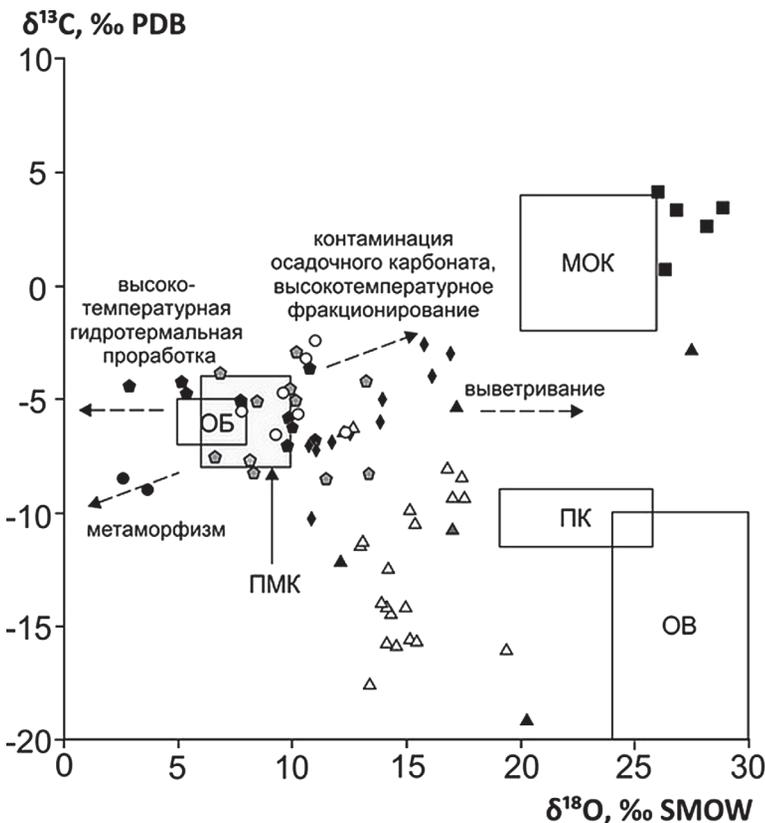


Рис. 3. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов разного генезиса: 1 — кальцит из прожилков в изучаемых вулканитах; 2 — сидерит из прожилков и основной массы в изучаемых вулканитах; 3 — жильный кальцит абалакской свиты, по [Юрченко, 2017]; 4 — жильный кальцит тюменской свиты (неопубликованные данные); 5 — жильный кальцит баженовской свиты, по [Юрченко, 2017]; 6 — юрские эпигенетические карбонаты из песчаников Мыльджинской площади, по [Голышев и др., 1981]; 7 — палеозойские морские известняки Лугинецкой площади, по [Голышев и др., 1981]; 8 — карбонаты из магматических и метаморфических пород зоны деформации разлома Сан-Габриэль (Калифорния), по [Pili et al., 2002]; 9 — жильные кальциты Мутновской гидротермальной системы, по [Таран и др., 1987]. Сплошные линии — поля: МОР — морских осадочных карбонатов, по [Valley, 1986]; ПК — почвенных карбонатов, по [Salomons, 1975]; ОВ — органического вещества осадочных пород, по [Hu et al., 2002]; ПМК — первичных магматических карбонатитов, по [Keller, Hoefs, 1995]; ОБ — мантийных океанических базальтов, по [Keller, Hoefs, 1995]; пунктирные стрелки — основные процессы, ответственные за изменения изотопного состава пород: тренд метаморфизма, по [Valley, 1986],

тренды высокотемпературной гидротермальной проработки, выветривания, смешения с веществом осадочных карбонатов и высокотемпературного фракционирования, по [Demény et al., 1998]

Отметим, что генезис части жильного кальцита из осадочных пород мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты с величинами  $\delta^{18}\text{O} = 12,3 \div 19,4\text{‰}$  интерпретируется как катагенетический, происходивший при влиянии глубинных гидротермальных растворов, прогретых до 192 °C [Юрченко, 2017].

Наблюдается четкая зависимость установленных величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  от минерального состава карбонатов. Кальцит характеризуется более легким изотопным составом углерода и кислорода, чем сидерит. Обогащенность сидерита  $^{18}\text{O}$ , а также установленная последовательность его осаждения после кальцита при их совместном нахождении указывают на возможное влияние температурного фактора на особенности формирования карбонатов. Вероятно, кальцит отлагался при интенсивном водопритоке и при более высокой температуре, чем сидерит. Снижение температуры раствора могло сопровождаться незначительным увеличением концентрации  $\text{CO}_2$  и уменьшением щелочности вод.

В изучаемых вулканитах наличие газово-жидких включений в продуктах вторичных преобразований, позволяющих оценивать прогретость и состав растворов, обнаружить не удалось. В связи с этим расчет возможных значений палеотемпературы кристаллизации вторичных карбонатов выполнен на основе ранее опубликованных данных об изотопном составе глубинных вод, циркулирующих в рассматриваемой области Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Подземные воды доюрского комплекса в юго-восточной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна характеризуются изменчивостью изотопного состава кислорода, значения которого варьируют от  $-14,4$  до  $-2,5\text{‰}$  для непродуктивных и от  $-8,9$  до  $-2,7\text{‰}$  для продуктивных площадей [Голышев, Иванов, 1983]. Температура вод достигает

88–120 °C, минерализация в основном составляет 40–65 г/л (Нюрольская впадина, Томская область) [Шварцев и др., 2002].

Температура осаждения рассматриваемых карбонатов рассчитана по формулам изотопного фракционирования кислорода в системе кальцит —  $\text{H}_2\text{O}$  и сидерит —  $\text{H}_2\text{O}$  для  $T = 0 \div 1200$  °C, по [Zheng, 1999]. Полученные значения температуры осаждения изменяются от 99 до 330 °C для кальцита и от 56 до 211 °C для сидерита (табл. 2). Для продуктивных площадей возможные значения температуры кристаллизации варьируют в более узких пределах с наиболее высокими значениями для кальцита 321 °C и сидерита 207 °C. На основании полученных данных можно предположить, что изучаемые вторичные карбонаты осаждались низко-среднетемпературными гидротермальными растворами, причем осаждение сидерита происходило позднее, чем кальцита, при остывании раствора и повышении парциального давления углекислоты.

В результате петрографического изучения описываемых карбонатов установлено, что они формировались в толщах, погруженных на глубину, а не в поверхностных условиях при гипергенезе. На это указывает расположение карбонатных минералов поверх минералов кремнезема, залечивающих трещины, а также наличие «зубчатых швов» (стилолитов), развитых в основной массе эффузивов и образовавшихся при растворении под давлением. Кроме того, обнаружено замещение вулканитов крупными пойкилообластами кальцита, формирование которых отмечено в современных активных гидротермальных системах преимущественно на глубине за счет взаимодействия насыщенного  $\text{CO}_2$  раствора с вмещающими породами при значениях температуры, предшествующих вскипанию [Simmons, Christenson, 1994].

Таблица 2

Расчетные значения температуры осаждения изучаемых вторичных карбонатов

№ п/п	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}_{\text{мин}}$ , ‰ VSMOW	Расчетная температура осаждения карбонатов, °C			
			для непродуктивных площадей*		для продуктивных площадей*	
			$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O} = -14,4$	$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O} = -2,5$	$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O} = -8,9$	$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O} = -2,7$
Кальцит из крупного прожилка вулканитов						
1	2961,06	3,7	99	286	156	279
2	2961,06	2,5	109	330	172	321
Сидерит из прожилков и основной массы вулканитов						
3	2950,07	10,6	65	167	102	165
4	2953,19	7,8	82	211	126	207
5	2953,25	11,0	63	162	99	159
6	2957,50	12,3	56	146	89	144
7	2961,06	9,6	71	181	110	178
8	2961,06	10,2	68	173	105	170
9	2964,20	9,2	74	187	114	184

\* Значения  $\delta^{18}\text{O}$  для подземных вод из доюрского комплекса в юго-восточной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, по [Голышев, Иванов, 1983].

Изотопный состав карбонатов позволяет рассматривать их как продукт осаждения из прогретых растворов.

Эти растворы могли быть подземными водами нижнего этажа артезианского бассейна, отжатыми из осадочных пород в процессе их преобразования, метаморфизованными и мигрирующими в вышележащие отложения, что в целом согласуется с общими представлениями. Однако можно предположить, что пластовые воды могли также иметь смешанный состав за счет участия магматогенных процессов.

В пользу последнего высказывания свидетельствует то, что по значениям  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  изучаемые карбонаты, особенно кальцит, отличаются от большей части изотопных составов первичных и эпигенетических мезозойско-кайнозойских и палеозойских карбонатов рассматриваемого района (рис. 2, 3). При этом наблюдается сходство изотопных характеристик изучаемых карбонатов и жильных карбонатов современной Мутновской гидротермальной системы Камчатки [Таран и др., 1987] и глубинной зоны деформации разлома Сан-Андреас в Калифорнии [Pili et al., 2011], формирование которых происходило при влиянии магматогенных флюидов. В пользу мнения о возможном участии в той или иной мере магматогенной составляющей свидетельствует и тектоническое строение района исследования, расположенного в зоне простирающейся южной части Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, характеризующегося развитием гранитных

интрузий, одна из которых была вскрыта бурением на расстоянии 2–3 км от изучаемой скважины. Как известно, остывающие интрузии — потенциальный источник газодонных флюидов, включающих воду и углекислый газ [Giggenbach, 1997]. Хотя возраст гранитных батолитов в изучаемом районе оценивается как позднепалеозойский [Запивалов, Исаев, 2010], этапы повторной тектоно-магматической активизации региона в мезозое и кайнозое могли способствовать вертикальной миграции гидротермальных растворов по зонам крупных разломов. О поднятии вод из фундамента и подтоке глубинной углекислоты на юго-востоке Западной Сибири ранее упоминалось в гидрогеологических исследованиях Западно-Сибирского артезианского бассейна [Розин, 1977].

**Заключение.** Полученные результаты указывают на гидротермально-метасоматическое происхождение описанных вторичных карбонатов. Изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  изученных кальцитов и сидеритов свидетельствует о том, что они формировались при миграции низко-среднетемпературных растворов. Признаки гипергенных карбонатов, которые могли образоваться в коре выветривания на предъюрской поверхности, не обнаружены. При гидротермальной проработке осаждение карбонатов приводило к ухудшению коллекторских свойств рассматриваемых пород.

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю признательность ООО «Газпромнефть-Восток» за предоставленные первичные материалы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гольшев С.И., Иванов В.Г. Изотопный состав водорода, кислорода, углерода подземных вод юго-восточной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геохимия. 1983. № 7. С. 1024–1028.

Гольшев С.И., Черепнин А.В., Рожнев А.Н. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов нефтегазоносных отложений Западной Сибири // Геохимия. 1981. Т. 198. С. 1216–1226.

Запивалов Н.П., Исаев Г.Д. Критерии оценки нефтегазоносности палеозойских отложений Западной Сибири // Вест. Томск. гос. ун-та. 2010. № 341. С. 226–232.

Кулешов В.Н. Эволюция изотопных углекислородных систем в литогенезе. Сообщение 2. Катагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 6. С. 610–630.

Розин А.А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.

Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Главатских С.Ф. Условия гидротермальных преобразований пород Мутновской гидротермальной системы (Камчатка) по изотопным данным // Геохимия. 1987. № 11. С. 1569–1579.

Шварцев С.Л., Силкина Т.Н., Жуковская Е.А., Трушкин В.В. Подземные воды нефтегазоносных отложений Нюрольского осадочного бассейна (Томская область) // Геология и геофизика. 2002. Т. 44. № 5. С. 451–464.

Шустер В.Л. Нефтегазоносность палеозойского фундамента Западной Сибири // Георесурсы, геознергетика, геополитика. 2010. № 2. С. 2–4.

Юрченко А.Ю. Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско-баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалыкского нефтяных месторождений Западной Сибири: Автореф. канд. дисс. М., 2017.

Beaudoin G., Therrien P. The updated web stable isotope fractionation calculator // Handbook of stable isotope analytical techniques. 2009. Vol. 2. P. 1120–1122.

Demény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura Canary Islands, Spain: a C, O, H isotope study // Lithos. 1998. Vol. 44, N 3–4. P. 101–115.

Giggenbach W.F. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 3rd edit. N.Y.: John Wiley, 1997. P. 737–796.

Hu R.Z., Su W.C., Bi X.W. et al. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China // Mineral. Deposita. 2002, Vol. 37, N 3–4. P. 378–392.

Keller J., Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai // Carbonatite Volcanism. Berlin: Springer, 1995. P. 113–123.

Pili E., Poitrasson F., Gratier J.P. Carbon–oxygen isotope and trace element constraints on how fluids percolate faulted limestones from the San Andreas Fault system: partitioning of fluid sources and pathways // Chem. Geol. 2002. Vol. 190, N 1–4. P. 231–250.

Salomons W. Chemical and isotopic composition of carbonates in recent sediments and soils from West-

ern Europe // J. Sediment. Res. 1975. Vol. 45, N 2. P. 440–449.

*Simmons S.F., Christenson B.W.* Origins of calcite in a boiling geothermal system // Amer. J. Sci. 1994. Vol. 294, N 3. P. 361–400.

*Valley J.W.* Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // Stable isotopes in high temperature geological processes: Reviews in Mineralogy. 1986. P. 445–481.

*Zheng Y.F.* Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // Geochem. J. 1999. Vol. 33, N 2. P. 109–126.

Поступила в редакцию 25.02.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019

УДК 550.38

Д.А. Мартюшев<sup>1</sup>, С.В. Галкин<sup>2</sup>, В.В. Шелепов<sup>3</sup>

## ВЛИЯНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД НА МАТРИЧНУЮ И ТРЕЩИННУЮ ПРОНИЦАЕМОСТЬ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН ТУРНЕ-ФАМЕНСКИХ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ВЕРХНЕГО ПРИКАМЬЯ

Пермский национальный исследовательский политехнический университет, 614990, Пермский край, г. Пермь, Комсомольский проспект, 29

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Perm National Research Polytechnical University, 614990, Perm Region, Perm, Komsomolskiy avenue, 29

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

В результате серии экспериментов на керне установлено, что для трещиноватых образцов при увеличении их напряженного состояния (рост эффективного давления) происходит резкое снижение фильтрационно-емкостных свойств. В дальнейшем при снижении (или полном снятии) напряженного состояния фильтрационно-емкостные свойства трещиноватых коллекторов не восстанавливаются. Эксперименты имеют научное и практическое значение для оптимизации технологического режима работы добывающих скважин в трещиноватых турне-фаменских коллекторах.

**Ключевые слова:** карбонатный коллектор, литолого-фациальные зоны, эффективное давление, проницаемость, трещины, томографические исследования.

A series of core experiments made it possible to establish that for fractured samples with an increase in their stressed state (increase in effective pressure), there is a sharp decrease in reservoir properties. In the future, with a decrease (or complete removal) of the stress state, the filtration-capacity properties of fractured reservoirs are not restored. The experiments have scientific and practical importance in terms of optimizing the technological mode of operation of producing wells in fractured turn-Famennian reservoirs.

**Key words:** carbonate reservoir, litho-facies zones, effective pressure, permeability, fracture, tomographic studies.

**Введение.** Задача подбора оптимальных систем разработки для залежей углеводородов определяется научной проработкой вопросов, связанных с фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) коллекторов. Недоучет влияния неоднородности ФЕС на строение эксплуатационных объектов нарушает последовательность освоения месторождения, что в итоге снижает эффективность проектирования и коэффициент извлечения нефти [Габдуллин и др., 2018]. Особенно это актуально при геолого-гидродинамическом моделировании залежей в коллекторах, представляющих собой сложнопостроенные и неоднородные геологические тела.

Практическая значимость поставленной задачи применительно к нефтяным месторождениям Пермского края определяется широким распространением трещин в карбонатных коллекторах и влиянием трещиноватости пород на процес-

сы фильтрации нефти в пласте. На территории Верхнего Прикамья большинство карбонатных залежей турне-фаменского возраста характеризуется повышенной по сравнению с терригенными пластами естественной трещиноватостью, преимущественно они относятся к трещинно-поровому типу строения коллектора. На таких нефтяных залежах наблюдается дискретность свойств двух видов пустотности. Матричная пустотность характеризуется мелкими порами со значительной вмещающей способностью, трещинная — низкими емкостными и высокими фильтрационными свойствами. Соответственно, при оценке проницаемости коллекторов трещинно-порового типа необходимо детально изучать как ее матричную, так и трещинную составляющие.

В рамках статьи рассмотрено влияние изменения напряженного состояния горных пород на пористость ( $K_p$ ) и проницаемость ( $k$ ) образцов

<sup>1</sup> Пермский национальный исследовательский политехнический университет, горно-нефтяной факультет, кафедра нефтегазовых технологий, доцент, канд. техн. н.; e-mail: martuyushevd@inbox.ru

<sup>2</sup> Пермский национальный исследовательский политехнический университет, горно-нефтяной факультет, декан, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: doc\_galkin@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра теоретических основ разработки месторождений нефти и газа, заведующий кафедрой, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: shelerov\_s@mail.ru

керна в разных литолого-фациальных зонах турне-фаменских карбонатных отложений. Были проведены лабораторные эксперименты с привлечением исследований методом рентгеновской томографии керна. Оценка степени влияния типа пустотности на динамику изменений  $K_p$  и  $k$  горных пород при разных значениях пластового давления — актуальная задача не только в нефтегазовой сфере, но и в смежных отраслях, например при мониторинге подземных выходов газов и безопасном бурении скважин.

**Условия формирования и особенности геологического строения карбонатных турне-фаменских залежей Верхнего Прикамья.** К настоящему времени на территории Пермского Прикамья промышленная нефтегазоносность установлена на 14 турне-фаменских эксплуатационных объектах. Основные геолого-физические характеристики продуктивных пластов турне-фаменских залежей представлены в таблице.

**Геолого-физическая характеристика продуктивных пластов месторождений Верхнего Прикамья**

Параметры	Диапазон изменения
Средняя глубина залегания, м	1990–2270
Начальная пластовая температура, °С	30–39
Начальное пластовое давление, МПа	18,2–23,0
Давление насыщения нефти газом, МПа	11,0–16,2
Газосодержание пластовой нефти, м <sup>3</sup> /т	93,8–291,6
Вязкость нефти в пластовых условиях, мПа·с	0,97–1,76
Средняя пористость, %	10,4–13,0
Средняя проницаемость по керну, мД	14,0–55,0
Средняя проницаемость по ГДИ, мД	28,6–95,8

Турне-фаменские карбонатные отложения месторождений Верхнего Прикамья характеризуются сложным геологическим строением. Выделяются литолого-фациальные зоны с разными ФЕС, обусловленными геологическими условиями осадконакопления.

Типичной можно считать геологическую модель формирования турне-фаменских залежей с последовательной сменой следующих литолого-фациальных обстановок осадконакопления: склон рифа, нижний и верхний тыловой шлейф, биогермное ядро. Наибольшим емкостным пространством характеризуются отложения верхнего тылового шлейфа, относящиеся к центральной межрифовой части залежей. Фации нижнего тылового шлейфа, биогермного ядра и склона рифа приурочены к более низкорельефным участкам геологического разреза. При седиментации в них сносилось большее количество микритового материала, что снижало их емкостные характеристики. На ряде залежей в отдельную литолого-фациальную зону также дополнительно выделяются рифогенные образования, которые обычно характеризуются низкими ФЕС. Сложное строение резервуара, об-

условленное условиями седиментации, привело к чередованию в разрезе и на площади коллекторов разной емкости для каждого стратиграфического диапазона.

Все генетические признаки (состав карбонатных компонентов, сильная эпигенетическая цементация цементом 1-й генерации) свидетельствуют о медленном накоплении осадков и длительном их пребывании на стадии диагенеза, что привело к фактически полному залечиванию пустотного пространства уже на стадии диагенеза. Поэтому известняки процессам выщелачивания для территории исследования практически не подвержены.

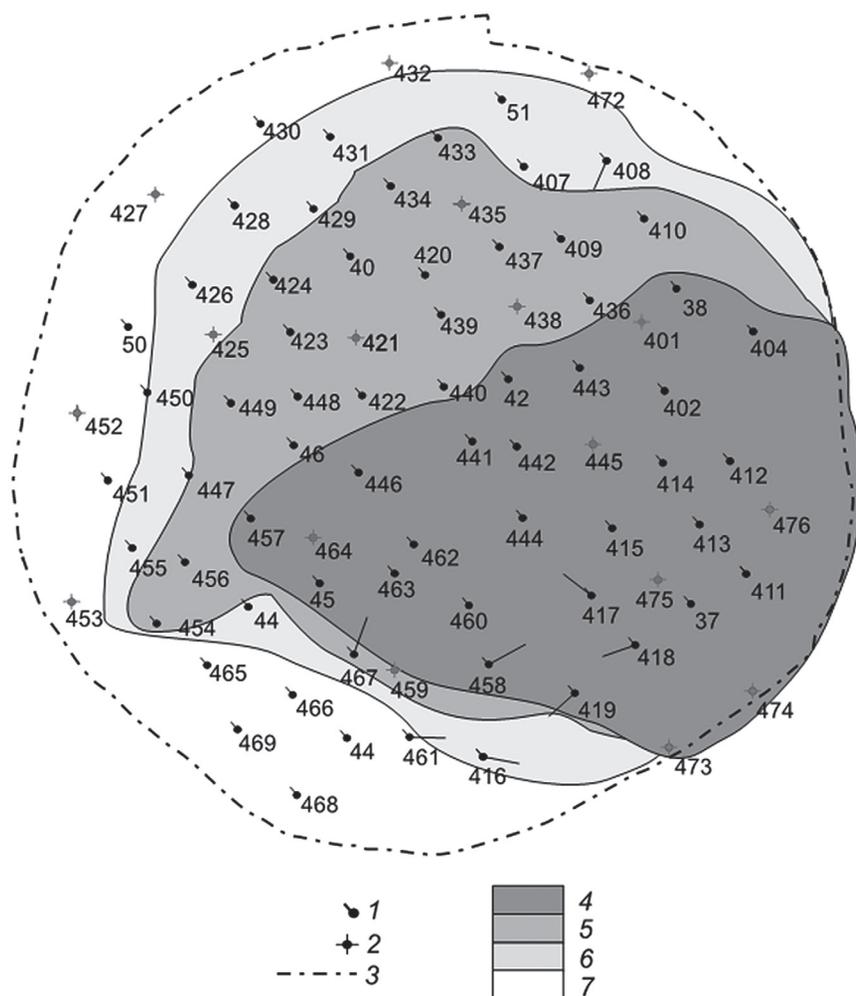
На рис. 1 приведен пример распространения литолого-фациальных зон турне-фаменских отложений для Озерного нефтяного месторождения. Для этой залежи коллекторы в зоне верхнего тылового шлейфа характеризуются развитием как матричной, так и трещинной пустотности и в целом лучшими ФЕС. Участки залежи, приуроченные к остальным литолого-фациальным зонам, представлены менее пористыми и проницаемыми породами [Слизовский и др., 2004; Путилов, 2014].

**Анализ влияния напряженного состояния коллекторов на динамику изменения их фильтрационно-емкостных свойств.** В пластовых условиях маловероятно существование выдержанных зияющих трещин в карбонатных породах даже при условии сложного напряженного состояния пород. Полному смыканию трещин должны препятствовать выступы, включения обломков породы и другие неровности поверхности. Эти неровности уменьшают полезную емкость трещин, но обеспечивают сохранение раскрытости и развитие свободного пустотного пространства. Соответственно, упругие свойства карбонатных горных пород сильно зависят от типа пустотности (матричной, трещинной или совместной) [Sviridov и др., 2017; Шешенин и др., 2015].

В ряде работ [Абасов и др., 2006; Shapiro и др., 2015; Shapiro, 2017] для оценки влияния особенностей пустотности на ФЕС коллекторов проведены исследования на керновых моделях, основанные на изучении динамики  $K_p$  и  $k$  пород в разных условиях их напряженного состояния. На основе такого подхода на образцах керна из различных литолого-фациальных зон исследованы изменения их емкостных свойств и проницаемости в зависимости от динамики эффективного давления. В экспериментах использовали образцы керна с  $k$  до 350 мД, при этом литологическую неоднородность образцов изучали с помощью метода рентгеновской томографии [Ефимов и др., 2016].

Образцы керна из зон нижнего тылового шлейфа, биогермного ядра и рифового склона представлены в основном известняками комковато-детритовыми, пористыми; емкостное пространство коллекторов связано с вторичной пористо-

Рис. 1. Литолого-фациальная схема карбонатных отложений Озерного месторождения: 1 — добывающая скважина; 2 — нагнетательная скважина, 3 — внешний контур нефтеносности, 4 — нижний тыловой шлейф, 5 — верхний тыловой шлейф, 6 — биогермное ядро, 7 — склон рифа



стью, обусловленной процессами выщелачивания. Фото образца керна такого типа с равномерным распределением пустот в образце представлено на рис. 2. Гистограмма распределения пор для образца № 1, построенная по результатам томографических исследований, показана на рис. 3.

Образцы керна из зоны верхнего тылового шлейфа сложены в основном известняками с редким детритом, неравномерно пористыми, с кавернами, часто соединяющимися неравномерно расположенными трещинами (рис. 4, 5). Крепость

образцов керна в ряде случаев ослаблена трещинами, по которым происходит раскол.

При оценке влияния напряженного состояния на ФЭС горных пород использовали установку УИК-5ВГ; исследовано 32 образца керна из зоны верхнего тылового шлейфа, а из зон нижнего тылового шлейфа, биогермного ядра и рифового склона — 45 образцов. В кернодержателе установки создавались условия одновременного воздействия внутривещного давления ( $P_{пор}$ ) и давления обжима ( $P_{обж}$ ) на образцы. В экспериментах нагрузка

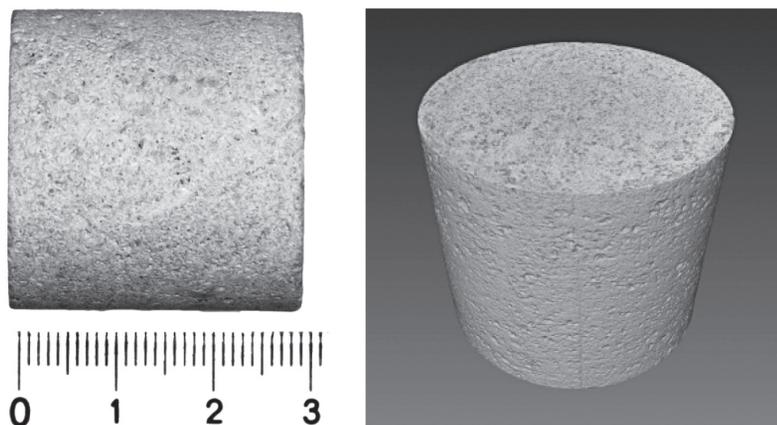


Рис. 2. Общий вид и 3D модель образца керна № 1

Рис. 3. Гистограмма диаметров пор образца керна № 1, полученная по результатам томографических исследований

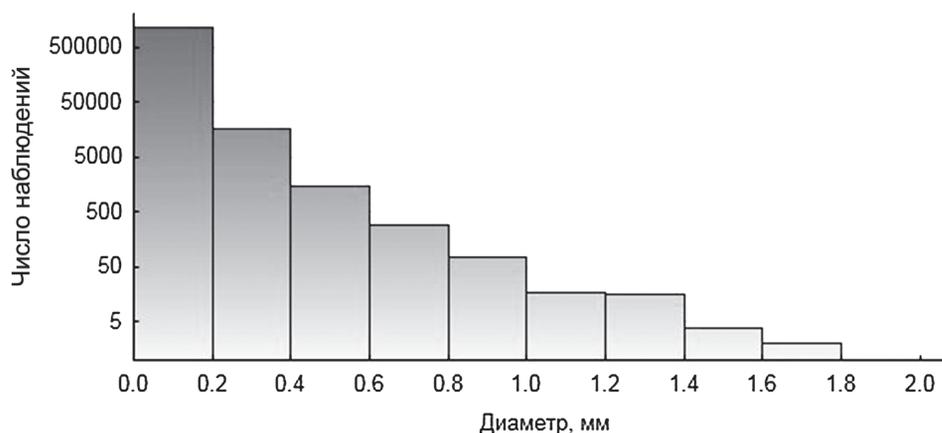


Рис. 4. Общий вид и 3D модель образца керна № 2

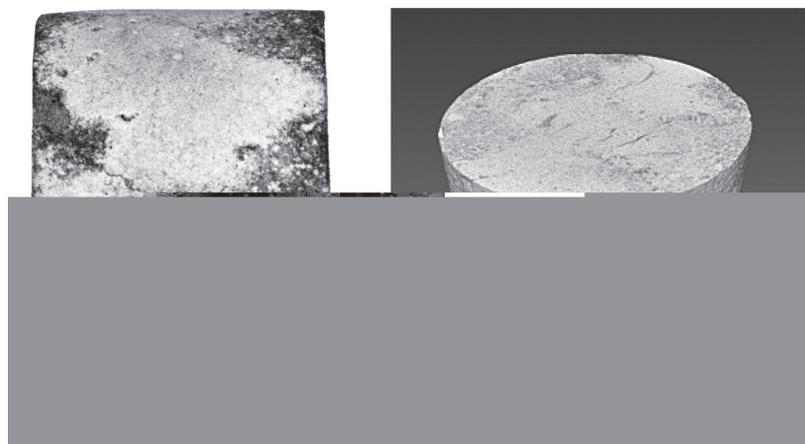


Рис. 5. Гистограмма диаметров пор образца керна № 2, полученная по результатам томографических исследований



на образец обеспечивалась до необходимого эффективного давления путем создания депрессии давления:  $P_{эф} = P_{обж} - P_{пор}$ . Например, величина  $P_{эф}$ , равная 2,5 МПа, достигалась при  $P_{пор} = 20$  МПа и  $P_{обж} = 22,5$  МПа.

На рис. 6 и 7 приведены примеры влияния напряженного состояния образцов на величины  $k$  и  $K_{п}$  отдельно для образцов керна порового и трещинного типа. Для образца № 1 порового типа даже при  $P_{эф} = 35$  МПа снижение значений  $K_{п}$  и  $k$  минимально и не превышает 2% от их началь-

ных значений. В целом для 93% исследованных образцов, отобранных из зон нижнего тылового шлейфа, биогермного ядра и рифового склона, характерна стабильность величин  $K_{п}$  и  $k$  при росте  $P_{эф}$  (в 42 случаях из 45).

Для трещиноватого образца № 2, напротив, при создании нагрузки уже в диапазоне до 5 МПа установлено резкое снижение  $K_{п}$  и  $k$ ; относительное снижение ФЕС при этом составляет 90%. Такая тенденция зависимости  $K_{п}$  и  $k$  от напряженного состояния характерна для большинства ис-

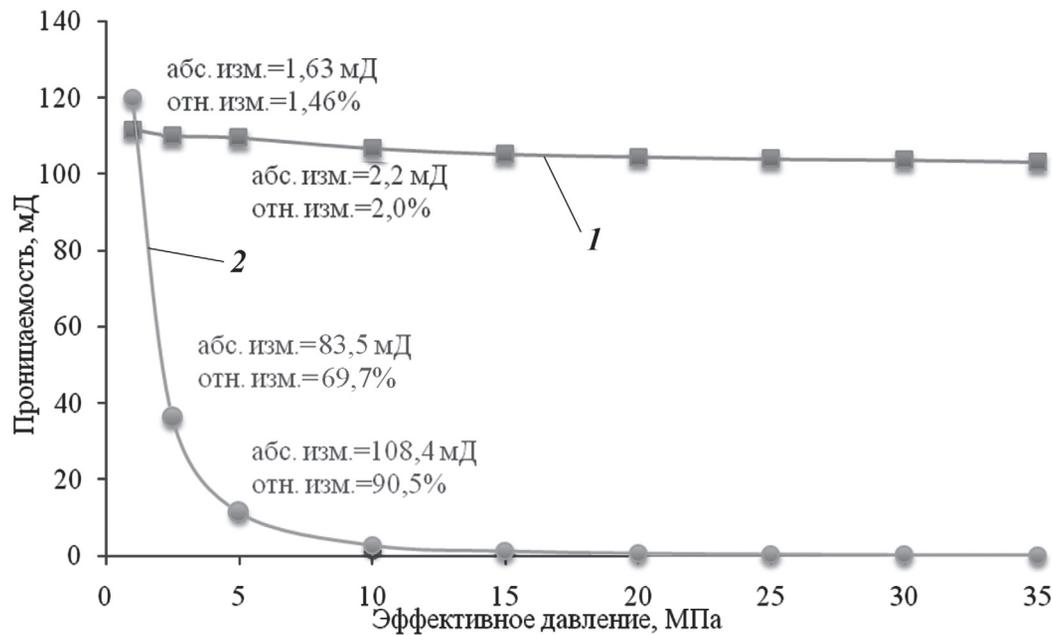


Рис. 6. Изменение проницаемости от эффективного давления для образца № 1 без трещины (1) и образца № 2 с трещиной (2)

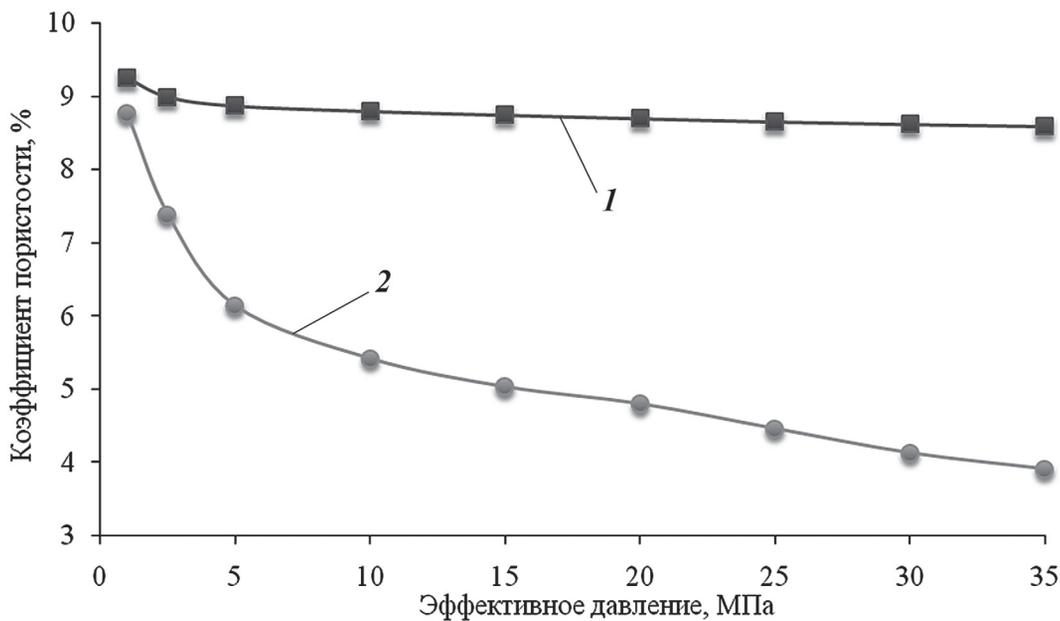


Рис. 7. Изменение коэффициента пористости от эффективного давления для образца № 1 без трещины (1) и образца № 2 с трещиной (2)

следованных образцов из зоны верхнего тылового шлейфа (84%, в 27 случаев из 32), которая, как показано выше, обычно представлена коллекторами трещинно-порового типа.

В ряде экспериментов исследования динамики  $K_p$  и  $k$  от величин созданного эффективного давления осуществлены первоначально с ростом нагрузки на образец керна (от 0 до 30 МПа), а затем с последовательным ее уменьшением до  $P_{эф}=0$ . Результаты экспериментов отдельно для трещиноватых и нет образцов представлены на рис. 8 и 9.

Для образца № 4 керн без трещин, относящегося к зоне верхнего тылового шлейфа, эксперименты показали практически полное восстановление ФЕС после снижения нагрузки.

Принципиально иная ситуация установлена для образца № 3, емкостное пространство которого по данным томографических исследований выполнено вторичными пустотами, преимущественно трещинами и мелкими порами, связанными с выщелачиваем детрита и оолитами. В этом случае после роста  $P_{эф}$  от 0 до 30 МПа и последующего его снижения вследствие смыкания трещин ФЕС в полной мере не восстанавливаются. Для образца № 3 снижение значений  $k$  составило 58% (171 мД до нагрузки и 71 мД после ее полного снятия) (рис. 8), для этого образца наблюдалось и некоторое снижение  $K_p$  (с 13,6 до 13,1) (рис. 9).

По результатам опытов также установлено, что при создании нагрузки, равной 4 МПа, относительное изменение  $k$  для образца № 3 с трещиной

Рис. 8. Изменение проницаемости от эффективного давления (нагрузка/разгрузка) для образца № 3 с трещиной (1, 2) и образца № 4 без трещины (3, 4)

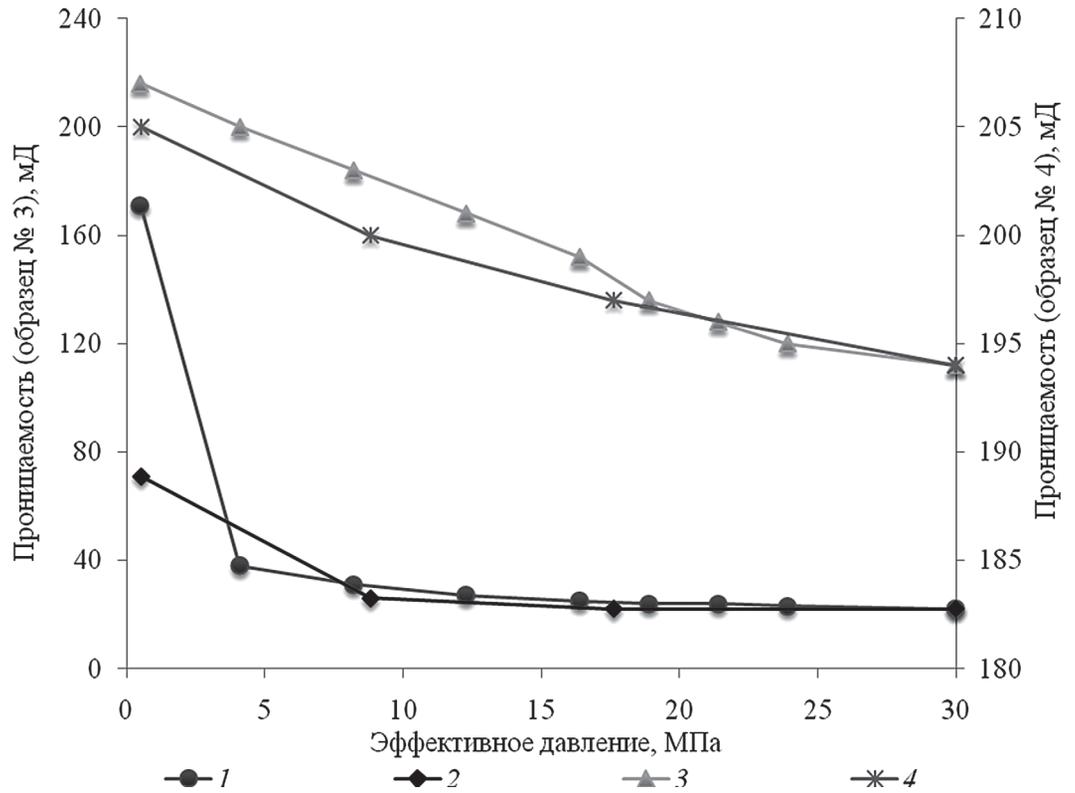
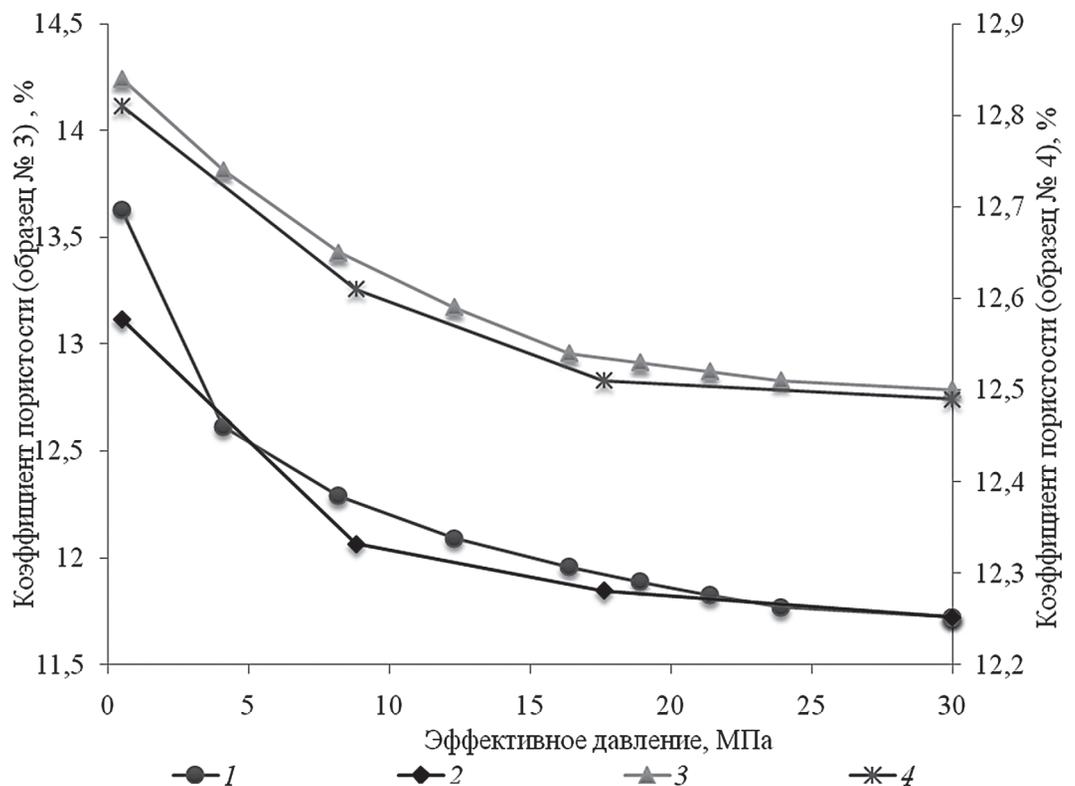


Рис. 9. Изменение коэффициента пористости от эффективного давления (нагрузка/разгрузка) для образца № 1 с трещиной (1, 2) и образца № 2 без трещины (1, 2)



составляет 78% (38 мД против  $k=171$  мД), тогда как для образца № 4 с поровым типом пустотности при  $P_{эф}=4$  МПа проницаемость снижается менее чем на 1% (205 мД против  $k=207$  мД). Очевидно, что резкое ухудшение ФЕС трещиноватых коллекторов при нагрузке и их частичное восстановление после ее снятия является следствием смыкания трещин при увеличении  $P_{эф}$ .

Согласно представлениям [Кашников и др., 2013; Зайцев и др., 2017], увеличение забойного давления в трещиноватых коллекторах в целом должно положительно влиять на режимах работы скважин вследствие раскрытия сомкнувшихся ранее трещин. При этом принимается, что при снятии нагрузки (увеличение забойного/пластового давления) деформируемые ранее трещины прак-

тически полностью восстанавливают раскрытость. Проанализированная нами серия опытов позволила установить, что в карбонатных турне-фаменских коллекторах (проницаемость до 350 мД), характеризующихся трещиноватостью, при снижении нагрузки проницаемость коллектора в полной мере не восстанавливается. Соответственно, на участках развития трещиноватых коллекторов с самого начала эксплуатации скважин предпочтительно ограничивать снижение забойного давления.

**Перспективные методы оценки трещиноватости турне-фаменских залежей Пермского Прикамья.** Очевидно, что для оптимизации разработки нефтяных залежей с потенциальной трещиноватостью первоначально необходимо оконтуривать зоны (объемы) залегания коллекторов преимущественно порового и трещинного типа. Для территории исследования хорошо зарекомендовал себя метод оценки трещиноватости путем гидродинамических исследований скважин (ГДИ). Важное преимущество ГДИ над керновыми исследованиями — возможность оценки ФЕС не только в начальный период бурения скважины, но и в процессе ее эксплуатации. При интерпретации данных ГДИ эффективен подход оценки трещиноватости на основе модели Уоррена—Рута, при этом по данным ГДИ коллекторов можно оценить трещинную проницаемость, среднюю раскрытость и относительную емкость трещин [Черепанов и др., 2013]. Информация, полученная методом интерполяции, может быть распространена на объем коллекторов залежи, не охваченный ГДИ.

Относительно новым в нашей стране является подход, заключающийся в привлечении данных об упругих свойствах горных пород для оценки их трещиноватости. 3D-сейсмические технологии позволяют оценивать сейсмические атрибуты пород непрерывно во всем объеме залежи. В работе [Путилов и др., 2016] для территории исследования количественно установлена зависимость значений продольной скорости и сейсмических волн от плотности пород. Согласно статистическим расчетам плотные породы более трещиноваты, а в образцах с плотностью  $< 2,55 \text{ г/см}^3$  трещины практически отсутствуют. При этом плотные образцы без трещин и каверн описаны собственной статистической зависимостью. Для кавернозных и трещиноватых образцов зависимости похожи, отличаются главным образом величиной свободного члена уравнения [Путилов и др., 2016].

Перспективность исследований прогноза трещиноватости по данным сейсмических атрибутов применительно к турне-фаменским залежам Пермского Прикамья связана с большим объемом высококачественных сейсмических работ методом 3D повышенной плотности на этой территории. Выполненный авторами анализ акустических свойств образцов кернов в зависимости от  $P_{эф}$  показал, что для образцов без трещин скорость упругих волн

значительно ниже, чем для трещиноватых: 2000 и 3000 м/с для поперечных волн и 3000 и 6000 м/с для продольных волн соответственно.

Таким образом, в турне-фаменских отложениях месторождений Верхнего Прикамья для разных типов сейсмических волн существует физический предел значений скорости сейсмических волн, связанный со структурой порового пространства. При этом в перспективе по их значениям будет возможно выделять наиболее плотные части залежи, которые в свою очередь подвержены процессу трещинообразования. Поставленная задача должна решаться на основе комплексного учета данных исследований образцов керна, ГДИ, 3D-сейсморазведки и анализа эксплуатации скважин.

**Анализ эксплуатации добывающих скважин в карбонатных турне-фаменских отложениях.** Рассмотрим влияние трещиноватости коллекторов на примере динамики добычи нефти из скважины, эксплуатирующей турне-фаменскую залежь Озерного месторождения. По результатам обработки кривой восстановления давления в этой скважине установлена трещиноватость пород со следующей оценкой ее основных параметров: трещинная проницаемость — 296 мД; средняя раскрытость трещин — 135,8 мкм; относительная емкость трещин — 0,19%. Томографические исследования полноразмерного керна, отобранного из работающего интервала, также выявили трещиноватость. Пористость матрицы образца по данным томографии керна не превышает 2–5%, что ниже граничных значений порового коллектора (6%). По данным стандартного комплекса геофизических исследований скважин интервал отнесен к плотным, без подсчета в нем запасов нефти. Этот интервал при литолого-фациальном моделировании отнесен к зоне верхнего тылового шлейфа [Черепанов и др., 2014]. Проанализируем работу этого интервала во времени и в динамике изменения забойного давления в эксплуатирующей его скважине (рис. 10).

В начальный период эксплуатации скважины забойное давление ( $P_{заб}$ ) было снижено на 54% (с 12,5 до 5,8 МПа), что привело к снижению раскрытости трещин на 88% (с 135,8 до 16,4 мкм). Это в свою очередь способствовало снижению производительности скважины на 64% (с 12,3 до 4,4 т/сут). Значительный рост  $P_{заб}$  в 2017 г. на 43% (с 5,8 до 10,2 МПа) не привел к увеличению средней раскрытости трещин и, соответственно, к увеличению дебита нефти (снижение с 4,5 до 2,7 т/сут).

Анализ показывает, что представленная на рис. 10 динамика добычи нефти в целом типична для скважин Верхнего Прикамья, эксплуатируемых турне-фаменские коллекторы зоны верхнего тылового шлейфа. Снижение  $P_{заб}$  в скважинах в начальный период разработки залежи приводит к деформациям коллектора, а затем к существенному



сторождений нефти и газа. Пермь: Изд-во Перм. нац. исслед. политехн. ун-та, 2014. 285 с.

*Путилов И.С., Ладейщиков С.В.* Совершенствование подходов к прогнозу фаций на основе сейсморазведки 3D повышенной плотности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2016. № 5. С. 4–8.

*Слизовский В.А., Спасибко В.Д., Мелкомуков В.В.* Геологическая модель турнейско-фаменских отложений со сложным строением полостного пространства // Вестн. Перм. нац. исслед. политехн. ун-та. Сер. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2004. № 4. С. 19–21.

*Усов А.Н., Чернов М.С., Соколов В.Н., Вознесенский Е.А.* Изменение микростроения глинистых грунтов при деформировании в условиях трехосного сжатия с учетом проявления деформационной неустойчивости // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 6. С. 87–91.

*Черепанов С.С., Мартюшев Д.А., Пономарева И.Н.* Оценка фильтрационно-емкостных свойств трещиноватых карбонатных коллекторов месторождений Предуральяского краевого прогиба // Нефтяное хозяйство. 2013. № 3. С. 62–65.

*Черепанов С.С., Пономарева И.Н., Ерофеев А.А., Галкин С.В.* Определение параметров трещиноватости пород на основе комплексного анализа данных изучения керна, гидродинамических и геофизических исследований скважин // Нефтяное хозяйство. 2014. № 2. С. 94–96.

*Шешенин С.В., Артамонова Н.Б., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М.* Определение упругих свойств и тензора передачи порового давления горных пород методом осреднения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 90–97.

*Shapiro S.A.* Stress impact on elastic anisotropy of triclinic porous and fractured rocks // J. Geophys. Res.: Solid Earth, 2017. Vol. 122. doi: 10.1002/2016JB013378.

*Shapiro S.A., Khizhnyak G.P., Plotnikov V.V. et. al.* Permeability dependency on stiff and compliant porosities: A model and some experimental examples // J. Geophys. and Engineering. 2015. Vol. 12. Iss. 3. P. 376–385.

*Sviridov V.A., Mayr S.I., Shapiro S.A.* Elastic properties of two VTI shale samples as a function of uniaxial stress: Experimental results and application of the porosity-deformation approach // Geophysics. 2017. Vol. 82, N 6. 82(6). P. 201–210.

Поступила в редакцию 18.02.2019

Поступила с доработки 20.08.2019

Принята к публикации 27.10.2019

УДК 549.514.8-9:551.22(477.75)

Э.М. Спиридонов<sup>1</sup>, Н.Н. Коротаева<sup>2</sup>, Н.Н. Кривицкая<sup>3</sup>, В.М. Ладугин<sup>4</sup>,  
Г.Н. Овсянников<sup>5</sup>, Е.В. Путинцева<sup>6</sup>, Е.С. Семиколенных<sup>7</sup>, Ю.В. Фролова<sup>8</sup>

## ОСТРОВОДУЖНЫЕ АВГИТ-БИТОВНИТ-ЛАБРАДОРОВЫЕ ДАЦИТЫ КАРАДАГА, КРЫМ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Санкт-Петербургский государственный университет, Петрографический музей, 199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7–9

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1  
Saint-Petersburg State University, 199034, St. Petersburg, Universitetskaya embankment, 7–9

Островодужные известково-щелочные дациты (66,7% SiO<sub>2</sub>, 3,4% Na<sub>2</sub>O, 1,9% K<sub>2</sub>O) слагают субвулканическое тело среди туфов андезитов и трахиандезитов на востоке Карадагского вулканического массива Горного Крыма. Особенности состава дацитов — обилие вкрапленников плагиоклаза (центральные зоны — битовнит Ca<sub>75–72</sub>Na<sub>24–27</sub>K<sub>0,5–1</sub>; промежуточные и внешние зоны — лабрадор Ca<sub>67–52</sub>Na<sub>32–47</sub>K<sub>1</sub>) и малотитанистого авгита (ядра — авгит Ca<sub>44</sub>Mg<sub>45</sub>Fe<sub>11</sub> с 4,5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; промежуточные и внешние зоны — авгит Ca<sub>43–41</sub>Mg<sub>41–38</sub>Fe<sub>16–21</sub> с 1–2% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Срастания с авгитом образуют титаномагнетит, ильменит и апатит. Низкомагнийевый титаномагнетит обогащен марганцем (до 4,5 масс.% MnO) и цинком (до 1,6% ZnO), содержит от 39 до 28% минала ульвошпинели. Бедный марганцем ильменит содержит от 10 до 25 мол.% минала гематита, что свидетельствует о кристаллизации при повышенной *f*O<sub>2</sub>, т.е. о насыщенности расплава водой. Апатит беден Sr, Се, S. Проявлен тренд со стандартным накоплением фтора — от хлор-гидроксил-фторапатита до фторапатита. Цементирующая масса дацитов риолитового состава (77,3% SiO<sub>2</sub>, 3,3% Na<sub>2</sub>O, 2,5% K<sub>2</sub>O) сложена микролитами лабрадора Ca<sub>52–50</sub>Na<sub>46–48</sub>K<sub>2–3</sub>, промежутки между ними заполняют кварц и небольшое количество андезина Ca<sub>49–46</sub>Na<sub>49–52</sub>K<sub>2–3</sub>, олигоклаза Ca<sub>27</sub>Na<sub>68</sub>K<sub>5</sub>, анортклаза. Характерная особенность описанных дацитов — богатство плагиоклаза анортитовым компонентом, что типично для островодужных вулканитов. Температура кристаллизации авгита ~1050–950 °С. Температура кристаллизации раннего зарождения ассоциирующих титаномагнетита и ильменита ~900 °С, *f*O<sub>2</sub> на одну логарифмическую единицу выше буфера QFM, Температура кристаллизации их позднего зарождения — ~880 °С, *f*O<sub>2</sub> на 2 единицы выше буфера QFM, что свидетельствует о кристаллизации при повышенной *f*O<sub>2</sub>, т.е. о богатстве расплава водой.

*Ключевые слова:* битовнит, лабрадор, авгит, титаномагнетит, ильменит, апатит островодужных дацитов Карадага, Крым.

Island-arc calc-alkaline dacites (66,7% of SiO<sub>2</sub>, 3,4% of Na<sub>2</sub>O, 1,9% of K<sub>2</sub>O) compose a subvolcanic body among tuffs, andesites and trachyandesites in the east of the Kara-Dag volcanic massif of the Rocky Crimea. The unique features of dacites is abundance of plagioclase phenocrysts (the central zone is bytownite Ca<sub>75–72</sub>Na<sub>24–27</sub>K<sub>0,5–1</sub>; the intermediate and external zones is labradorite Ca<sub>67–52</sub>Na<sub>32–47</sub>K<sub>1</sub>) and low-Ti augite (augite Ca<sub>44</sub>Mg<sub>45</sub>Fe<sub>11</sub> with 4,5% of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> composes the core; the intermediate and external zones is augite Ca<sub>43–41</sub>Mg<sub>41–38</sub>Fe<sub>16–21</sub> with 1–2% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Titanomagnetite, ilmenite and apatite form intergrowths with augite. Low-magnesian titanomagnetite is enriched with manganese (up to 4,5 wt.% MnO) and zinc (up to 1,6% of ZnO); it contains from 39 to 28% of ulvospinel minal. Ilmenite, poor in Mn, contains from 10 to 25 mol.% of hematite minal that demonstrates the crystallization with the raised

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор; *e-mail:* ernstspiridon@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, инженер; *e-mail:* mineral@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, ст. науч. с.; *e-mail:* nnkriv@geol.msu.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ст. науч. с.; *e-mail:* skalka@geol.msu.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, студент; *e-mail:* george2098@mail.ru

<sup>6</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, куратор петрографического музея; *e-mail:* lputintseva@mail.ru

<sup>7</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, науч. с.; *e-mail:* geny\_shen@mail.ru

<sup>8</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент; *e-mail:* ju\_frolova@mail.ru

$fO_2$ , in other words, the water saturation of fusion. Apatite is poor in Sr, Ce and S. The trend with standard accumulation of fluorine from chlorine-hydroxyl-fluorapatite up to fluorapatite is shown. Plagioclase microlites — labradorite  $Ca_{52-50}Na_{46-48}K_{2-3}$  composes the cementing mass of rhyolitic composition (77,3%  $SiO_2$ , 3,3%  $Na_2O$ , 2,5%  $K_2O$ ) with quartz, small amounts of andesine  $Ca_{49-46}Na_{49-52}K_{2-3}$ , oligoclase  $Ca_{27}Na_{68}K_5$  and anorthoclase in interstitions. The speciality of the described dacites is plagioclase wealth in anorthite component, what is typical for island-arc volcanites. The crystallization temperature of augite is  $\sim 1050-950$  °C. The crystallization temperature of associated titanomagnetite and ilmenite of early origin is  $\sim 900$ °C,  $fO_2$  exceed by 1 logarithmic unit the QFM buffer, their late origin crystallization temperature is  $\sim 880$ °C,  $fO_2$  exceed by 2 logarithmic units the QFM buffer.

*Key words:* island-arc dacites, bytownite, labradorite, augite, titanomagnetite, ilmenite, apatite, Kara-Dag, Crimea.

**Введение.** Цепочка вулканических массивов Горного Крыма протянулась от Севастополя (Балаклавы) на западе до Карадага на востоке. Карадагский массив как палеовулкан описал еще А.А. Прозоровский-Голицын [1891], это первое описание палеовулкана в нашей стране. Разнообразные типы вулканических пород — туфы, лавы, лавовые брекчии, гиалокластиты, породы субвулканических тел, тефроиды, туффиты, туфопесчаники описаны в работах А.Е. Лагорио [1887], С.П. Попова [1899, 1938], П.Н. Чирвинского [1916], А.Ф. Слудского [1911], В.И. Вернадского [1921], В.Ф. Пчелинцева [1927], Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [1933, 1940], В.И. Лучицкого [1939], М.В. Муратова [1960, 1973], И.Н. Ремизова [1962], В.И. Лебединского с соавторами [1962, 1988], Ю.М. Довгала с соавторами [1991], Э.М. Спиридонова [1990, 2017], М. Мейера [Meijers et al., 2010]. А.Ф. Слудский обнаружил морскую фауну в известняковом цементе туфов Карадага, т.е. доказал субмаринное происхождение вулкаников. В.Ф. Пчелинцев определил позднебайосский возраст морской фауны из цемента туфов и гиалокластитов. Среди перечисленных работ особое место занимает классическая монография Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [Левинсон-Лессинг, Дьяконова-Савельева, 1933] с петрографической картой Карадагского вулканического массива масштаба 1:25 000.

После работ Ф.Ю. Левинсона-Лессинга карадагскую вулканическую серию выделяли как раннегеосинклинальную спилит-кератофировую формацию [Муратов и др., 1960; Лебединский, Макаров, 1962; Муратов, 1973]. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский рассматривали вулканические толщи Горного Крыма как орогенные, т.е. позднегеосинклинальные или послегеосинклинальные [Милановский, Короновский, 1973]. Э.М. Спиридонов установил, что карадагская вулканическая серия по совокупности геологических и петрогеохимических признаков не раннегеосинклинальная, а островодужная [Спиридонов и др., 1990]. Исследования Ф.Ю. Левинсона-Лессинга были проведены на передовом уровне начала XX в., в настоящее время возможности для изучения горных пород существенно иные, поэтому представляется необходимым детальное описание разнообразных типов вулканических пород Карадага. Одно из них приведено ниже.

**Геология Горного Крыма.** Горный Крым — часть грандиозной Альпийско-Гималайской складчатой системы [Хаин, 2001]. Горный Крым — мезозойское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской и южной Горно-Крымской тектонических зон [Милеев и др., 2004]. Значительную часть складчатого комплекса Горного Крыма слагают образования островодужной стадии. Это главным образом терригенные флишевые толщи таврической и эскиординской серий ( $T_2-J_1$ ), сложно дислоцированные и несогласно перекрытые среднеюрскими угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, которые заметно дислоцированы. По геофизическим данным мощность блоков терригенных пород до 4,5 км. Более древние толщи слагают ядра антиклинальных структур — Качинского, Южнобережного и Туакского поднятий [Муратов, 1973].

Терригенные толщи пересечены и контактово метаморфизованы небольшими плутонами раннебайосских кварцевых габбро-норит-долеритов и близких пород первомайско-аюдагского интрузивного комплекса [Спиридонов и др., 1990]. К этому комплексу принадлежит большая часть интрузивов мезозойского Горного Крыма. Интрузивы первомайско-аюдагского комплекса пересечены жерловинами и дайками базальтов, андезитов и пикритов позднебайосской островодужной карадагской вулканической серии [Спиридонов и др., 1990]. Вулканиды карадагской серии несогласно залегают на дислоцированной толще флиша эскиординской серии ( $T_2-J_1$ ) в Лозовской зоне [Никитин, Болотов, 2006, 2007] и на дислоцированной толще флиша таврической серии ( $T_2-J_1$ ) в Горно-Крымской зоне [Спиридонов и др., 2017].

Позднебайосская островная дуга, в значительной части субмаринная, в виде цепочки вулканических массивов и субвулканических тел карадагской серии протягивается от Севастополя (Балаклавы) на западе до Карадага на востоке Крыма. Вулканиды карадагской серии обладают типичными островодужными петрохимическими характеристиками, что показано в работе [Спиридонов и др., 1990] и подтверждено позднейшими петрогеохимическими исследованиями [Meijers et al., 2010]. Вулканиды карадагской серии запада Крыма наименее щелочные, близки к толеитовым, среди них минимальна доля кремнекислых пород.

Вероятно, они возникли во внешней «приокеанической» зоне островной дуги. Вулканы Карадага наиболее щелочные и наиболее калийные по составу, среди них немало шшонитов — латитов, повышена доля кремнекислых пород. Вероятно, они возникли в тыловой («приконтинентальной») зоне вулканической островной дуги [Спиридонов и др., 1990].

Образования более молодые, чем карадагская серия, представлены интрузивами фаялитовых плагиогранитов средне-позднеюрского кастельского комплекса, мощными терригенно-карбонатными толщами верхов средней и поздней юры с горизонтами эвапоритов. Все эти образования тектонизированы и дислоцированы. Их несогласно перекрывают практически недислоцированные отложения мела, палеогена и неогена.

**Карадагский вулканический массив.** Крупнейший и наиболее сложный по строению из вулканических массивов мезозойского Горного Крыма — Карадагский — расположен на стыке среднеюрских вулканических дуг — Южнокрымской субширотного простирания и Кавказской северо-западного простирания. Карадагский вулканический массив находится на восточном склоне Туакского поднятия [Муратов, 1973; Милеев и др., 2004]. По данным предшествующих исследователей [Слудский, 1911; Муратов и др., 1960; Лебединский, Соловьев, 1988; Довгаль и др., 1991; Милеев и др., 2004], Карадагский вулканический массив размещен среди осадочных толщ среднеюрского возраста. Нами установлено, что вулканическая постройка возникла на дислоцированной толще таврической серии ( $T_2-J_1$ ), выходы которой примыкают к вулканическому массиву с запада и северо-востока [Спиридонов и др., 2017]. На западе вулканический массив ограничен крупноамплитудным разломом северо-западного простирания. На севере и северо-востоке вулканический массив перекрыт терригенными толщами келловей—оксфорда. Размеры основной обнаженной части вулканического массива  $\sim 6 \times 1$  км.

Большую часть Карадага составляют переслаивающиеся туфы, агломератовые туфы и туфобрекчии, лавы и лавовые брекчии, гиалокластиты, туффиты, тефроиды, туфо-известняковые породы андезитового, базальтового, трахиандезитового, трахибазальтового, дацитового, трахидацитового, риолитового состава карадагской свиты. Видимая мощность свиты не менее 700 м. Лавово-туфовая толща пересечена множеством субвулканических тел и даек карадагского субвулканического комплекса: 1-я фаза — базальты, долериты, трахиандезито-дациты, оливиновые базальты, трахибазальты, тефриты, оливиновые тефриты; 2-я фаза — трахиандезито-дациты, андезиты, дациты, риодациты, трахириолиты, базальты; 3-я фаза — флюидалльные риолиты, риодациты, лавовые брекчии риолитов.

Карадагский вулканический массив интенсивно тектонизирован — «поставлен на голову» [Левинсон-Лессинг и др., 1933; Муратов и др., 1972; Лебединский, Соловьев, 1988; Довгаль и др., 1991]. По нашим наблюдениям, Карадагская вулканическая постройка разорвана на три субширотно ориентированных блока: южный блок опущен на дно Черного моря, средний — вулканический массив Большого Карадага, северный — вулканический массив Малого Карадага и Святой горы. Большой и Малый Карадаг разделяет тектоническая пластина осадочных толщ ( $J_2$ ), которые несколько надвинуты на Большой Карадаг. Все наблюдаемые контакты вулканитов с подстилающей вулкан Карадаг и смятой в сложные (но мягких очертаний) складки флиша таврической серии с массой линзоконкреций сидерита — тектонические. И Большой, и Малый Карадаг разбиты системами разномасштабных разломов, вдоль которых измененные вулканиты обильно пропитаны селадонитом и гейландитом с мельчайшими включениями лепидокрокита или гематита [Спиридонов и др., 2017].

**Методы исследования.** Физические свойства дацитов и их химический состав определены в лабораториях геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Состав минералов установлен с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе СЭМ «Jeol JSM-6480 LV» (лаборатория локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова). Методика измерений стандартная [Рид, 2008]. Фотографии в режиме отраженных электронов и микронзондовые анализы минералов выполнила аналитик-исследователь Н.Н. Коротаева.

В таблицах и на рисунках приведена единая нумерация анализов минералов.

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Островодужные дациты Карадага.** Субвулканическое тело дацитов 2-й фазы карадагского комплекса размером  $150 \times 50$  м, образцы из которого описаны в статье, расположено в восточной части Карадагского вулканического массива, на юге хр. Магнитный. Координаты точки отбора  $N 44^\circ 55'50,7''$ ,  $E 35^\circ 14'19,8''$ ,  $H = 368$  м. Породы субвулканического тела — массивные порфировидные дациты зелено-серого цвета с микрозернистой основной массой, слаботрещинчатые. Породы содержат редкие и мелкие  $0,2-0,3$  мм округлые или неправильной формы миндалины, заполненные железистым хлоритом. Количество эпигенетических минералов (хлорит, селадонит и др.) небольшое.

Химический состав дацитов (масс.%):  $SiO_2$  66,72;  $TiO_2$  0,71;  $P_2O_5$  0,16;  $Al_2O_3$  16,43;  $FeO$  3,89;  $MnO$  0,11;  $MgO$  1,01;  $CaO$  5,01;  $Na_2O$  3,39;  $K_2O$  1,86; ппп 0,67; сумма 99,96%, он отвечает стандартным известково-щелочным дацитам [Заварицкий,

1955; Фролова, Бурикова, 1997]. Химический состав тщательно отделенной от вкрапленников плагиоклаза, авгита и титаномагнетита цементирующей массы дацитов (масс.%) следующий:  $\text{SiO}_2$  77,34;  $\text{TiO}_2$  0,24;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,11;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,61;  $\text{FeO}$  1,64;  $\text{MnO}$  0,06;  $\text{MgO}$  0,21;  $\text{CaO}$  2,31;  $\text{Na}_2\text{O}$  3,34;  $\text{K}_2\text{O}$  2,52; ппп 0,20; сумма 100,58%, отвечает известково-щелочным риолитам [Заварицкий, 1955].

Изученные дациты Карадага юрского возраста отличаются повышенными значениями упруго-плотностных свойств по сравнению с их четвертичными аналогами, исследованными авторами на юге Камчатки [Фролова и др., 2017]. Они существенно плотнее ( $\rho=2,63\div 2,64$  г/см<sup>3</sup>), чем дациты Камчатки ( $\rho=1,74\div 2,43$  г/см<sup>3</sup>). Для них характерна малая открытая пористость ( $n_o < 1\%$ ), поскольку, в отличие от четвертичных пород ( $n_o=4\div 14\%$ ), порово-микротрещинное пространство заполнено вторичными минералами. Упругие свойства также выше: скорость продольных волн  $V_p = 4,7\div 4,8$  км/с для дацитов Карадага и  $V_p = 2,2\div 4,1$  км/с для дацитов Камчатки; модуль упругости  $E_y = 43\div 45$  для дацитов Карадага, для сравнения —  $E_y = 8\div 29$  у дацитов Камчатки. Отметим, что по петрофизическим свойствам дациты Карадага весьма близки к андезитам и андезибазальтам этого региона и других районов Крыма [Фролова и др., 2018]. Между тем вулканы кремнекислого, среднего и среднего-основного состава, как правило, заметно отличаются по свойствам. По-видимому, широко проявленный низкоградный метаморфизм [Спиридонов и др., 2017] нивелирует их различия, и, превращаясь в метавулканы, породы изначально различного состава становятся близки по свойствам.

Вкрапленники плагиоклаза размером до 2 мм слагают до 35% объема дацитов, вкрапленники ав-

гита размером до 1 мм — около 10% объема пород, в отдельных участках до 25%. Небольшого размера вкрапленники слагают титаномагнетит, ильменит, апатит и их сростания. Изредка наблюдаются гломмеропорфировые сростания плагиоклаза с авгитом и титаномагнетитом, поперечник сростаний до 6 мм. Повышенная плотность описываемых дацитов, вероятно, обусловлена обилием в породах титаномагнетита. Кристаллы апатита изредка содержат включения мелких табличек моноклинного пирротина  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ . Цементирующая масса сложена плагиоклазом, кварцем, щелочным полевым шпатом, титаномагнетитом, редкими ильменитом и апатитом.

**Плагиоклаз.** Особенности изученных субвулканических дацитов — обилие вкрапленников плагиоклаза размером 0,5–2 мм, сложно- и осцилляционно-зональных. Их центральные зоны слагает зональный битовнит  $\text{Ca}_{75-72}\text{Na}_{24-27}\text{K}_{0,5-1}$ ; промежуточные и внешние зоны — зональный лабрадор  $\text{Ca}_{67-52}\text{Na}_{32-47}\text{K}_1$ . Вариации состава кристаллов — вкрапленников от центра к краю, Ca–Na–K (атом. количество): 1) 75,2–24,4–0,4 → 66,7–32,8–0,5 → 54,4–44,6–1,0 → 63,0–36,1–0,9; 2) 72,0–27,5–0,5 → 65,8–33,7–0,5 → 59,4–39,9–0,7 → 58,8–40,2–1,0; 3) 61,0–38,4–0,6 → 52,4–46,6–1,0 → 54,5–44,5–1,0. Внешние зоны вкрапленников плагиоклаза несколько богаче калием. Цементирующая масса (рис. 1) сложена микролитами натриевого лабрадора  $\text{Ca}_{52-50}\text{Na}_{46-48}\text{K}_{2-3}$  размером до 0,08–0,03 мм, промежутки между ними заполняют кварц и в небольших количествах андезин  $\text{Ca}_{49-46}\text{Na}_{49-52}\text{K}_{2-3}$ , олигоклаз и анортоклаз. Микролиты натриевого лабрадора обычно не зональные, состав различных лейст близок (Ca–Na–K, атом. количество): 1) 52,1–46,3–1,6; 2) 51,9–46,3–1,8; 3) 51,8–45,6–2,6; 4) 50,8–47,2–2,0; 5) 50,5–47,2–2,3. Лабрадор

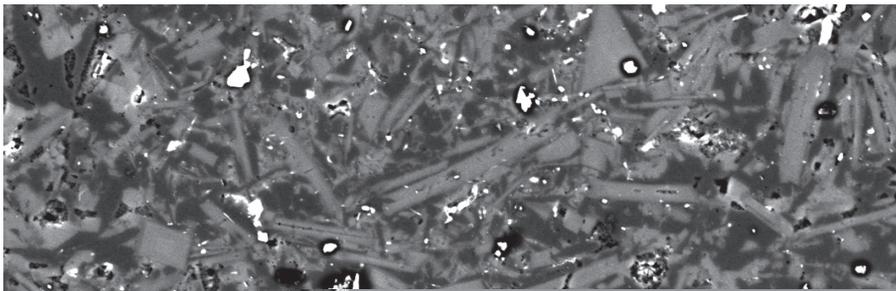


Рис. 1. Цементирующая масса дацитов Карадага. Лейсты лабрадора (серое). В промежутках между ними — кварц (темно-серый), титаномагнетит и ильменит (белое). В отраженных электронах

Таблица 1

Химический состав (масс.%) авгита вкрапленников островодужных дацитов, Карадаг, Крым

Компо- ненты	1*	2	3	4	5	6	7	8
CaO	20,99	20,52	20,45	20,67	20,58	20,53	20,40	19,67
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,30	0,24	0,28	0,35	0,33	0,35	0,32
MgO	15,79	14,48	14,47	14,07	14,03	13,74	13,39	13,24
FeO	5,05	8,29	8,31	8,81	8,90	9,13	9,01	10,73
MnO	0,17	0,57	0,53	0,63	0,65	0,74	0,61	0,73
SiO <sub>2</sub>	50,59	51,96	51,44	51,84	52,14	51,90	51,23	51,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,28	1,16	1,48	1,54	1,14	1,13	1,56	1,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01	1,73	2,01	1,28	1,73	1,76	2,11	1,73
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,27	0,41	0,31	0,26	0,14	0,29	0,26
Сумма	99,39	99,28	99,34	99,43	99,78	99,40	98,95	100,02
Число атомов в формуле в пересчете на 4 атома металлов								
Ca	0,832	0,826	0,824	0,832	0,827	0,830	0,836	0,795
Na	0,009	0,022	0,017	0,020	0,025	0,024	0,026	0,023
Mg	0,872	0,812	0,811	0,789	0,786	0,772	0,755	0,744
Fe <sup>2+</sup>	0,156	0,261	0,261	0,277	0,279	0,288	0,285	0,338
Fe <sup>3+</sup>	0,056	0,049	0,057	0,036	0,049	0,050	0,060	0,049
Mn	0,005	0,018	0,017	0,020	0,021	0,024	0,020	0,023
Al <sup>VI</sup>	0,059	0,004	0,001	0,017	0,006	0,008	0,010	0,021
Ti	0,011	0,008	0,012	0,009	0,007	0,004	0,008	0,007
Сумма	2	2	2	2	2	2	2	2
Si	1,872	1,953	1,935	1,949	1,956	1,958	1,940	1,939
Al <sup>IV</sup>	0,128	0,047	0,065	0,051	0,044	0,042	0,060	0,061
Сумма	2	2	2	2	2	2	2	2
Ca#	43,6	42,7	42,3	43,1	42,9	43,0	43,5	41,5
Mg#	45,2	40,8	40,8	40,0	39,6	38,8	38,1	37,7
Fe#	11,2	16,5	16,9	16,9	17,5	18,2	18,4	20,8
f, %	19,9	28,8	29,2	29,7	30,7	31,9	32,6	35,5

Примечания. Здесь и далее количество FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитано по стехиометрии.

Ca#, Mg#, Fe# — содержание миналов волластонита, энстатита и ферросилита соответственно; f — железистость. \* Номера анализов.

цементирующей массы в два раза богаче калием, чем лабрадор вкрапленников. Кальциевый андезин слагает тонкие каймы вокруг некоторых лейст лабрадора, реже — обособленные мелкие лейсты. Микролиты кальциевого андезина незональные, состав различных лейст близок (Ca–Na–K, атом. количество): 1) 49,2–49,0–1,8; 2) 48,8–47,9–3,3; 3) 48,3–49,6–2,1. Крайне редко в промежутках между лейстами натриевого лабрадора развиты мелкие выделения олигоклаза, обогащенного калием, его состав Ca<sub>27</sub>Na<sub>68</sub>K<sub>5</sub>. Корректный состав анортоклаза цементирующей массы установить не удалось.

**Авгит** слагает вкрапленники размером от 0,1÷0,3×0,1 до 1×0,4 мм и сростания с вкрапленниками плагиоклаза. Август по составу малотитанистый и низкощелочной (табл. 1). Состав ядер зональных кристаллов авгита отвечает Ca<sub>44</sub>Mg<sub>45</sub>Fe<sub>11</sub>; август обогащен алюминием, содержит 4,5 масс.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, его железистость 19,9 (анализ 1, табл. 1).

Таблица 2

Химический состав (масс.%) титаномагнетита островодужных дацитов, Карадаг, Крым

Компо- ненты	9	10	11	12	13	14	15	16
MgO	0,86	0,27	0,36	0,22	0,69	0,45	0,70	1,18
FeO	39,48	39,99	36,06	38,52	38,20	35,27	37,10	37,72
MnO	3,20	2,81	4,48	2,85	2,06	2,89	3,01	0,66
ZnO	0,33	0,52	1,58	0,38	0,21	1,69	0,30	0,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,92	40,78	43,21	44,40	46,29	45,04	43,69	45,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,96	1,23	1,21	0,82	0,92	1,47	3,54	2,60
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,32	0,63	0,31	0,28	0,59	0,62	0,61
TiO <sub>2</sub>	13,96	13,58	12,23	11,88	11,17	10,49	10,68	10,01
Сумма	99,19	99,50	99,77	99,38	99,82	97,89	99,64	98,62
Содержание миналов, мол.%								
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	4,8	1,3	—	0,9	1,5	—	3,9	5,2
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,8	—	—	—	—	—	3,1	—
ZnAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,9	1,5	2,7	1,0	0,6	3,4	0,8	0,6
FeV <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,7	0,5	1,0	0,5	0,5	0,9	1,0	1,0
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	39,3	38,6	34,7	34,0	31,7	30,4	29,9	28,4
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	43,4	48,9	43,6	54,1	56,7	51,9	51,8	61,3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	10,1	9,0	14,3	9,2	6,6	9,4	9,5	2,1
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	0,2	2,0	0,3	2,4	2,6	—	1,4
ZnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	—	1,7	—	—	1,4	—	—

Примечания. Количество FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитано по стехиометрии. Ni, Cr — не обнаружены.

Овальные кристаллы авгита аналогичного состава слагают мелкие (до 0,2 мм) включения в битовните центральных зон вкрапленников плагиоклаза. Промежуточные и внешние зоны кристаллов авгита более железистые, содержат 1–2 масс.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, их состав — Ca<sub>43–41</sub>Mg<sub>41–38</sub>Fe<sub>16–21</sub>, железистость — 28,8–35,5 (ан. 2–8, табл. 1). Тренд эволюции состава авгита дацитов Карадага стандартный для островодужных вулканитов — заметен рост железистости при незначительном снижении кальциевости [Островская и др., 1972].

**Титаномагнетит** — один из распространенных минералов дацитов Карадага, слагает вкрапленники размером 0,1–0,6 мм в виде овальных кристаллов, их форма близка к октаэдру, а также скелетные кристаллы. Большая их часть образует сростания с августом. Размер кристаллов титаномагнетита в цементирующей массе до 0,02 мм. Титаномагнетит вкрапленников и цементирующей массы испытал окислительный распад и представлен матрицей титанистого магнетита с массой тонких пластинчатых ламелл ильменита и редкими мельчайшими выделениями шпинели. Титаномагнетит вкрапленников обогащен миналом ульвошпинели — от 39,3 до 34,0 мол.% (ан. 9–12, табл. 2). Титаномагнетит цементирующей массы содержит 31,7–28,4 мол.% ульвошпинели (ан. 13–16, табл. 2). В целом низкомагнезиальный титаномагнетит дацитов Карадага содержит (масс.%) 10–14 TiO<sub>2</sub>, 0,3–0,6% V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,7–4,5 (в среднем 2,75%) MnO, 0,2–1,7 (в среднем 0,65%) ZnO (табл. 2).

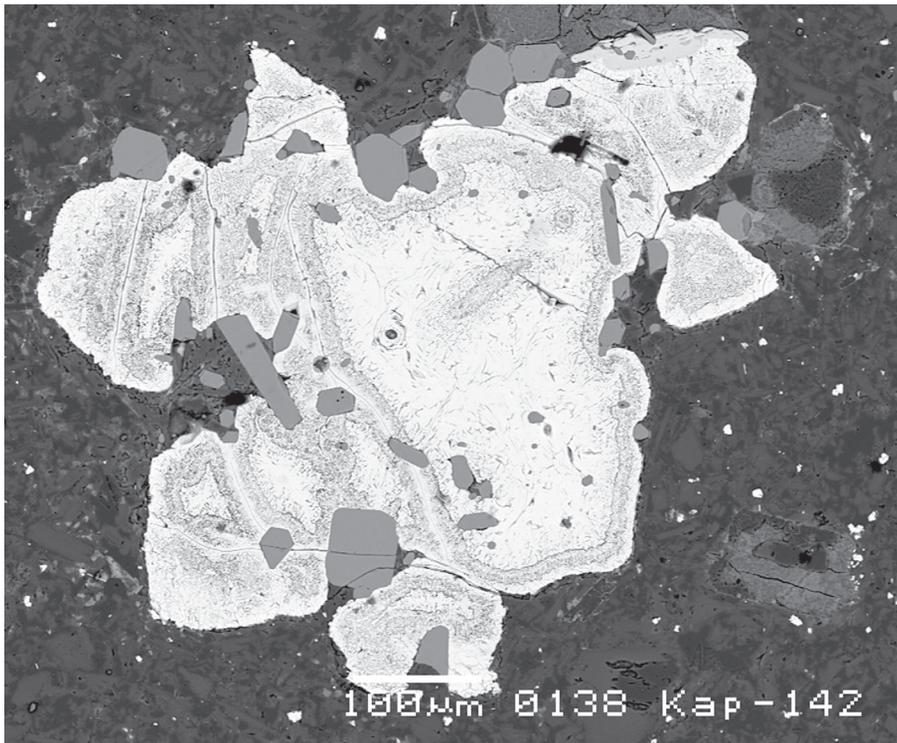


Рис. 2. Вкрапленник титаномагнетита (белый) в сростании с ильменитом-II (светло-серый, выше титаномагнетита) и апатитом (кристаллы серого цвета). Титаномагнетит в заметной степени замещен гипогенным лепидокрокитом (тонкий серый крап). В отраженных электронах

Таблица 3

Химический состав (масс.%) ильменита островодужных дацитов, Карадаг, Крым

Компоненты	17	18	19	20
MgO	1,88	0,86	1,53	0,83
FeO	38,27	35,36	33,32	33,54
MnO	1,05	0,77	0,67	0,66
ZnO	нпо	0,19	0,24	нпо
TiO <sub>2</sub>	47,47	42,07	41,06	39,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,96	20,98	23,18	25,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,24	0,33	0,27
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,60	0,58	0,60
Сумма	99,19	101,07	100,91	100,63
Содержание мишалов, мол.%				
MgTiO <sub>3</sub>	7,1	3,2	5,7	3,1
FeTiO <sub>3</sub>	80,6	74,1	69,6	70,7
MnTiO <sub>3</sub>	2,2	1,6	1,4	1,4
ZnTiO <sub>3</sub>	—	0,3	0,4	—
Сумма	89,9	79,2	77,1	75,2
FeFeO <sub>3</sub>	9,5	19,8	21,8	23,8
AlAlO <sub>3</sub>	0,3	0,4	0,5	0,4
VVO <sub>3</sub>	0,3	0,6	0,6	0,6
Сумма	10,1	20,8	22,9	24,8

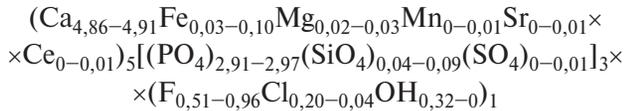
Примечания. Количество FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитано по стехиометрии; нпо — ниже предела обнаружения. Ni, Cr — не обнаружены.

Титаномагнетит вулканитов низкой щелочности беден марганцем и цинком. Повышенная концентрация этих элементов характерна для титаномагнетита вулканитов повышенной калийной щелочности [Болдырев и др., 1936; Спиридонов, Дашевская, 1988; Oxide minerals, 1991]. Титаномагнетит описанных дацитов содержит до 4,5% MnO и до 1,7% ZnO. Обогащен Mn и Zn титаномагнетит и иных вулканитов Карадага [Спиридонов и др., 1989].

Титаномагнетит дацитов Карадага нередко в заметной степени замещен гипогенным лепидокрокитом (рис. 2), продуктом регионального низкоградного метаморфизма в условиях цеолитовой фации [Спиридонов и др., 2017]. Это очевидная причина невысокой магнитной восприимчивости рассматриваемых вулканитов.

**Ильменит** образует относительно редкие вкрапленники овальной формы размером до 0,4×0,2 мм, которые обросли титаномагнетитом (ильменит-I), уплощенные выделения размером до 0,3×0,1 мм в сростании с титаномагнетитом (ильменит-II), а также мелкие и мельчайшие пластинчатые выделения в цементирующей массе (ильменит-III). Все три типа ильменита бедны марганцем (табл. 3). Ильменит-I содержит 1,9 масс.% MgO и 10,1% мишала гематита (ан. 17, табл. 3). Ильменит-II содержит 0,9–1,5 масс.% MgO, 20,8–22,9% мишала гематита (ан. 18, 19, табл. 3). Ильменит-III содержит 0,8 масс.% MgO, 24,8% мишала гематита (ан. 20, табл. 3). Таким образом, ильменит дацитов Карадага содержит до 25 мол.% мишала гематита, что свидетельствует о кристаллизации при повышенной летучести кислорода ( $fO_2$ ), т.е. о насыщенности расплава водой, что типично для островодужных вулканитов.

*Anatum* — распространенный аксессуарный минерал дацитов, он составляет до 1% их объема. Большая часть кристаллов апатита образует сростания с вкрапленниками титаномагнетита и ильменита (рис. 2). Нередки и обособленные призматические кристаллы — мелкие вкрапленники апатита в цементирующей массе, их размер до 0,2×0,03 мм. Апатит беден стронцием и лантанидами, содержит заметное количество кремния и железа. Состав апатита отвечает



(ан. 21–28, табл. 4). В составе апатита проявлен отчетливый изоморфизм F и Cl. Для апатита дацитов Карадага характерен тренд с накоплением фтора — от хлор-гидроксил-фторапатита до фторапатита (рис. 3). Такой тренд типичен для апатита большинства магматических горных пород [Болдырев и др., 1936; Бушляков, Холоднов, 1986].

**Заключение.** Характерная особенность описанных дацитов — крайнее обогащение плагиоклаза анортитовым компонентом, что типично для островодужных вулканитов [Заварицкий, 1955; Волюнец, Колосков, 1976]. Обычно для островодужных дацитов характерен андезин, лабрадор в них редок, тогда как в описанных дацитах Карадага преобладает лабрадор и присутствует немало битовнита. Возможно, это обусловлено повышенной температурой кристаллизации вулканитов Карадага.

Судя по составу авгита вкрапленников, температура их кристаллизации варьировала от ~1050 °C (ядра кристаллов) до ~950 °C (внешние зоны кристаллов); использованы диаграммы Д. Линдсли [Lindsley, 1983].

Ильменит дацитов Карадага содержит до 25 мол.% минала гематита, что свидетельствует о кристаллизации при повышенной  $fO_2$ , т.е. о насыщенности расплава водой, что типично для островодужных вулканитов. Это же зафиксировано в составе сосуществующих титаномагнетита и ильменита. Температура кристаллизации раннего зарождения ассоциирующих титаномагнетита (39,3–38,6% минала ульвошпинели) и ильменита (10,1% минала гематита) — ~900 °C,  $fO_2$  на одну логарифмическую единицу выше буфера QFM. Температура кристаллизации позднего зарождения титаномагнетита (29,9–28,4% минала ульвошпинели) и ильменита (24,8% минала гематита) — ~880 °C,  $fO_2$  на 2 логарифмические единицы выше буфера QFM; использованы диаграммы из работ [Anderson, Lindsley, 1985; Oxide minerals, 1991]. Титаномагнетит дацитов Карадага обогащен марганцем (до 4,5% MnO), ильменит им беден. Вероятно, это обусловлено тем, что при повышенной температуре кристаллизации марга-

Таблица 4

Химический состав (масс.%) апатита островодужных дацитов, Карадаг, Крым

Компоненты	21	22	23	24	25	26	27	28
CaO	53,12	53,73	53,53	54,13	54,07	54,40	53,08	53,91
SrO	0,19	0,22	0,28	нпо	0,18	0,21	0,23	0,19
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нпо	нпо	нпо	нпо	0,38	0,28	нпо	нпо
FeO	1,25	0,49	0,69	0,70	0,48	0,40	1,46	0,86
MnO	0,19	0,17	0,21	0,14	0,13	0,18	0,15	нпо
MgO	0,17	0,26	0,20	0,21	0,20	0,18	0,19	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41,01	41,12	40,62	41,42	41,29	40,71	40,90	40,71
SiO <sub>2</sub>	0,45	0,44	0,69	0,43	0,51	1,01	0,62	0,88
SO <sub>3</sub>	нпо	нпо	0,17	нпо	нпо	0,22	нпо	нпо
F	1,88	2,16	2,14	2,39	2,63	2,77	3,26	3,57
Cl	1,21	1,09	1,39	1,05	1,04	0,68	0,85	0,28
Сумма O = F <sub>2</sub> +Cl <sub>2</sub>	98,41	98,52	98,71	99,22	99,57	99,72	99,10	98,98
Формульные единицы								
Ca	4,862	4,906	4,892	4,910	4,907	4,914	4,847	4,908
Sr	0,009	0,011	0,014	—	0,009	0,010	0,011	0,009
Ce	—	—	—	—	0,012	0,008	—	—
Fe	0,089	0,035	0,049	0,049	0,034	0,028	0,104	0,061
Mn	0,014	0,012	0,015	0,010	0,009	0,013	0,011	—
Mg	0,022	0,033	0,026	0,026	0,025	0,022	0,024	0,018
Сумма	4,996	4,997	4,996	4,995	4,996	4,995	4,997	4,996
PO <sub>4</sub>	2,966	2,966	2,934	2,968	2,961	2,906	2,950	2,929
SiO <sub>4</sub>	0,038	0,037	0,059	0,037	0,043	0,085	0,053	0,075
SO <sub>4</sub>	—	—	0,011	—	—	0,014	—	—
Сумма	3,004	3,003	3,004	3,005	3,004	3,005	3,003	3,004
F	0,508	0,582	0,577	0,640	0,704	0,740	0,878	0,960
Cl	0,175	0,157	0,201	0,151	0,149	0,097	0,122	0,040
ОН	0,317	0,261	0,222	0,209	0,143	0,163	—	—

Примечания. La и другие лантаниды не обнаружены.

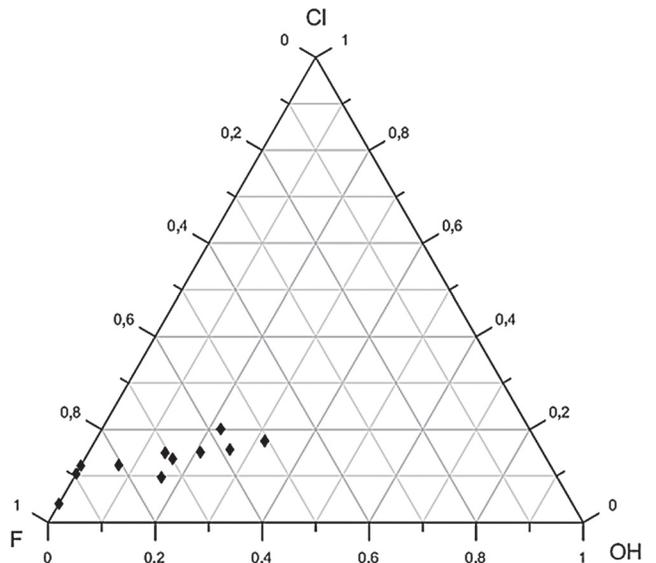


Рис. 3. Диаграмма состава апатита дацитов Карадага в координатах фторапатит–хлорапатит–гидроксилапатит, мол.%

нец перераспределяется в титаномагнетит [Wason, Hirschmann, 1988].

В дацитах Карадага проявлен тренд эволюции апатита со стандартным накоплением фтора — от хлор-гидроксил-фторапатита до фторапатита.

Возможным источником вещества описанных дацитов Карадага могли быть кремнекислые рас-

плавы, возникшие при палингенезе плагиогнейсов амфиболитовой фации фундамента мезозойского Горного Крыма [Спиридонов, 2017, 2018].

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 16-05-00241, 16-05-00501, 19-05-00490).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болдырев А.К., Годлевский М.Н., Григорьев Д.П.* и др. Курс минералогии. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 1156 с.
- Бушляков И.Н., Холоднов В.В.* Галогены в петрогенезе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 191 с.
- Вернадский В.И.* О новой магнитной аномалии, найденной в Крыму, и о необходимости ее исследования // Изв. Росс. АН. 1921. С. 102.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 135 с.
- Довгаль Ю.М., Радзивилл В.Я., Токовенко В.С.* и др. Вулканы Карадага. Киев: Наукова думка, 1991. 104 с.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.
- Лагорио А.Е.* К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологическом значении // Зап. Варшавского ун-та. 1887. № 5. С. 1–16; № 6. С. 17–48.
- Лебединский В.И., Макаров Н.Н.* Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 207 с.
- Лебединский В.И., Соловьев И.В.* Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геол. журн. 1988. № 4. С. 85–93.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Эффузивные породы СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 2. С. 3–31.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Дьяконова-Савельева Е.Н.* Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. 150 с.
- Луцицкий В.И.* Петрография Крыма. Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 98 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 279 с.
- Милеев С.В., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А.* Положение палеовулкана Карадага в структуре Горного Крыма / Карадаг. История, геология, ботаника, зоология. Кн. 1. Симферополь: Сонат, 2004. С. 68–93.
- Муратов М.В.* Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.
- Муратов М.В., Архитов И.В., Успенская Е.А.* Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35, вып. 1. С. 87–97.
- Никитин М.Ю., Болотов С.Н.* Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. Ч. 1, 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 135 с.; 2007. 110 с.
- Островская Е.В., Никольская Н.Н., Спиридонов Э.М.* Клинопироксены основных эффузивов восточного склона Южного Урала // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1972. № 3. С. 51–60.
- Попов С.П.* Геологические исследования на Карадаге, Аю-Даге и Чатыр-Даге // Bull. Soc. Imper. Natur. de Moscou. 1899. № 2–3. 114 с.
- Попов С.П.* Минералогия Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 352 с.
- Прозоровский-Голицын А.А.* О горных породах горы Кара-Даг в Крыму // Вестн. естествознания. СПб.: 1891. № 8. С. 228–230.
- Пчелинцев В.Ф.* Заметка о фауне туфобрекчии Карадага (в Крыму) // Докл. АН СССР. 1927. Т. 16. С. 252–256
- Ремизов И.Н.* О среднеюрских отложениях Карадага в Крыму // Зап. геол. отд. Харьков. гос. ун-та имени А.М. Горького. 1962. Т. 15. С. 94–105.
- Рид С.Дж.Б.* Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.
- Слудский А.Ф.* Гора Карадаг в Крыму и ее геологическое прошлое // Зап. Крым. об-ва естествоиспытателей и любителей природы. 1911. Т. 1. С. 33–43.
- Спиридонов Э.М.* Островодужные феррокордиерит-альмандиновые плагиориолиты горы Кастель, Горный Крым // Изв. вузов. Геология и разведка. 2017. № 2. С. 15–21.
- Спиридонов Э.М.* О составе фундамента киммерид Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. М.: Геос, 2018. С. 219–223.
- Спиридонов Э.М., Дашевская Д.М.* Хромшпинелиды и ассоциирующие с ними минералы ультраосновных вулканитов Северного Казахстана // Тр. Минерал. музея АН СССР имени А.Е. Ферсмана. 1988. Вып. 35. С. 161–182.
- Спиридонов Э.М., Кортаева Н.Н., Ладыгин В.М.* Хромшпинелиды, титаномагнетит и ильменит островодужных вулканитов Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 6. С. 37–55.
- Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Докучаев А.Я.* Новые данные по геологии Карадагского вулканического массива, Горный Крым // Ломоносовские чтения-2017. М., 2017. URL: [https://conf.msu.ru/file/event/4305/eid4305\\_attach\\_8a6aa3ce8287b7f3e5afc7f6bf12d7d3e9bebe9b.pdf](https://conf.msu.ru/file/event/4305/eid4305_attach_8a6aa3ce8287b7f3e5afc7f6bf12d7d3e9bebe9b.pdf).
- Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4. С. 119–134; вып. 6. С. 102–112.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 317 с.
- Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Кириченко В.А.* и др. Физико-механические свойства кремнекислых вулканогенных пород (Ягоднинский район, южная Камчатка) / Мат-лы 18-й междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 279–283.
- Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н.* О физико-механических свойствах метавулканитов Горного Крыма // Инженерная геология. 2018. Т. 13, № 4. С. 36–51.

*Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

*Чирвинский П.Н.* Изверженные горные породы, вулканические брекчии и туфы Кара-Дага в Крыму // Изв. Донского политех. ин-та. Новочеркасск, 1916. Т. 5, № 1. С. 88–138.

*Anderson D.J., Lindsley D.H.* New (and final!) models for the titanomagnetite-ilmenite geothermometer and oxygen barometer // EOS Transactions. 1985. Vol. 66. 416 p.

*Bacon C.R., Hirschmann M.M.* Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe — Ti oxides // Amer. Mineral. 1988. Vol. 73. P. 57–61.

*Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. P. 477–493.

*Meijers M.J.M., Vrouwe B., Hinsbergen van D.J.J.* et al. Jurassic arc volcanism on Crimea: implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. Vol. 119. P. 412–426.

Oxide minerals / Ed. by D.H. Lindsley // Rev. Mineral. 1991. Vol. 25. 279 p.

Поступила в редакцию 18.02.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019

УДК 553.212, 552.111

Е.В. Коптев-Дворников<sup>1</sup>, Д.А. Бычков<sup>2</sup>

## РАЗРАБОТКА ЛИКВИДУСНОГО ТЕРМОБАРОМЕТРА ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ РАВНОВЕСИЯ ОЛИВИН–РАСПЛАВ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Получена система уравнений ликвидусного термобарометра оливин–силикатный расплав путем обработки методами многомерной статистики выборки из 772 экспериментальных равновесий кристаллов оливина с базитовыми расплавами. Термобарометр с низкой погрешностью воспроизводит экспериментальные составы в широком диапазоне состава базитов (от коматиитов до дацитов), температуры — от 1040 до 1500 °С и давления — от 1 бара до 30 кбар. Тестирование термобарометра продемонстрировало, что отклонения расчетной температуры ликвидуса от экспериментальной в большей части температурного интервала не превышают  $\pm 3$  °С.

*Ключевые слова:* оливин, силикатный расплав, уравнение, термобарометр.

A system of equations of the liquidus thermometer of olivine — silicate melt was obtained by processing the sample of 772 experimental equilibria of olivines with basic melts using methods of multidimensional statistics. Equations reproduce with small error experimental data in a wide range of basite compositions (from komatiites to dacites), temperatures from 1040 to 1500 °C, pressures from 1 bar up to 30 kbar. Thermobarometer testing demonstrated that the deviations of the calculated liquidus temperature from the experimental one in most of the temperature range do not exceed  $\pm 3$  °C.

*Key words:* olivine, silicate melt, equation, thermometer.

**Введение.** Крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые плутоны служат важными источниками 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.

Для решения проблемы ритмической расслоенности мафит-ультрамафитовых плутонов была предложена понятийная многослойно-суспензионная модель [Бычкова, Коптев-Дворников, 2004]. Разработанная ранее программа КриМинал (программа расчета равновесной кристаллизации (Кри) силикатных систем с использованием в расчетах суммы минеральных миналов (Минал)) [Бычков, Коптев-Дворников, 2005; Vuchkov, Koptev-Dvornikov, 2014] — прообраз термодинамического блока для численной многослойно-суспензионной модели динамики внутрикамерной дифференциации, которая в свою очередь представляет дальнейшее развитие конвекционно-кумуляционной модели [Коптев-Дворников и др., 1979; Френкель, Ярошевский, 1978], реализованной затем

в динамическом блоке программы КОМАГМАТ [Арискин, Бармина, 2000; Френкель и др., 1988; Френкель, 1995].

Для термодинамического блока необходимо вывести уравнения для решения задачи термодинамического равновесия расплавов с пороодообразующими силикатными минералами и аксессуарными в рассеянном состоянии фазами, скопления которых образуют экономически важные руды.

**Обоснование принятого вида системы уравнений ликвидусного термобарометра.** В работах М.Я. Френкеля [Френкель и др., 1988; Френкель, 1995] четко сформулировано существование двух подходов к построению алгоритмов решения задачи термодинамического равновесия: «Программы первого типа строятся как процедуры поиска минимума поверхности свободной энергии смеси на многограннике ограничений (условий баланса вещества). Программы второго типа реализуют численные схемы решения систем нелинейных алгебраических уравнений закона действующих масс, то есть уравнений, определяющих положение минимума поверхности термодинамического потенциала».

Первый подход использован в Melts. Несмотря на длительные усилия и значительные достижения коллектива исследователей [Asimow, Ghiorso,

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с., доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ekoptev@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; e-mail: krok@geol.msu.ru

1998], этот подход встречает трудности, связанные с отсутствием достаточно полных и надежных данных о соотношениях между значениями активности и концентрации компонентов силикатных расплавов.

Второй подход, реализованный, в частности, в программном комплексе КОМАГМАТ, имеет то преимущество, что позволяет использовать в качестве термодинамической основы не очень систематические и полные данные закалочных опытов по температурным зависимостям состава сосуществующих минералов и расплава. Решение уравнений закона действующих масс, связывающих между собой равновесные значения активности исходных веществ и продуктов реакции, происходит совместно с решением уравнений материального баланса. Таким образом, решение термодинамической задачи этим методом (часто называемым методом констант) получило распространение в моделях, используемых в магматической петрологии, например, в программах семейства MAGMOD–КОМАГМАТ [Арискин, Бармина, 2000; Френкель и др., 1988; Френкель, 1995] и в программе Petrolog [Danyushevsky, Plechov, 2011]. Такой метод позволяет использовать полуэмпирические уравнения равновесия, полученные статистической обработкой экспериментальных данных, но сохраняя черты процедуры минимизации свободной энергии. Разрабатываемый нами алгоритм поиска равновесия в силикатной системе использует второй подход.

История разработки основ термодинамического описания равновесий минерал–силикатный расплав достаточно полно изложена в монографии [Арискин, Бармина, 2000]. Первые уравнения, описывающие эти равновесия, получены в 1970-х гг. П.Л. Редером, Е. Эмсли, М.Дж. Дрейком, Р.Л. Нильсеном и другими (см. [Арискин, Бармина, 2000, с. 30]) путем статистической обработки закалочных экспериментов. Эти уравнения описывают зависимости констант равновесия реакций образования из расплава миналов как компонентов твердых растворов и имеют вид линейной зависимости от обратной температуры:

$$\ln K_m^j = A_m^j / T + B_m^j, \quad (1)$$

где  $K_m^j$  — константа равновесия реакции кристаллизации минала ( $m$ ) твердого раствора минерала ( $j$ );  $T$  — абсолютная температура;  $A_m^j$  и  $B_m^j$  — коэффициент и константа, получаемые в результате статистической обработки, соответственно. Следовательно, равновесие минерал–расплав определяется системой из  $m$  таких уравнений. Эти системы уравнений получили названия геотермометров минерал–расплав.

В то же время, для гетерофазной реакции закон действующих масс приобретает вид

$$K_m^j = a_m^j / \prod (a_i^j)^{v_{i,m}}, \quad (2)$$

где  $a_m^j$  — активность минала  $m$  в минерале  $j$  (обычно принимается равной  $X_m^j$  — мольной доле минала  $m$  в минерале  $j$ );  $(a_i^j)^{v_{i,m}}$  — активность в расплаве компонента  $i$  (вычисляется согласно двухрешеточной модели расплава Р.Л. Нильсена и М.А. Дунгана [Nielsen, Dungan, 1983]) в степени стехиометрического коэффициента  $v_{i,m}$  в реакции образования минала  $m$ . Для членов экспериментальной выборки, в которой величины мольных долей минала  $m$  в минерале  $j$  поставлены в соответствие с температурой и составом сосуществующих расплавов, по уравнению (2) рассчитываются значения  $K_m^j$ , подставляются в уравнение (1) и методом линейной регрессии вычисляются параметры  $A_m^j$  и  $B_m^j$  в уравнении (1). Именно таков общепринятый сегодня метод определения этих параметров.

После подстановки уравнения (2) в левую часть уравнения (1) получаем выражение для логарифма содержания минала в минерале в зависимости от температуры и состава расплава:

$$\ln X_m^j = A_m^j / T + B_m^j + \sum v_{i,m} \ln a_i^j. \quad (3)$$

Потенцирование этой величины дает значение концентрации минала в твердой фазе. Принимая во внимание термодинамическую природу зависимости фазовых равновесий от давления, А.А. Арискин с соавторами [Арискин, Бармина, 1990; Арискин, Цехоня, Френкель, 1991] учли влияние давления на константу равновесия реакции кристаллизации в следующем соотношении:

$$\ln K_m^j = (A_m^j + \beta_m^j P) / T + B_m^j, \quad (4)$$

где  $\beta_m^j$  — коэффициент, подобранный для каждого минала графически (см. [Арискин, Бармина, 2000, с. 111]);  $P$  — давление, кбар. В настоящее время для систем этих уравнений используется, на наш взгляд, более точное название, а именно ликвидусные термобарометры.

Уравнение для логарифма мольной доли минала приобретает вид

$$\ln X_m^j = (A_m^j + \beta_m^j P) / T + B_m^j + \sum v_{i,m} \ln a_i^j. \quad (5)$$

Системы уравнений вида (5) составляют термодинамическую основу программного комплекса КОМАГМАТ, позволяющего рассчитывать составы твердых фаз, равновесных с расплавом.

Однако в таком виде термобарометры, как правило, удовлетворительно воспроизводят состав твердых фаз в ограниченном диапазоне состава расплавов, причем при обработке широких по составу выборок на графиках  $\ln K - 1/T$  иногда возникают субпараллельные цепочки точек, что навело на мысль о зависимости константы в уравнениях (1)–(4) от состава расплава и летучести кислорода.

Для термодинамического блока новой модели динамики кристаллизационной дифференциации целесообразно вывести такие уравнения ликви-

дусных термометров, которые были бы пригодны для использования в широком диапазоне составов базитовых систем. Перебрав ряд подходов к учету состава системы при расчете константы равновесия, авторы статьи [Коптев-Дворников, Бычков, 2007] остановились на следующем виде уравнения ликвидусного термобарометра

$$\ln K_m^j = \frac{A_m^j + \beta_m^j P}{T} + B_m^j + C_m^j T + D_m^j \lg fO_2 + E_m^j \ln \left( \frac{Al}{Si} \right) + F_m^j W + \sum_{i=1}^n J_{m,i}^j X_i^j, \quad (6)$$

где  $fO_2$  — летучесть кислорода, бар;  $W = \ln((Na + K) Al/Si^2)$ ;  $X_i^j$  — мольная доля  $i$ -го компонента расплава;  $n$  — число учитываемых компонентов расплава. Параметры  $Al/Si$  и  $W$  (вычисляются с использованием атомных количеств элементов) предложены в работе [Арискин, Бармина, 2000] для уточнения оливиновых и плагио-оклазовых термобарометров соответственно;  $C_m^j$ ,  $D_m^j$ ,  $E_m^j$ ,  $F_m^j$ ,  $J_{m,i}^j$  — коэффициенты при соответствующих переменных. В основу нахождения этих коэффициентов положен принцип использования методов многомерной статистики. Из вида известных физико-химических уравнений следует термодинамический смысл этих параметров:

$$A_m^j \sim \Delta H_m^j / R, \quad \beta_m^j \sim -\Delta V_m^j / R, \\ \left\{ B_m^j + C_m^j T + D_m^j \lg fO_2 + E_m^j \ln \left( \frac{Al}{Si} \right) + F_m^j W + \sum_{i=1}^n J_{m,i}^j X_i^j \right\} \sim \Delta S_m^j / R,$$

где  $\Delta H_m^j$ ,  $\Delta V_m^j$  и  $\Delta S_m^j$  — энтальпийный, объемный и энтропийный эффекты реакции образования минала  $m$  минерала  $j$  из расплава,  $R$  — универсальная газовая постоянная.

Из уравнения (6) следует выражение для логарифма мольной доли минала в минерале:

$$\ln X_m^j = (A_m^j + \beta_m^j P) / T + B_m^j + C_m^j T + D_m^j \lg fO_2 + E_m^j \ln(Al/Si) + F_m^j W + \sum_{i=1}^n J_{m,i}^j X_i^j + \sum_{i=1}^n v_{i,m} \ln d_i^j. \quad (7)$$

Значения коэффициентов и константы в этих уравнениях могут быть найдены путем статистической обработки (оптимизации) соответствующей выборки методом многомерной линейной регрессии.

К настоящему времени нами опубликованы уравнения, позволяющие моделировать равновесия с силикатными расплавами в широком диапазоне состава, температуры, давления и летучести кислорода хромшпинелидов [Арьяева и др., 2016], маг-

нетита [Арьяева и др., 2018], ильменита [Черных, 2017] и жидкого моносulfида железа [Коптев-Дворников и др., 2012]. Помимо разработанных термобарометров, в результате этих работ были получены два методических вывода относительно способа нахождения коэффициентов и константы в уравнении (7) и оценки точности предсказания составов твердых фаз и значений температуры ликвидуса с помощью термобарометров.

Из уравнения (7) получаем выражение для вычисления содержания минала  $m$  в минерале  $j$ :

$$X_m^j = \exp \left[ (A_m^j + \beta_m^j P) / T + B_m^j + D_m^j \lg fO_2 + E_m^j \ln \left( \frac{Al}{Si} \right) + F_m^j W + \sum_{i=1}^n J_{m,i}^j X_i^j + \sum_{i=1}^n v_{m,i} \ln d_i^j \right]. \quad (8)$$

Показано [Коптев-Дворников и др., 2012], что нахождение коэффициентов и константы в термобарометрах не традиционной оптимизацией линейного относительно логарифма константы уравнения вида (7), а экспоненциального уравнения зависимости содержания миналов от состава силикатного расплава, температуры, давления и летучести кислорода вида (8) приводит к существенному улучшению воспроизведения экспериментальных данных. Причина этого понятна — при оптимизации уравнения (8) минимизируются разности не между логарифмами содержания миналов, а разности между собственно содержанием миналов. Нахождение коэффициентов при переменных и константы в уравнении (8) выполняется путем минимизации суммы квадратов разностей между значениями расчетного и экспериментального содержания миналов с использованием надстройки «поиск решения» в программе Excel. В статистике принято называть такие разности между наблюдаемыми и расчетными величинами «остатками», далее мы будем использовать этот термин.

Процесс оптимизации, как правило, не одноактный. Результаты оптимизации считаются удовлетворительными, если угловой коэффициент в уравнении линейной регрессии близок к 1, а свободный член — к 0, остатки распределены по нормальному закону. Те экспериментальные точки, которые нарушали эти требования, удалялись из выборки, и оптимизацию выполняли снова и снова до тех пор, пока эти условия не оказывались выполненными.

Нулевое значение свободного члена в уравнении регрессии и близость линейного члена к 1 свидетельствуют о том, что отсутствует существенная систематическая ошибка. Мера величины случайной ошибки (разброса значений) — критерий  $R^2$ , который показывает долю объясненной дисперсии наблюдаемой величины. Близость гистограммы остатков к нормальному распределению свиде-

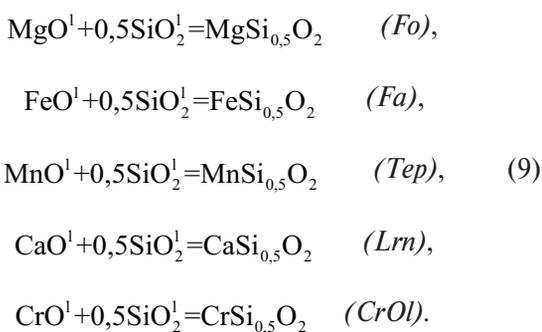
тельствует о случайном характере распределения отклонений.

Анализ параметров использованных нами выборок показал, что ни одна из переменных в уравнениях вида (8) не распределена по нормальному или близкому к нему закону и ни с одной из переменных по отдельности остатки не коррелируют. Следовательно, различия между экспериментальными и расчетными величинами можно рассматривать как случайные отклонения, вызванные аналитическими погрешностями, погрешностями измерения экспериментальных параметров и т.п. Это дает нам право применять аппарат математической статистики для анализа и оценки достоверности полученного решения.

Мы предлагаем систему уравнений оливиново-го ликвидусного термобарометра, алгоритмически совместимую с термобарометрами для других фаз.

**Вывод уравнений ликвидусного термобарометра оливин–расплав.** Традиционно состав оливинов пересчитывают на два минала — форстеритовый  $MgSi_{0,5}O_2$  (Fo) и фаялитовый  $FeSi_{0,5}O_2$  (Fa). Однако как в природных образцах, так и в экспериментальных оливинах, микронзондовый анализ обнаруживает присутствие  $MnO$ ,  $CaO$  и  $Cr_2O_3$  в количестве до нескольких процентов. В связи с этим мы пересчитывали составы оливинов на 5 миналов — форстеритовый  $MgSi_{0,5}O_2$  (Fo), фаялитовый  $FeSi_{0,5}O_2$  (Fa), тейфройтовый  $MnSi_{0,5}O_2$  (Tep), ларнитовый  $CaSi_{0,5}O_2$  (Lrn), а также хром-оливиновый  $CrSi_{0,5}O_2$  (CrOl), причем в последнем случае постулируется, что весь Cr в расплаве присутствует в двухвалентной форме.

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



Из вида уравнения (8) и реакций (9) следуют выражения для расчета содержания оливиновых миналов (10).

$$\begin{aligned} X_{Fo} &= \exp \left[ (A_{Fo} + \beta_{Fo} P) / T + B_{Fo} + D_{Fo} \lg fO_2 + \right. \\ &+ E_{Fo} \ln \left( \frac{Al}{Si} \right) + \sum_{i=1}^n J_{Fo,i} X_i^1 + \ln a'_{MgO} + 0,5 \ln a'_{SiO_2} \left. \right], \\ X_{Fa} &= \exp \left[ (A_{Fa} + \beta_{Fa} P) / T + B_{Fa} + D_{Fa} \lg fO_2 + \right. \end{aligned}$$

$$\left. + E_{Fa} \ln \left( \frac{Al}{Si} \right) + \sum_{i=1}^n J_{Fa,i} X_i^1 + \ln a'_{FeO} + 0,5 \ln a'_{SiO_2} \right],$$

$$\begin{aligned} X_{Tep} &= \exp \left[ (A_{Tep} + \beta_{Tep} P) / T + B_{Tep} + D_{Tep} \lg fO_2 + \right. \\ &+ E_{Tep} \ln \left( \frac{Al}{Si} \right) + \sum_{i=1}^n J_{Tep,i} X_i^1 + \ln a'_{MnO} + 0,5 \ln a'_{SiO_2} \left. \right], \quad (10) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} X_{Lrn} &= \exp \left[ (A_{Lrn} + \beta_{Lrn} P) / T + B_{Lrn} + D_{Lrn} \lg fO_2 + \right. \\ &+ E_{Lrn} \ln \left( \frac{Al}{Si} \right) + \sum_{i=1}^n J_{Lrn,i} X_i^1 + \ln a'_{CaO} + 0,5 \ln a'_{SiO_2} \left. \right], \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} X_{CrOl} &= \exp \left[ (A_{CrOl} + \beta_{CrOl} P) / T + B_{CrOl} + D_{CrOl} \lg fO_2 + \right. \\ &+ E_{CrOl} \ln \left( \frac{Al}{Si} \right) + \sum_{i=1}^n J_{CrOl,i} X_i^1 + \ln a'_{Cr_{0,5}} + 0,5 \ln a'_{SiO_2} \left. \right]. \end{aligned}$$

Как упомянуто выше, коэффициенты при переменных и константы в уравнениях (10) находятся путем обработки выборки, включающей результаты закалочных опытов, методами многомерной статистики. Оптимизация заключается в минимизации суммы квадратов остатков миналов с использованием надстройки «поиск решения» в программе Excel.

Для создания выборки мы использовали версию базы данных ИНФОРЭКС [Арискин и др., 1997], включающую результаты 14 473 закалочных экспериментов, извлеченных из 419 статей, опубликованных с 1977 по 2010 г. Из них оливин и закаленный расплав сосуществуют в результатах приблизительно 6100 опытов. Однако далеко не все из них пригодны для определения коэффициентов в уравнениях ликвидусных термобарометров. Условием включения экспериментов в выборку было выполнение их в «сухих» условиях, наличие данных о составе сосуществующих расплава и оливина, а также летучести кислорода, при которых проводился опыт (температура и давление определены для всех экспериментов в базе данных). Из опытов, выполненных при давлении 1 бар, отбирались те, в которых в качестве контейнера использовалась платиновая петля, а их длительность составляла не менее 48 ч. Среди высокобарных экспериментов крайне мало опытов, проведенных в условиях контролируемой летучести кислорода, поэтому для них критерий длительности был значительно смягчен — отобраны эксперименты продолжительностью более 12 ч. Кроме того, вид контейнера не служил критерием отбора. Даже при этих условиях с контролируемой летучестью кислорода при повышенных значениях давления оказалось всего 74 эксперимента. Мы предположили, что в том случае, если среди них попались

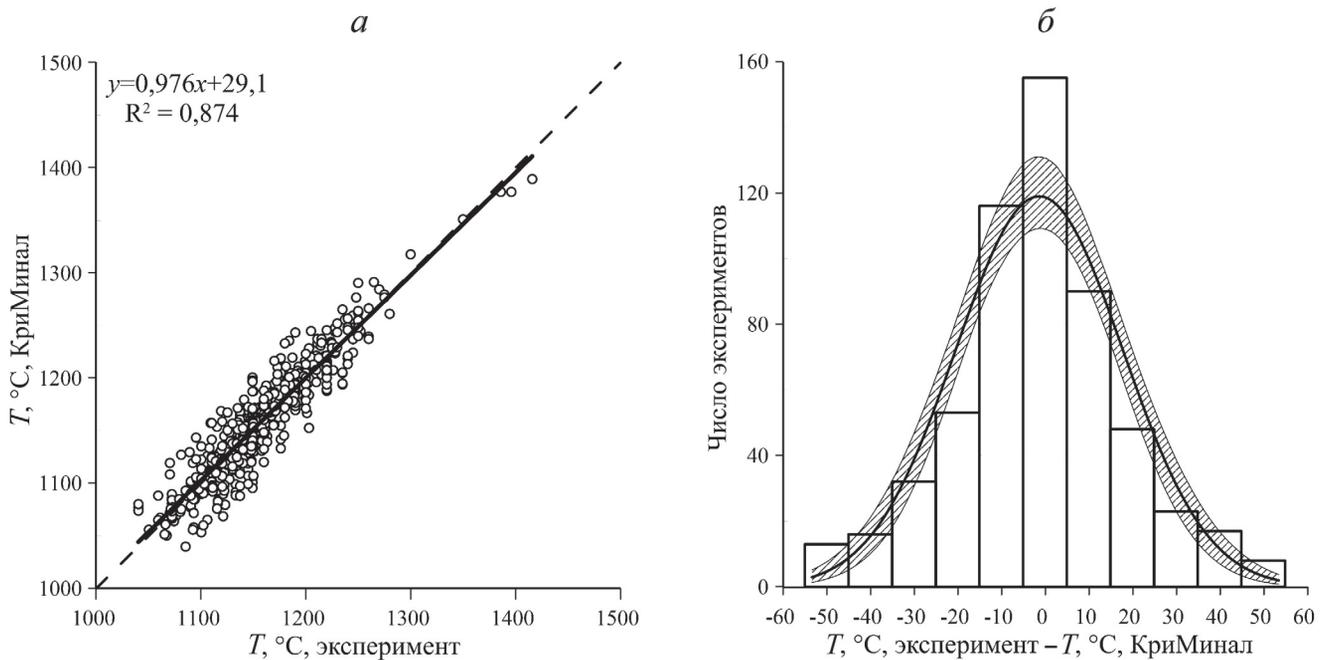


Рис. 1. Корреляция между экспериментальными и рассчитанными в КриМинал значениями температуры равновесия оливин—расплав (а) и гистограмма распределения остатков температуры (б), 568 экспериментальных точек. Сплошная линия — линейный тренд, штриховая линия — линия равных значений (практически совпадают). На гистограмме сплошная кривая — линия аппроксимации нормальным распределением. Заштрихованная область — доверительный интервал аппроксимации на 95%-ном уровне надежности

слишком неравновесные опыты, они отсеются при дальнейшей статистической обработке. Поскольку разрабатываемая модель направлена на моделирование кристаллизации и динамики формирования интрузивов мафит-ультрамафитового ряда, в выборку не вошли эксперименты, в которых расплавы отвечали по составу щелочным породам, содержали  $TiO_2 > 6,5$  масс.% и  $(Na_2O + K_2O) > 9$  масс.%, т.е. находились вне диапазона состава от коматиитов до дацитов. Всего в выборке оказались результаты 651 эксперимента.

В результате последовательных оптимизаций и удаления тех опытов, для которых остатки миналов нарушали нормальный закон распределения этого параметра, размер выборки сократился до 568 экспериментов, из которых 53 выполнены при давлении от 1 до 19 кбар. Представление о качестве термобарометра можно получить на примере соответствия экспериментальных и рассчитанных значений температуры (рис. 1). На этом можно было бы остановиться, посчитав разработку термобарометра выполненной.

Однако обращает внимание небольшое число экспериментов в выборке, выполненных при повышенном давлении. В то же время оказалось, что значения коэффициентов при  $lgfO_2$  для форстеритового и фаялитового миналов весьма близки по абсолютной величине и противоположны по знаку ( $D_{Fo} = 0,02017$ ;  $D_{Fa} = -0,02071$ ). Поэтому возникла идея попытаться расширить число высокобарных экспериментов в выборке, восстановив в опытах с неконтролируемой летучестью ту «эффективную» летучесть кислорода, при которой составы распла-

вов окажутся в равновесии с составами оливинов. Принцип подбора летучести поясняет рис. 2.

Напомним, что принятый критерий равновесия в программе КриМинал — равенство единице (или 100%) суммы мольных долей миналов [Быч-

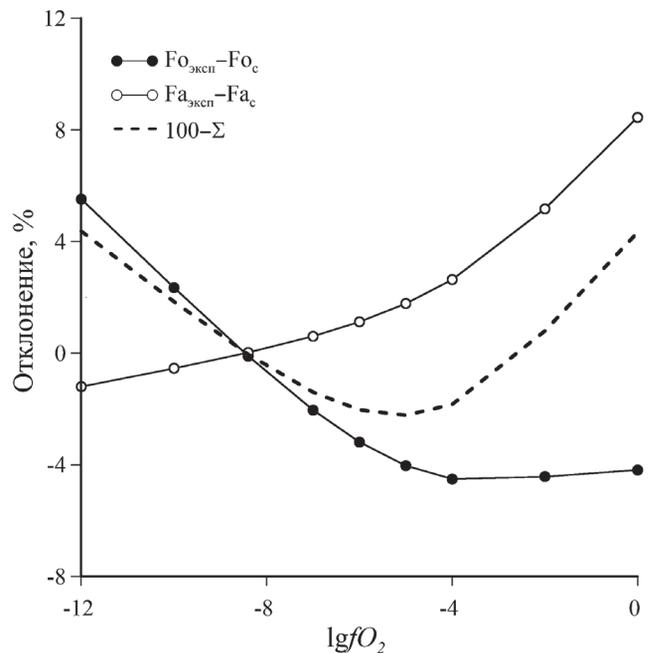


Рис. 2. Зависимость разницы между экспериментальным и рассчитанным по уравнению (10) содержанием миналов от подбираемой летучести кислорода;  $Fo_{эксп}$ ,  $Fa_{эксп}$  — содержание форстеритового и фаялитового миналов в экспериментальных оливинах соответственно;  $Fo_c$ ,  $Fa_c$  — рассчитанные по термобарометру значения содержания миналов в оливинах;  $100 - \Sigma$  — отклонение рассчитанной суммы миналов от 100%

Таблица 1

Список экспериментов в выборке для вывода системы уравнений термобарометра оливин–расплав

№ п/п	Номер публикации, N*	Номера опытов в публикации, n**	Диапазон условий		
			T, °C	P, кбар	lgf <sub>O2</sub>
1	9	5, 15, 18–21	1203–1252	0,001	–13,4...–11,59
2	20	1–13, 19–28, 33–41, 48, 50, 52, 53, 56–59	1040–1245	0,001	–14,4...–12
3	26	17, 18	1106, 1133	0,001	–9,43, –9,09
4	27	1–9, 12–15, 17, 20, 22–24, 26–30, 32, 33, 40	1076–1228	0,001	–10,11...–8,15
5	28	1, 3–11, 13, 15, 16, 18–22, 24–26, 29, 31–38, 40, 44–47, 50	1137–1228	0,001	–9,14...–8,19
6	29	5, 6, 13–15, 21	1091–1125	0,001–8	–8,92...–7,2
7	30	3–5, 7, 17, 19, 21, 22	1153–1195	0,001	–9,13...–8,53
8	31	11–14, 21, 29, 40, 44–46, 53, 54, 58, 62, 65, 69–74, 77, 80, 83, 88, 90–93, 96–99, 101	1092–1235	0,001	–9,95...–7,92
9	39	40, 48	1275, 1300	10–15	–11,35, –10,2
10	49	11, 13	1230, 1325	10	–10,1, –6,3
11	54	1–3, 7, 10, 11, 13, 21–23, 28	1100–1250	0,001–8	–11,3...–4,75
12	63	2	1225	0,001	–9,80
13	67	1–11, 13–17, 21–29, 33–39, 45	1067–1200	0,001	–9,89...–5,93
14	69	1, 2, 6, 7, 8	1173–1187	0,001	–8,94...–8,41
15	70	7–11, 17, 18, 20, 24–26, 30, 31, 36, 43, 44	1074–1149	0,001	–9,3...–8,3
16	71	16–22, 28	1100–1149	0,001	–9,51...–6,05
17	75	10, 11	1160–1164	1	–12,77, –12,72
18	76	1, 8, 9, 14, 15, 29–33	1150–1350	0,001	–11,4...–6,77
19	77	2, 8, 9, 10	1215–1270	0,001	–8,3...–7,7
20	81	11–20, 27–34	1066–1193	0,001	–9,96...–8,38
21	82	54	1200	5	–6,95
22	83	1–7, 11, 12, 16–19, 23–26, 28–30, 33–35, 41, 42, 51	1090–1192	0,001	–12,87...–9,16
23	84	11–14	1126–1152	2	–8,1...–7,15
24	85	7, 16, 17, 29, 30	1260–1360	11–16	–9,2...–6,2
25	86	7, 31	1200, 1300	10, 15	–7,6, –6,5
26	87	5, 12, 18, 19, 24, 33, 54–56	1120–1200	0–15	–6,54...–2,6
27	88	23	1160	0,001	–8,04
28	90	1–19, 21–27	1160–1220	0,001	–11,3...–9,89
29	92	6–11	1108–1174	0,001	–9,7...–8,81
30	98	2–4	1170–1190	0,001	–8,94...–8,71
31	100	1–10, 16–18, 20, 21, 23–25, 29, 30, 32, 38, 43, 47, 48	1089–1248	0,001	–10,01...–7,76
32	158	1, 3, 4, 8, 14, 16, 18, 19	1270–1390	10	–8,65...–4,1
33	166	7–10, 12, 15, 18, 19	1170–1275	0,001	–13,32...–12,01
34	167	4, 6, 11	1200	0,1	–15,8...–14,2
35	169	5–12	1109–1137	0,001	–9,49...–8,23
36	176	14, 17, 19, 21–23, 26, 27, 29–33	1072	0,001	–11,78...–9,98
37	177	12–16, 18–20, 25–28, 32, 33	1065–1135	0,001–7	–13,52...–10,21
38	178	8–11, 18–20	1140–1203	0,001	–9,31...–8,38
39	189	4, 14–17	1116–1125	0,001	–9,31...–9,19
40	193	2, 3, 7–13, 20–27, 29–38	1050–1130	0,001	–12,44...–8,08
41	194	15–22	1149–1212	0,001	–8,90...–8,17
42	197	11–13	1149–1170	0,001	–8,90...–8,65
43	236	3–6, 8–10, 12–15, 17–19, 21–24, 29–32	1110–1225	0,001	–9,76...–8,44
44	247	13, 14, 16	1386–1416	19	–7,56...–7,38
45	255	1, 4, 5, 7–9, 16, 27, 28, 31, 32, 35–38	1100–1200	0,001	–9,51...–8,30
46	262	3, 11	1250, 1310	10	–7, –4,8
47	272	4–7, 9, 11–13, 15–17	1269–1388	15	–9,7...–5
48	273	1–3, 5, 8–10, 12, 13	1300–1500	15–30	–13,6...–5
49	279	9, 15, 16	1330–1370	12–16	–5,7...–5,2
50	280	11–14, 23–28	1111–1158	0,001	–9,58...–8,81
51	281	3–8, 14–17, 19	1103–1158	0,001	–9,58...–8,81
52	288	9	1200	6	–10,66

Окончание табл. 1

№ п/п	Номер публикации, N*	Номера опытов в публикации, n**	Диапазон условий		
			T, °C	P, кбар	lgf <sub>O2</sub>
53	291	29–35, 38, 39, 42, 45, 47	1325–1400	10–15	–5,5...–4
54	294	8, 10, 11	1237–1275	0,001	–7,90...–7,50
55	298	3–13, 15–26	1260–1390	10	–10,35...–3,6
56	299	7, 8, 10, 12, 15, 17, 27, 30, 32	1314–1400	10	–9,75...–4,4
57	300	16, 23	1301, 1319	10	–6, –5
58	302	1, 2	1360–1363	12	–7,95...–6,65
59	304	18	1350	10	–6,40
60	305	3, 5, 6, 18, 22, 23, 33, 34, 38, 39	1114–1184	0,001	–9,33...–7,75
61	309	2–7, 11–15, 17–22, 24–29	1270–1390	10	–11,5...–3,5
62	311	3, 10–13	1260–1295	10	–6,5...–5,2
63	312	14–18, 20, 28–30, 41, 43, 44, 46, 47, 49, 64, 69, 77	1270–1400	15	–14...–4,4
64	322	1–8, 10–12, 14, 16–19	1260–1405	7–17	–8,9...–3,2
65	323	1–17	1270–1390	10	–9,95...–4,5
66	324	2, 7, 9, 13–17, 20–24	1240–1375	10	–15,55...–4
67	327	7	1350	15	–8,60
68	357	13, 21, 23, 31	1200–1400	11–20	–13,1...–5,95
69	367	5, 6, 11, 19, 21–24	1170–1260	1	–15,1...–9,5
70	379	1–29	1120–1280	2,8–9,3	–11,57...–9,40
71	419	1–3, 5–10	1210–1240	7,5	–7,73...–7,41

Примечания. \* N — номера публикаций в файле bibl.txt базы данных ИНФОРЭКС; \*\* n — номера опытов из каждой публикации (N) в файлах базы данных ИНФОРЭКС.

Получить последнюю версию ИНФОРЭКС'а можно у авторов базы данных по запросу на электронный адрес 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 ekorptev@geol.msu.ru.

ков, Коптев-Дворников, 2005]. Оказалось, что не во всех, но во многих экспериментах уменьшение логарифма летучести кислорода приводит к уменьшению отклонения рассчитанной суммы миналов от 100% и к уменьшению остатков миналов.

Всего в базе данных ИНФОРЭКС нашлось 420 высокобарных экспериментов, выполненных в «сухих» условиях продолжительностью от 24 ч и более, в которых присутствовали расплав и оливин с известным составом. Для 221 из них удалось подобрать такие значения  $\lg f_{O_2}$ , при которых отклонения экспериментальных сумм миналов от 100% не превышали  $\pm 3$  мол.%. Полученные значения эффективных  $\lg f_{O_2}$  перекрывают весь диапазон используемых экспериментаторами буферов от СОС до ММО (90% значений  $\lg f_{O_2}$  лежит пределах от QFM –5 до QFM +5). После добавления высокобарных экспериментов с подобранной летучестью кислорода суммарная выборка включала 789 экспериментальных результатов.

В процессе оптимизации коэффициентов в уравнениях (10) размер выборки сократился до 772 экспериментов (табл. 1). Из выборки были удалены те эксперименты, для которых остатки миналов отклонялись от нормального распределения, а также эксперименты, в которых отклонения рассчитанных сумм миналов от 100% нарушали нормальное распределение этой величины.

Многогранник экспериментальных составов расплавов в координатах концентрации оксидов для окончательной выборки из 772 экспериментальных значений характеризуется следующими величинами (масс.%): SiO<sub>2</sub> от 39 до 63; TiO<sub>2</sub> от 0 до 6,5; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 3 до 21; FeO\* от 2 до 32 (FeO\* — все железо, пересчитанное на FeO); MgO от 1 до 19; CaO от 4 до 23; Na<sub>2</sub>O от 0 до 7; K<sub>2</sub>O от 0 до 6. Значения активности компонентов в силикатном расплаве рассчитываются согласно двухрешеточной модели силикатной жидкости Р.Л. Нильсена с соавторами (см. [Френкель и др., 1988]). Эта модель предполагает, что сумма содержания  $X_{NaO_{0,5}}^I + X_{KO_{0,5}}^I$  меньше содержания  $X_{AlO_{1,5}}^I$ . По этой причине составы расплавов в выборке проверяли на положительное значение  $X_{AlO_{1,5}}^I - X_{NaO_{0,5}}^I - X_{KO_{0,5}}^I$ , где  $X_i^I$  — мольная доля *i*-го компонента в расплаве. Фигуративные точки составов расплавов выборки представлены на рис. 3. Характер их распределения исключает вероятность наличия ложных корреляций.

Диапазон интенсивных параметров выборки характеризуется температурой от 1040 до 1500 °С, давлением от 1 бара до 30 кбар, летучестью кислорода  $\lg f_{O_2}$  от –15,8 до –2,6 (от QFM –8,4 до QFM+5,2).

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 остатков миналов носит нормальный характер. В этих случаях для улучшения согласования между расчетными и экспериментальными значениями вводится дополнительная поправка в виде линейного уравнения

$$X_m = aX'_m + b, \quad (11)$$

где  $X'_m$  — содержание минала, рассчитанное по уравнению вида (8),  $a$  и  $b$  — коэффициенты в уравнении линейного тренда зависимости между экспериментальными и расчетными содержаниями минала.

Таблица 2

Значения коэффициентов и константы для уравнений (10), найденные с применением надстройки «поиск решения» в программе Excel для миналов оливина, а также поправочных коэффициентов  $a$  и  $b$  в уравнении (11)

Ко-эф-фи-циент	MgSi <sub>0,5</sub> O <sub>2</sub>	FeSi <sub>0,5</sub> O <sub>2</sub>	MnSi <sub>0,5</sub> O <sub>2</sub>	CaSi <sub>0,5</sub> O <sub>2</sub>	CrSi <sub>0,5</sub> O <sub>2</sub>
A	2472,42	2359,15	4623,86	5842,07	0
β	1,17835	21,3298	6,45791	22,4830	-27,6742
B	-2,42839	-1,91080	-2,26951	-22,6142	-34,7209
C	0	0	0	0	0
D	0,020173	-0,020714	0,035951	0,026191	-0,027630
E	0,209025	0,161143	0,400065	0,241826	0,008427
$J_{Si}$	2,47999	1,09697	0	14,1649	32,1139
$J_{Ti}$	4,57343	0,08051	-0,66754	13,1513	29,7251
$J_{Al}$	2,63147	-0,26096	-2,44440	11,6460	37,2774
$J_{Fe3+}$	0,80597	6,89001	-9,67833	13,4825	44,7893
$J_{Fe2+}$	2,92489	0	2,37490	19,8625	36,5313
$J_{Mg}$	0	-2,47828	-2,46664	15,3031	35,2576
$J_{Ca}$	3,67513	1,06578	1,88472	21,5803	34,4670
$J_{Na}$	1,56403	-0,548423	0	18,8068	36,8602
$J_K$	5,24420	0,753846	3,53496	25,9473	39,4796
Поправочные коэффициенты					
$a$	0,97935	0,98080	0,90146	0,98016	0,97443
$b$	0,014413	0,0063191	0,0003997	0,0001420	0,0001048

**Тестирование оливинового термобарометра в программе КриМинал.** Корреляция экспериментальных составов оливинов с рассчитанными в программе КриМинал [Бычков, Коптев-Дворников, 2005; Vuchkov, Koptev-Dvornikov, 2014] по уравнениям (10) с коэффициентами из табл. 2 показаны на рис. 4 (для наглядности и облегчения

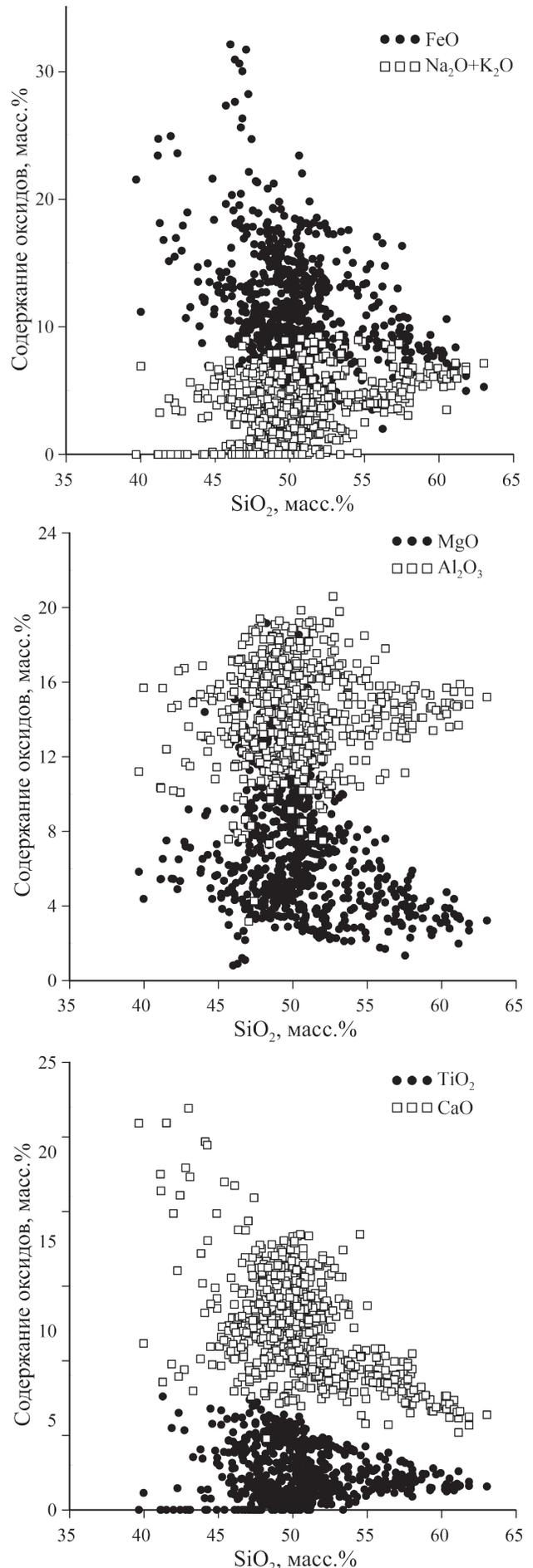


Рис. 3. Содержание оксидов в экспериментальных стеклах, равновесных с оливином (772 эксперимента в выборке)

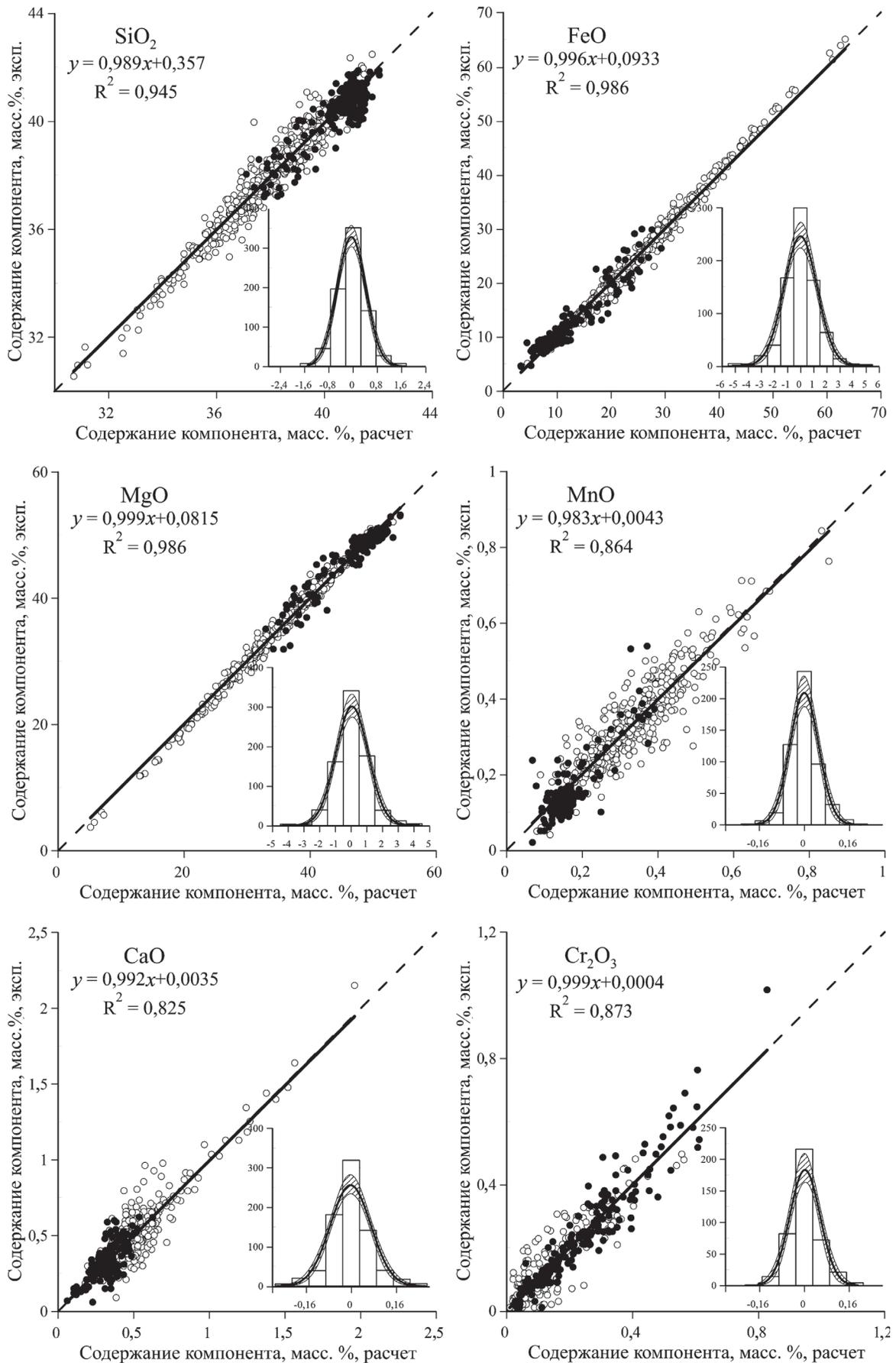


Рис. 4. График соответствия расчетных и экспериментальных значений содержания оксидов в оливинах, равновесных с расплавами (772 эксперимента в выборке), и гистограммы распределения соответствующих остатков. Черные кружки — значения, для которых «восстановлена» летучесть кислорода, белые кружки — остальные эксперименты. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

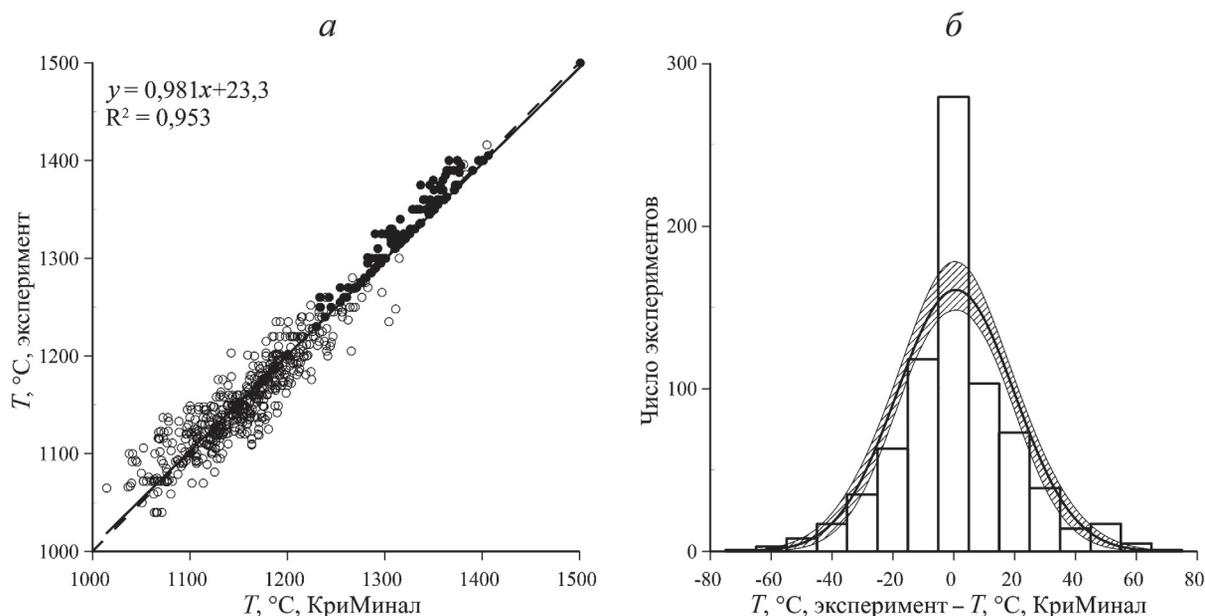


Рис. 5. Корреляция между экспериментальными и рассчитанными в КриМинал значениями температуры равновесия оливин—расплав (а) и гистограмма распределения остатков температуры (б) для выборки из 772 экспериментов. Условные обозначения см. на рис. 4

сравнения с химическими анализами экспериментальных оливинов расчетные мольные содержания миналов пересчитаны на масс.% оксидов).

Верификация воспроизведения экспериментальных значений температуры ликвидуса выполнена также в программе КриМинал (рис. 5).

Судя по гистограммам на рис. 4 и 5, распределение остатков близко к нормальному. Это подтверждается и критерием согласия. Нормальность распределения остатков позволяет использовать для оценки качества термобарометров доверительные интервалы. Преимущество доверительных интервалов — их нацеленность, в отличие от дисперсии, не на оценку качества единичного измерения, а на определение при заданной вероятности границ отклонения расчетной величины от истинного значения. Полезные свойства доверительных интервалов заключаются в возможности определять их для зависимостей (в случае нормального распределения остатков) и возможности их сужения путем увеличения числа измерений.

Средние значения остатков содержания для  $\text{SiO}_2$   $0,06 \pm 0,03$  масс.%, для  $\text{MgO}$   $-0,05 \pm 0,07$  масс.%, для  $\text{FeO}$   $-0,01 \pm 0,09$  масс.%, а для  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  они практически равны нулю при ненулевых размерах доверительных интервалов. Это говорит о том, что из всех отклонений значимо только завышение концентрации  $\text{SiO}_2$  в оливине. Но значение завышения, равное 0,06%, много меньше аналитической погрешности измерения этой величины. Средний остаток температуры равен  $0,6 \pm 1,5$  °C, что тоже подтверждает несмещенность оценок с помощью предлагаемого термобарометра.

Для более надежной оценки достоверности описания состава и температуры кристаллиза-

ции оливинов с помощью предложенного нами термобарометра мы построили графики корреляции между расчетными и экспериментальными составами оливинов и значениями температуры равновесия (рис. 4 и 5). В случае отсутствия закономерных отклонений точек на этих графиках от линии равных значений можно утверждать, что предлагаемый набор уравнений адекватно описывает равновесие между расплавом и оливином во всем диапазоне состава оливина и температуры равновесия. Для оценки значимости отклонения от линии равных значений мы использовали доверительный интервал линейной регрессии и доверительные интервалы коэффициентов регрессионного уравнения.

Выяснилось, что для всех компонентов оливина, кроме  $\text{SiO}_2$ , нет значимого отклонения линии регрессии от линии равных значений, т.е. линии равных значений лежат внутри узких доверительных коридоров линейных регрессий. Для  $\text{SiO}_2$  угловой коэффициент составляет  $0,989 \pm 0,009$ , а свободный член —  $0,357 \pm 0,333$ , что приводит к занижению содержания  $\text{SiO}_2$  на  $0,03 \pm 0,14$  масс.% при содержании  $\text{SiO}_2$  в оливине 30% и к завышению на  $0,10 \pm 0,07$  масс.% при 42 масс.%. Таким образом, максимальные погрешности этого термобарометра с учетом величин доверительных интервалов и отклонения линий регрессии от линий равных значений составляют (масс.%)  $< \pm 0,17$  для  $\text{SiO}_2$ ,  $\pm 0,38$  для  $\text{FeO}$ ,  $\pm 0,31$  для  $\text{MgO}$ ,  $\pm 0,01$  для  $\text{MnO}$ ,  $\pm 0,06$  для  $\text{CaO}$ ,  $\pm 0,02$  для  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Очевидно, что эти погрешности не превышают аналитические.

Для температуры угловой коэффициент, равный  $0,981 \pm 0,008$ , а свободный член —  $23,3 \pm 9,5$ ,

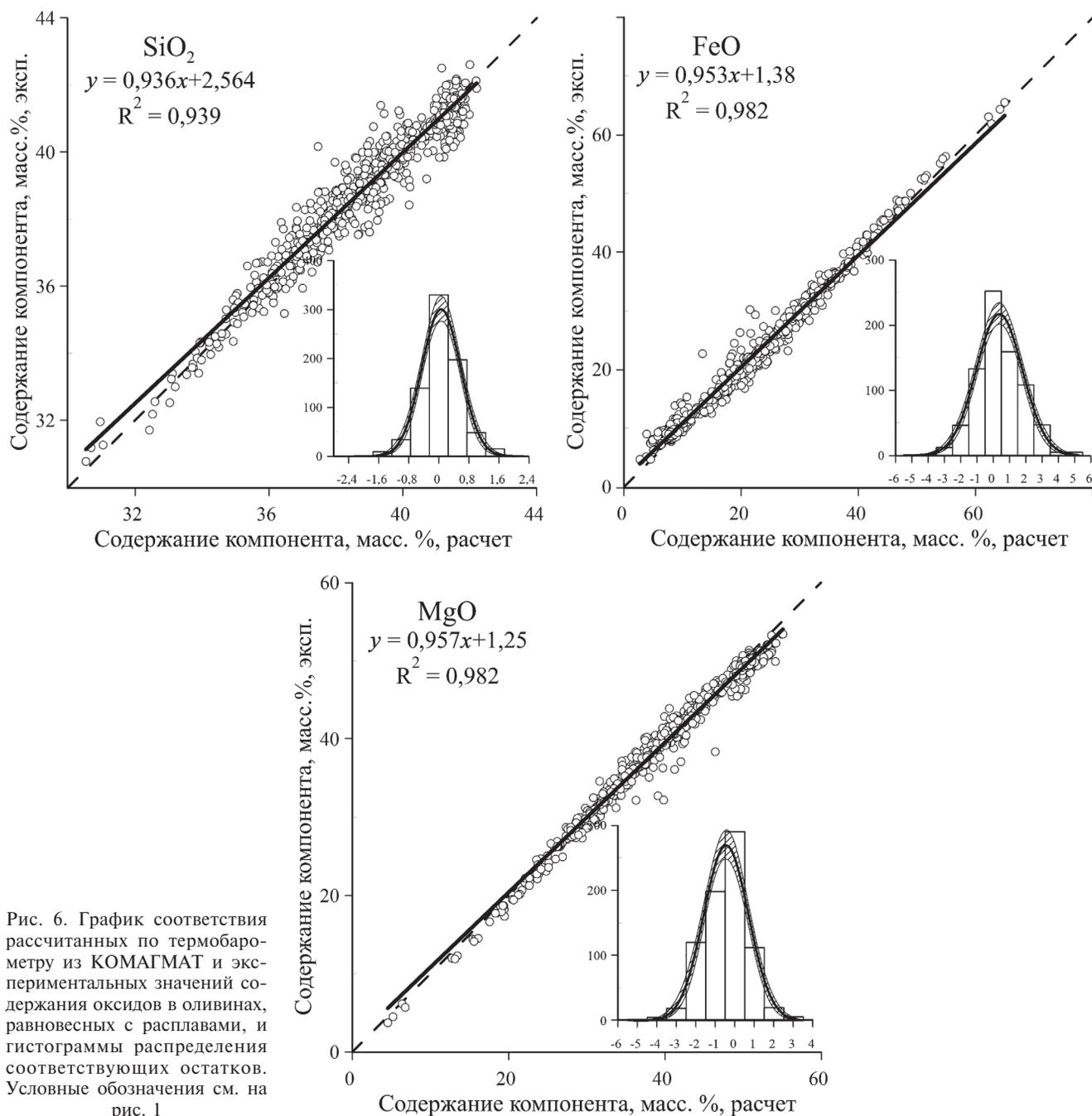


Рис. 6. График соответствия рассчитанных по термобарометру из КОМАГМАТ и экспериментальных значений содержания оксидов в оливинах, равновесных с расплавами, и гистограммы распределения соответствующих остатков. Условные обозначения см. на рис. 1

приводит к занижению температуры на  $3,6 \pm 2,8$  °С при температуре равновесия 1050 °С и к завышению на  $5,2 \pm 4,9$  °С при 1500 °С, а в диапазоне от 1150 до 1450 °С лежит в пределах доверительного интервала. Таким образом, максимальные отклонения расчетной температуры ликвидуса лежат в диапазоне от  $-7,4$  до  $10,1$  °С, а в большей части температурного интервала не превышают  $\pm 3$  °С.

Подчеркнем, что фигуративные точки 221 высокобарного эксперимента с «восстановленными» значениями  $\log f_{O_2}$  естественным образом попадают в общие корреляции для всех компонентов оливина и температуры.

К настоящему времени различными исследователями предложено много способов расчета

равновесия оливин–расплав, по крайней мере 16 из них предложены к использованию в программе Petrolog 3 [Danyushevsky, Plechov, 2011]. Сравнение со всеми вариантами в рамках одной публикации потребует слишком много места и не отвечает нашим целям. Как отмечено во введении, разрабатываемые нами ликвидусные термобарометры предназначены для программы КриМинал, являющейся термодинамическим блоком будущей программы для моделирования динамики формирования мафит-ультрамафитовых интрузивов. Единственное на сегодня программное средство, моделирующее динамику процессов теплопереноса, пусть и в упрощенном виде, — программные комплексы семейства МАГМОД–КО-

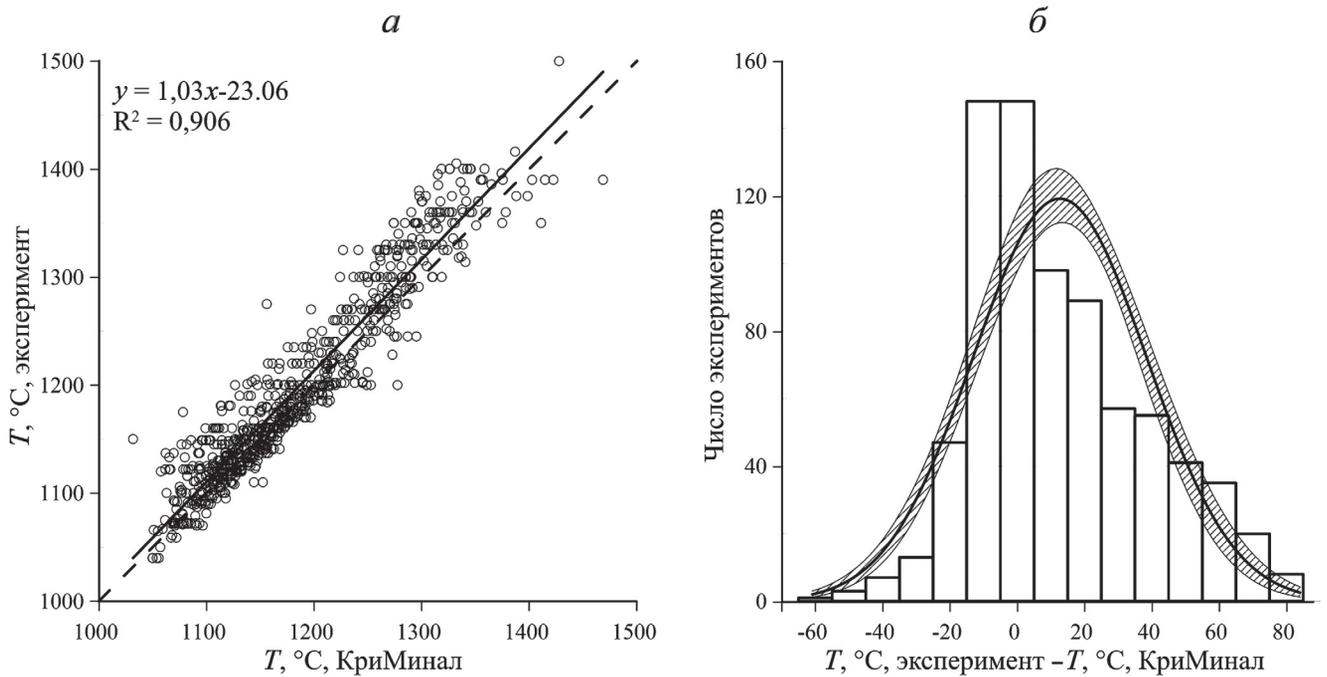


Рис. 7. Корреляция между экспериментальными и рассчитанными по термобарометру из КОМАГМАТ значениями температуры равновесия оливин—расплав (а) и гистограмма распределения остатков температур (б). Условные обозначения см. на рис. 1

МАГМАТ 3.73. В связи с этим здесь мы сравнили результаты расчета равновесия оливин—расплав с использованием полученного нами оливинового ликвидусного термобарометра с возможностями подхода, реализованного в термодинамическом блоке программы КОМАГМАТ 3.73 [https://comagmat.web.ru/apps-comagmat.html]. На рис. 6 и 7 приведены результаты воспроизведения состава оливинов и значения их температуры ликвидуса из нашей выборки.

Поскольку в КОМАГМАТ’е версии 3.73 состав оливина рассчитывается на 2 минала — форстерит и фаялит, то расчет воспроизводит содержание только трех оксидов.

В целом КОМАГМАТ неплохо воспроизводит экспериментальные составы и значения температуры. Однако судя по гистограммам на рис. 6 и 7, распределение остатков отклоняется от нормального. Это подтверждается и критерием согласия. Следовательно, доверительные интервалы для оценки качества использованного в КОМАГМАТЕ 3.73 термобарометра использовать не корректно.

Среднее значение остатков содержаний для SiO<sub>2</sub> равно 0,07 масс.%, для MgO — 0,48 масс.%, для FeO — 0,42 масс.%. Эти значения невелики и сопоставимы с аналитической погрешностью измерения их концентрации. Средний остаток температуры составляет 12,9 °C, что говорит об относительно небольшом, но систематическом занижении расчетной температуры равновесия.

При анализе регрессионных уравнений на графиках корреляции между расчетными и экспериментальными составами оливинов и значениями температуры равновесия (рис. 6 и 7) выяснилось,

что для всех компонентов коэффициенты линии регрессии значимы, но остатки концентраций во всем диапазоне составов оливинов не превосходят типичных аналитических погрешностей. Для температуры угловой коэффициент составляет  $1,03 \pm 0,012$ , а свободный член —  $23,1 \pm 14,2$ , что приводит к занижению расчетной температуры от 9 °C при температуре равновесия 1050 °C до 22 °C при 1500 °C.

Эти обстоятельства следует учитывать при использовании КОМАГМАТ’а для моделирования динамики формирования расслоенных интрузивов.

**Заключение.** Для 221 высокобарного эксперимента «восстановлены» значения летучести кислорода, что существенно увеличило выборку экспериментов, пригодных для вывода термобарометров.

Разработан оливиновый ликвидусный термобарометр, который воспроизводит экспериментальные составы без систематических сдвигов. Расчетные оценки состава отличаются от истинных значений на величины, не превышающие аналитическую погрешность. Отклонения рассчитанных значений температуры ликвидуса от истинных не превышают  $-3,6 \pm 2,8$  °C при температуре 1050 °C и  $+5,2 \pm 4,9$  °C при 1500 °C, а в диапазоне от 1150 до 1450 °C не превышают  $\pm 3$  °C.

**Благодарности.** Авторы благодарны С.П. Крашенинникову (ГЕОХИ РАН) за полезные советы и замечания. Выражаем признательность А.А. Арискину (МГУ имени М.В. Ломоносова), Г.С. Барминой и Г.С. Николаеву (ГЕОХИ РАН) за создание базы данных ИНФОРЕКС, без которой работа была бы сильно осложнена.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Бармина Г.С.* Термометрия равновесий плагиоклазов с расплавами базальтов и андезитов // Геохимия. 1990. № 3. С. 441–447.
- Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000.
- Арискин А.А., Мешалкин С.С., Альмеев Р.Р.* и др. Информационно-поисковая система ИНФОРЕКС: анализ и обработка экспериментальных данных по фазовым равновесиям изверженных пород // Петрология. 1997. Т. 5, № 1. С. 32–41.
- Арискин А.А., Цехоня Т.И., Френкель М.Я.* ЭВМ-барометрия и генетическая интерпретация базальтовых стекол Центральной Атлантики // Геохимия. 1991. № 7. С. 1038–1047.
- 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.
- Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А.* Ликвидусный термобарометр для моделирования равновесия магнетит–расплав // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 70–79.
- Бычков Д.А., Коптев-Дворников Е.В.* Программа КриМинал для моделирования равновесия расплав–твердые фазы при заданном валовом составе системы // Мат-лы междунар. конф. Улан-Удэ: Изд-во БурНЦ СО РАН, 2005. С. 122–123.
- Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В.* Ритмическая расслоенность кивакского типа: геология, петрография, гипотеза формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 281–302.
- 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. 1–18.
- Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А.* Геотермометры для широкого диапазона составов базитов // Мат-лы междунар. конф. «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей». Иркутск: Изд-во СО РАН, 2007. С. 178–181.
- 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.
- 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., Арискин А.А.* и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 215 с.
- Черных Н.С.* Влияние физико-химических параметров на отделение рудных фаз от базитовых магм (по результатам математического моделирования): Автореф. канд. дисс. М., 2017.
- Asimow P.D., Ghiorso M.S.* Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations // Amer. Mineralogist. 1998. Vol. 83, N 9–10. P. 1127–1132.
- Bychkov D.A., Koptev-Dvornikov E.V.* The Software for Simulation of Equilibrium Crystallization // Goldschmidt2014 Abstr. URL: <https://whiteiron.org/uploads/conferences/24/abstracts/A-Z.pdf>. 2014. P. 319–319.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes: PETROLOG3 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. Vol. 12, N 7. P. 1–32.
- Nielsen R.L., Dungan M.A.* Low pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 84, N 4. P. 310–326.

Поступила в редакцию 18.02.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019

УДК 556+550.845

К.Е. Питьева<sup>1</sup>, Е.И. Барановская<sup>2</sup>

## ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ПОРОД И УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В СОРБИРОВАННОЙ ФОРМЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РИФЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА НА ПРИМЕРЕ КУЮМБИНСКОЙ СТРУКТУРЫ (СИБИРЬ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Приведены сведения о химическом составе подземных вод и данные силикатного анализа, водных вытяжек из пород и другие сведения, характеризующие воды и породы в интервале глубины водонасыщенных рифейских отложений. Рассмотрены естественные фоновые условия распространения в атмогидролитосфере сорбированных углеводородных газов и условия нефтегазовых скоплений, под влиянием которых сорбированные углеводородные газы приобретают специфические геохимические черты.

*Ключевые слова:* подземные воды, водные вытяжки из пород, микрокомпоненты, силикатный анализ, нефть, геохимические свойства.

The article provides information about the chemical composition of groundwater and the data of chemical analysis, the water extracts from rocks, and other information, that characterize water and rocks in the depth range of water-saturated riphean deposits. The article discusses the natural background conditions of distribution of hydrocarbon sorbing gases in atmohydrolithosphere and the conditions of oil and gas accumulations, under the influence of which sorbed hydrocarbon gases acquire specific geochemical features.

*Key words:* groundwater, water extracts from rocks, microcomponents, silicate analysis, oil, geochemical properties.

**Введение.** Рассмотрим характеристику состава пород, подземных вод и углеводородных газов в сорбированной форме для рифейского разреза Куюмбинской структуры на северо-востоке Сибири.

Объект исследований ограничен территорией (в плане и разрезе) распространения рифейских водоносных отложений, изучаемых с позиций нефтегазовых проявлений. Мы исследовали состав пород, воды и углеводородных (в сорбированной форме) газов, используемых в качестве поисковых признаков на нефтегазопроявления в геологическом массиве рифейского возраста.

Исходные материалы в виде проб пород и подземных вод были предоставлены кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ имени М.В. Ломоносова.

Цель работ — предварительная оценка проявлений нефтегазоносности в Куюмбинской структуре по гидрогеологическим и гидрогеохимическим данным.

Химический состав пород и вод определяли в лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Сорбированные углеводородные газы определяли в лаборатории ВНИИЯГГ под руководством ответственного

исполнителя Л.С. Кондратова [Кондратов, 2010, 2005; Зорькин, 2001].

Пробоподготовка к определению адсорбированных углеводородных газов и определение их содержания в водах осуществлены в лаборатории ВНИИЯГГ под руководством Л.М. Зорькина.

В основу статьи положены материалы о химическом составе подземных вод, литолого-минералогическом и геохимическом составе пород, а также о формах сорбированных и растворенных углеводородных газов. Химический состав подземных вод выражен в ионной, ионно-эквивалентной и эквивалент-процентной формах [Питьева, 1988].

**Материалы и методы исследований.** *Характеристика состава пород и подземных вод рифейских отложений Куюмбинской структуры.* Состав этих подземных вод установлен по данным анализа водных проб, отобранных из эксплуатационных скважин К-217 с глубины 2297–2323 м, К-206 с глубины 2417–2445 м и К-208 с глубины 2434–2464 м.

Породы рифея в пределах Куюмбинской структуры изучены в вертикальном разрезе в интервале глубины 2235–2630 м, включающем водовмещающие слои, вскрытые скважинами К-217, К-206, К-208. Разрез представлен преиму-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минер. н; e-mail: keritjeva@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, вед. инженер, канд. геол.-минер. н; e-mail: baranovskaya\_kat@mail.ru

ществено доломитами с прослоями песчаников в скв. К-208 на глубине 2371–2506 м, в скв. К-217 на глубине 2235–2401 м и в скв. К-206 на глубине 2419–2630 м.

**Результаты исследований и их обсуждение.** По данным силикатного анализа содержание SiO<sub>2</sub> максимально (41,98 %) в аргиллите из скв. К-206. Содержание CaO и MgO в породах из скв. К-217 выше, чем в других скважинах. В образцах пород из скв. К-206 содержание Na<sub>2</sub>O выше, чем в породах других скважин. Отметим высокое содержание фосфора в доломитах из скв. К-206, а также в песчаниках и доломитах из скважин К-217 и К-208.

Подземные воды всех рассматриваемых скважин сильно минерализованы (табл. 1). Диапазон общей минерализации 194,7–233,1 г/л. Главные компоненты — хлориды натрия, кальция, магния,

величины pH варьируют от 4,75 до 5,5; Eh — от 310 до 405 мВ, что характеризует рассматриваемые воды по щелочно-кислотным условиям как кислые, а по окислительно-восстановительным — как близкие к восстановительной обстановке. Воды обладают большим диапазоном содержания азотных соединений, особенно в восстановленной форме (NH<sub>4</sub> 0,075–1,499 г/л) и железа (Fe<sup>2+</sup> 0,005–0,937 г/л) (табл. 2).

Величины содержания элементов в рифейских породах и водах Куюмбинской структуры характеризуются существенной неоднородностью, это относится к Fe, Cl и др. (табл. 1, 3).

В соответствии с ионно-эквивалент-процентным содержанием веществ в подземных водах формулы их состава представлены преимущественно ClNaCaMg (по классификации К.Е. Питьевой),

Таблица 1

Химический состав подземных вод Куюмбинской структуры (скважины К-206, К-208, К-217)

Скважина, интервал опробования, м	Eh, мВ, pH	Компоненты, г/л г-экв/л экв-%										M, г/л	Сухой остаток, г/л; C <sub>о</sub> -M C <sub>орг</sub> , г/л	Формула состава по классификации К.Е. Питьевой, экв-%  солевая форма состава г-экв/л
		HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Fe <sub>общ</sub>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>			
К-206 2417–2445	+310 4,75	0,15	132,4	0,68	0,39	1,499	0,949	32,2	11,06	24,5	2,75	206,6	245,4 38,8	ClCaNaMg  CaCl <sub>2</sub> 1,59 NaCl 1,07 MgCl <sub>2</sub> 0,91 NH <sub>4</sub> Cl 0,083 KCl 0,07 CaSO <sub>4</sub> 0,014 Ca(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0,006 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0,002
		0,002	3,73	0,014	0,006	0,083	0,034	1,61	0,91	1,07	0,07			
			99			2	1	43	24	28	2			
К-208 2434–2464	+325 5,35	0,3	146,8	0,5	0,09	0,342	0,140	33,2	7,53	40,48	3,75	233,1	272 38,9	ClNaCa <sub>n</sub> Mg  CaCl <sub>2</sub> 1,59 NaCl 1,07 MgCl <sub>2</sub> 0,91 NH <sub>4</sub> Cl 0,083 KCl 0,07 CaSO <sub>4</sub> 0,014 Ca(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0,006 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0,002
		0,005	4,14	0,01	0,001	0,019	0,005	1,66	0,62	1,76	0,096			
			99					40	15	42				
К-217 2297–2323	+470 6,25	0,23	122,7	0,5	0,06	0,15	0,251	26,6	6,68	34,29	3,5	194,7	198,9 4,2	ClNaCa <sub>n</sub> Mg  NaCl 1,5 CaCl <sub>2</sub> 1,315 MgCl <sub>2</sub> 0,55 KCl 0,09 CaSO <sub>4</sub> 0,01
		0,004	3,46	0,01	0,001	0,008	0,009	1,33	0,55	1,5	0,09			
			99					38	16	43	2,6			

Таблица 2

Средние значения pH, Eh и концентрации Fe, NH<sub>4</sub>, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub> в подземных водах скважин К-206, К-208, К-217 Куюмбинской структуры

Скважина	Интервал опробования, м	Породы	pH	Eh, мВ	Fe <sub>общ</sub>	NH <sub>4</sub>	NO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub>
					мг/л			
К-206	2417–2445	карбонатные и терригенные	7,8	+410	0,3	1,4	0,02	2
К-208	2434–2464	карбонатные и терригенные	8,7	+340	2,7	0,8	0,04	2
К-217	2297–2323	карбонатные	8,6	+318	0,6	0,6	0,1	2,5
Куюмбинская структура	2297–2464	карбонатные и терригенные	8,4	+356	1,2	0,9	0,5	2,2

Таблица 3

Химический состав водных вытяжек из пород в районах скважин К-206, К-208, К-217

Скважина	Породы, интервал опробования, м	pH, Eh, мВ	мг/л												
			Fe <sub>общ</sub>	NO <sub>2</sub>	NH <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	CO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Ca	Mg	Na	K	M
К-206	карбонатные и терригенные 2417–2445	7,8 +410	0,3	0,02	1,4	2,0	65,1	-	710,0	33,0	130,0	36,0	228,0	77,0	1,3
К-208	карбонатные и терригенные 2434–2464	8,7 +340	2,7	0,04	0,8	2,0	68,3	-	113,4	25,0	34,0	12,2	46,0	31,0	340,0
К-217	карбонатные 2297–2323	8,6 +318	0,6	0,1	0,6	2,5	67,0	6,0	97,0	4,7	23,0	12,7	25,0	33,0	261,0

а среди катионов можно отметить повышенное содержание иона аммония. Это отличает подземные воды от пород, в водных вытяжках которых практически отсутствует соль NH<sub>4</sub>Cl, а Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> занимает значимое положение.

По убыванию содержания в подземных водах в солевой форме компоненты образуют следующий ряд (г-экв/л): NaCl, CaCl<sub>2</sub> (1,07–2,35) > MgCl<sub>2</sub> (0,65–0,91) > KCl (0,07–0,13) > NH<sub>4</sub>Cl (0,004–0,083) > CaSO<sub>4</sub> (0,008–0,014) > Ca(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> (0,001–0,006) > Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> (0–0,005).

Чрезвычайно низкая концентрация сульфата кальция в рассматриваемых водах обусловлена восстановительными и близкими к ним условиями, которые вызывают трансформацию сульфата в сероводород и другие сульфиды. Последние сохраняются в водах водоносных комплексов, выполненных карбонатными и сульфатными отложениями. В водоносных комплексах, которые сложены терригенными отложениями, обогащенными в разной степени тяжелыми металлами, сероводород и сульфиды часто затрачиваются на образование вторичных сульфидных минералов.

Повышенная концентрация железа в исследованном интервале разреза может свидетельствовать, с одной стороны, о коррозии обсадных труб скважины, а с другой — о наличии сульфидов железа. По данным нейтронно-активационного анализа в рифейских породах обнаружена повышенная концентрация железа..

Низкое содержание карбонатов объясняется незначительной растворимостью их соединений с кальцием и магнием.

Известно, что влияние температуры на физико-химическое состояние подземных вод сказывается на изменении растворимости химических соединений. Химические соединения неоднозначно реагируют на разные изменения температуры. Карбонатные соединения кальция (и магния) в диапазоне повышения температуры до 70 °С характеризуются уменьшением растворимости, а при дальнейшем увеличении температуры их растворимость возрастает. Сложность влияния изменчивости температуры на растворимость химических соединений подземных вод исследована для ряда районов со значительной тектонической нарушенностью. Установлено, что в условиях про-

гибов земной коры растворяющее взаимодействие вод и пород более активизировано по сравнению с возвышенностями.

*Микрокомпоненты в подземных водах представлены в следующих значениях концентрации:* а) n-100 мг/л (среднее содержание в водах Куюмбинской структуры ~ 400 мг/л); б) n-10 мг/л Al, В (среднее содержание Al 25, В ~ 19 мг/л); в) 1–5 мг/л (до ~ 10 мг/л) Mn, Pb, Zn, Ba (среднее содержание 9,2; 4,7; 12; 5,5 соответственно); г) преимущественно 1–3 мг/л Li (1,9), Cu (1,7), Cr (2,7).

В целом подземные воды из скважины К-206 заметно отличаются от вод из скважин К-208 и К-217 пониженной щелочностью (табл. 2), повышенными значениями Eh и концентрации NH<sub>4</sub><sup>+</sup>.

Подземные воды в скважинах К-206, К-208, К-217 охарактеризованы по содержанию в них общего количества органического вещества (ОВ). Оно определено по разнице между экспериментальным и вычисленным значениями сухого остатка. Из данных, приведенных в табл. 1, видно, что в водах скв. К-206 и К-208 содержится от 4,2 до 38,9 г/л органического вещества. Сохранность ОВ в рассматриваемых подземных водах обеспечивается присутствием в них тяжелых углеводородов, не удаляющихся при получении сухого остатка выпариванием при заведомо повышенной температуре (180 °С). Одним из подтверждений высокого содержания ОВ в исследованных подземных водах служит значительное содержание в них фосфора — преимущественно органогенного компонента. Диапазон содержания фосфора в целом в водах исследованных скважин составляет 3,86–6,31 мг/л, максимальное содержание отмечено в водах скв. К-206 (6,31 мг/л), а минимальное — в скв. К-208 (3,82 мг/л) и К-217 (3,99 мг/л).

Источником хлора и натрия в подземных водах, помимо отжимавшихся связанных вод, был ионно-солевой комплекс пород, образовавшийся изоморфным путем и сопровождавший накопление карбонатных и карбонатно-терригенных осадков в морском рифейском бассейне.

Кальций (выше показано, что он преобладает над магнием) поступил в воды глубоких частей подземной гидросферы из терригенных алюмосиликатных пород посредством замещения на натрий

вод, т.е. в результате процесса метасоматического замещения, описанного А.В. Копелиовичем [Питьева, 1988].

По данным нейтронного активационного анализа в породах исследованного района отмечено: а) убывание содержания макрокомпонентов:  $Na > Ca$  ( $Ca > Na$ )  $> Mg > K$ ; б) убывание минерализации в скважинах К-206, К-208, К-217; в) высокое содержание Br, Fe, P.

Влияние температуры на химический состав рифейских подземных вод в течение геологического времени постоянно усиливалось в периоды тектонической активности.

В соответствии с аномально высокими значениями пластовой температуры в пределах Куюмбинской структуры настоящее время отвечает периоду тектонической активности [Соколов, 1989; Гидрогеология СССР, 1970]. В целом в условиях высоких значений температуры, присущих глубоким частям геологического разреза, органические соединения разлагаются с образованием  $CO_2$ . При температуре  $\leq 100$  °С растворимый углерод в водах содержится в формах  $HCO_3$  и  $CO_3$ .

Повышение температуры до  $>100$  °С вызывает снижение растворимости  $CO_2$ , что обуславливает связывание части углерода с водородом в метан и его гомологи. Повышенная температура (т.е. уменьшение условий связывания водорода с углеродом в метан) компенсируется образованием метана в результате функционирования сульфатредуцирующих микроорганизмов. Эти микроорганизмы участвуют в восстановлении сульфат-иона до сероводорода. Разложение ОВ до сероводорода происходит в восстановительных

условиях. Метанообразующие микроорганизмы способствуют разложению ОВ. Освобождающийся от органических соединений углерод используется для синтезирования метана.

*Состав водорастворимых компонентов водосодержащих рифейских пород Куюмбинской структуры* в интервалах опробования скважин К-206, К-208, К-217 характеризуется по анализу водных вытяжек: скв. К-206 — из переслаивающихся доломитов и аргиллитов, скв. К-208 и К-217 — из доломитов с прослоями песчаников (табл. 3).

Результаты исследования водных вытяжек свидетельствуют о том, что по составу водорастворимых компонентов скв. К-206 отличаются от скв. К-208 и К-217, как и подземные воды из этих скважин (табл. 3).

Водные вытяжки из пород, вскрытых скв. К-206, характеризуются большими минерализацией и содержанием хлорида натрия (в абсолютных значениях и в экв-%); а также концентрацией хлоридов кальция и магния (в вытяжках из пород скв. К-208, К-217 хлориды кальция и магния присутствуют не всегда).

Водные вытяжки из пород исследованных скважин характеризуются, как и подземные воды, низким содержанием карбонатных ионов и сульфатов.

Величины Eh водных вытяжек из пород скв. К-206 выше, чем из пород скв. К-208 и К-217, а значения pH вытяжек из пород скв. К-208 и К-217 более щелочные. Щелочные значения pH водных вытяжек из пород скв. К-208 и К-217 обусловлены присутствием в них карбонатных солевых форм (табл. 4). Так, диапазон концентрации (мг-экв/л)

Таблица 4

Солевой состав водных вытяжек из пород в районах скважин К-206, К-208, К-217

Скважина/ образец	Компоненты по убыванию содержания, соли	Скважина	Компоненты по убыванию содержания, соли	Скважина/ образец	Компоненты по убыванию содержания, соли
К-206/1	<u>ClNaCaMg</u> NaCl 9,13 CaCl <sub>2</sub> 4,2 MgCl <sub>2</sub> 2,72 KCl 1,61 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 1,2 CaSO <sub>4</sub> 0,52	К-208	<u>ClHCO<sub>3</sub>NaCaMg</u> NaCl 2 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 1,12 MgCl <sub>2</sub> 1,0 CaCO <sub>3</sub> 0,32 CaSO <sub>4</sub> 0,26 KSO <sub>4</sub> 0,26 KCl 0,20	К-217/5	<u>ClHCO<sub>3</sub>NaCaMg</u> NaCl 1,54 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 1,32 KCl 0,52 MgCl <sub>2</sub> 0,52 CaCO <sub>3</sub> 0,16 MgSO <sub>4</sub> 0,12 Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0,04
К-206/4	<u>ClNaCaMg</u> NaCl 10,3 CaCl <sub>2</sub> 4,69 KCl 3,07 MgCl <sub>2</sub> 2,44 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 1,04 CaSO <sub>4</sub> 0,62			К-217/5	<u>ClHCO<sub>3</sub>CaMgNa</u> NaCl 1,09 MgCl <sub>2</sub> 0,9 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0,74 KCl 0,37 CaCO <sub>3</sub> 0,32 Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0,14 MgSO <sub>4</sub> 0,02
К-206/8	<u>ClNaCaMg</u> NaCl 10 CaCl <sub>2</sub> 5,17 MgCl <sub>2</sub> 3,8 KCl 1,33 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0,96 CaSO <sub>4</sub> 0,9			К-217/15	<u>ClHCO<sub>3</sub>NaCaMg</u> NaCl 1,56 MgCl <sub>2</sub> 0,32 Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 1,64 KCl 0,4 CaCO <sub>3</sub> 0,16 CaSO <sub>4</sub> 0,08

карбонатных солей в районе скв. К-217 составляет 1,2–1,8 при среднем значении 1,5, а в скв. К-206 — 0,96–1,2 при среднем значении 1,1 соответственно.

**Состав, свойства и распространение в рифейском разрезе Куломбинской структуры сорбированных углеводородных газов.** Генетически нефть представляет собой обособившиеся в самостоятельные скопления концентраты жидких, преимущественно углеводородных продуктов преобразования ОВ, захороненного в осадочной толще, и состоит из углеводородов метанового, нефтяного и ароматического рядов с примесью сернистых, азотистых и кислородных соединений.

Основа нефти — соединения углеводорода и водорода. В нашем случае более интересны, например, *алкены* и *арены*. Алкены — ненасыщенные соединения с двойной связью;  $C_3$ – $C_4$  — представлены газами;  $C_5$ – $C_{18}$  — жидкостью, высшие алкены — твердыми веществами. Арены — непредельные циклические соединения ряда бензола с содержанием 20–40% в нефтях, более инертные к химическому окислению за счет повышенной устойчивости структуры. Нефти наряду с органическими компонентами включают и неорганические (в среднем О 0,1–0,3%; N 0,02–1,7%; S 0,01–5,5%), в дальнейшем мы будем их называть «сопутствующими газами».

#### **Углеводородные газы в адсорбированной форме.**

Определение концентрации адсорбированной формы газообразных углеводородов проводилось методом газовой хроматографии [Кондратов, 2009; 2005] с чувствительностью определения  $10^{-8}$ – $10^{-6}$  см<sup>3</sup>/кг, с ошибкой 10–15 отн.%. Анализировалось содержание сорбированных газов в породах, приготовленных в виде порошка и в сухих остатках подземных вод.

Осуществлялась следующая пробоподготовка: в стеклянный реактор засыпали 1 г порошка породы, высушенной при температуре 105 °С. Полученные сухие остатки воды также высушивали при температуре 105 °С. Затем через реактор с порошком породы или сухого остатка воды пропускали аргон для вытеснения атмосферного газа. Реактор с породой или сухим остатком воды в аргоновой среде нагревали при температуре 250 °С в течение 5 мин. Затем из реактора шприцем отбирали 1 см<sup>3</sup> газа и вводили его в разделительную колонну хроматографа [Кондратов и др., 2009; Кондратов, 2005].

Количество газа, адсорбированного породой, рассчитывали в см<sup>3</sup>/кг. Для растворов расчет проводили на то количество газа ( $X$ ), которое адсорбировал бы сухой остаток, полученный из 1 л этого раствора. Для этого делали расчет по формуле:  $X = A \cdot B$ , где  $A$  — количество газа, которое адсорбировал 1 кг сухого остатка;  $B$  — масса сухого остатка, выпаренного из 1 л раствора.

Адсорбция породами — поглощение компонентов углеводородов и сопутствующих газов

поверхностным слоем породы, в котором они удерживаются некомпенсированными электростатическими силами или некомпенсированными силами гомеополлярных связей. Адсорбентами углеводородов в водных средах служат коллоиды (алюминия и других элементов), углистые и битумные вещества, коллоиды нефтяных веществ. При выпаривании водных растворов происходит адсорбция растворенных в них углеводородных газов сухим остатком. Температурные условия выпаривания составляют 105 °С и обеспечивают сохранность углеводородов в адсорбированной форме.

Сорбиционная способность углеводородных газов прямо пропорциональна температуре кипения (°С), длине цепи атомов углерода, увеличению массы и диаметра молекул:  $C_5H_{12}$  (+36,0) >  $C_4H_{10}$  (–0,5) >  $C_4H_8$  (–6,3) >  $C_3H_8$  (–47,7) >  $C_3H_6$  (–42,1) >  $C_2H_6$  (–88,6) >  $C_4H_4$  (–103,8) >  $CH_4$  (–164,0). По сорбции сопутствующие газы составляют следующий ряд:  $CO_2$  (–78 сублимация) >  $O_2$  (–183) >  $CO$  (–191,5) >  $N_2$  (–196) >  $H_2$  (–252,8).

Сорбированные углеводороды в породах представлены преимущественно непредельными соединениями при высоком содержании изомеров. Содержание метана понижено по сравнению с концентрацией его изомерных и нормальных гомологов. Наибольшей сорбиционной способностью обладают высокодисперсные породы, особенно глины, а также мергели, аргиллиты, незначительной — песчаные разности, известняк, мел (часто образуют пласты и пропластки разной мощности среди карбонатных пород рифея).

Особенность состава сорбированных газов в исследованных породах — относительно повышенное содержание кислорода, отсутствующего в подземных водах глубокой части гидросферы. По-видимому, кислород как элемент, обладающий химической активностью, высвобождающийся при разложении кислородосодержащих минералов и воды, активно сорбируется с образованием прочных оксидных соединений. В сорбированных газах преобладает азот, кроме того, присутствуют кислород и углекислый газ.

Среди сорбированных углеводородов пород и водных сред гомологи метана составляют от 50–60 до 90% и более от суммы углеводородов, в то время как процент содержания метана колеблется от нескольких процентов до 40–50%.

**Принадлежность углеводородных газов к адсорбированной форме.** Основаниями для отнесения углеводородных и сопутствующих газов, содержащихся в сухих остатках водных проб, к адсорбированной форме служат:

— единый для всех сред метод анализа для определения углеводородных и сопутствующих газов адсорбированной формы;

— идентичность распространения компонентов углеводородных и сопутствующих газов изучаемых

сред в атмосферном воздухе, сточных водах, подземных и поверхностных водах, породах, а также подчиненность характера их распределения геохимическим свойствам углеводородов, обуславливающим формирование адсорбированных форм;

– присутствие в водных средах коллоидных частиц.

По мере увеличения цепи углеродных атомов окисление становится более активным. Окисление углеводородов ускоряется в присутствии катализаторов (Cu, Pb и др.). Окисление носит цепной характер.

**Заключение.** Подтверждена необходимости усиления поисковых нефтегазовых исследований посредством привлечения пока слабоизученных, дискуссионных методических приемов. К таким приемам относятся методы использования нефтегазовых сорбированных углеводородных газов в качестве показателей нефтегазоносности. Для совершенствования использования сорбированных углеводородных газов в поисковых целях нефтега-

зовых проявлений следует отнести прежде всего: а) уточнение значений температуры получения сухих остатков подземных вод для определения на их основе сорбированных углеводородных газов в водных растворах, а также минерализации и их компонентного состава; б) систематизацию пород исследуемых регионов по емкостным свойствам, определяющим разграничение территории по условиям нефтегазоносности на основе показателей, характеризующих сорбированные газы.

Следует обратить внимание на преимущество использования показателей сорбированных газов пород при выявлении нефтегазоносности перед использованием показателей, характеризующих подземные воды, что зависит от существенной разницы между емкостными свойствами пород и подземных вод. Однако для правильной интерпретации данных большое значение имеют сведения о подземных водах и породах. Необходимо изучать взаимодействие и взаимообусловленность адсорбированных газов с породами и водами, характерными для исследуемых районов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геолого-геохимические условия формирования нефтегазовых месторождений в древних толщах Восточной Сибири / Под ред. Б.А. Соколова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.

Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина. М.: Недра, 1970. 368 с.

*Зорькин Л.М., Кондратов Л.С., Стадник Е.В.* Новые рубежи использования нефтегазопроисковых геохимических методов // Геоинформатика. 2001. № 3. С. 62–70.

*Кондратов Л.С.* Этапы технологии нефтегазопроисковых газогеохимических работ по адсорбированному газу пород и донных отложений акваторий // Геоинформатика. 2005. № 2. С. 50–61.

*Кондратов Л.С., Воинов Д.М., Прокофьева А.Ф.* Адсорбированная форма газов пород — новый этап в развитии газогеохимических поисков нефтегазовых скоплений // Разведка и охрана недр. 2009. № 11. С. 24.

*Кондратов Л.С., Фокина Л.М.* Новые возможности поиска нефтегазовых месторождений по адсорбированной форме газа пород и донных отложений акваторий // Науч.-техн. сборник. Вести газовой науки. 2010. № 2 (5). С. 124–134.

*Питьева К.Е.* Гидрогеохимия. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 315 с.

Поступила в редакцию 22.02.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.837.3

В.А. Шевнин<sup>1</sup>, Д.И. Матвейчук<sup>2</sup>, А.С. Дернова<sup>3</sup>КАРТИРОВАНИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ ВОДЫ  
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВОДЫ ИЗ ЛУЖ*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

В работах Г. Арчи и В.Н. Дахнова представлены формулы связи между сопротивлением (или проводимостью) грунта и поровой влагой. Такая связь показывает, что необходимо знать сопротивление воды, изучать его на каждом участке полевых работ. В некоторых местах работ доступ к подземным водам (скважинам, колодцам, родникам) отсутствует или очень ограничен, как к поверхностным водам (рекам, ручьям, прудам, озерам). Можно ли измерить сопротивление воды в лужах? Сразу после дождя такая вода не имеет связи с сопротивлением грунта. Цель исследований состояла в оценке характера ионного обмена между грунтом и дождевой водой во времени. Выполнена проверка измерений сопротивления воды на контакте с грунтом во времени, выполненных предшественниками.

*Ключевые слова:* сопротивление воды и грунта, ионный обмен, вода в лужах.

In the papers of G.E. Archie and V.N. Dakhnov were presented formulas of dependence between resistivity (or conductivity) of soil and that of porous water. Such dependence shows that we need to know water resistivity, that means its study at each fieldwork area. In some areas places for groundwater are absent or restricted (boreholes, wells, springs) as places of surface water (rivers, streams, ponds, lakes). Can we measure water resistivity in pools? Immediately after rain such water has no relation with soil resistivity. The purpose of our study consists in determination the rules of ionic exchange between soil and rain water in time. In the paper [Brunet et al., 2010] the authors demonstrated results of water resistivity measurements at contact with soil in time. We wanted to check results of that experiment.

*Key words:* water resistivity, ion exchange with soil, water in pools.

**Введение.** В работах [Archie, 1942; Дахнов, 1951] установлена прямая пропорциональная связь удельного электрического сопротивления горных пород и воды, заполняющей поры в породе. Формула Арчи

$$\sigma^* = \phi^m \sigma_w,$$

где  $\sigma^*$  — электропроводность породы;  $\sigma_w$  — электропроводность воды;  $\phi$  — пористость породы;  $m$  — коэффициент извилистости пор, и аналогичная формула Дахнова отражают прямую пропорциональность сопротивления породы и поровой влаги.

Из этого факта следует, что желательно знать значение сопротивления воды, т.е. необходимо изучение его на каждом участке полевых работ. Во многих случаях мест для измерения сопротивления подземных (скважины, колодцы, родники) и поверхностных вод (реки, ручьи, пруды и озера) на

участке исследований бывает немного или их нет совсем, можно ли в таком случае дополнительно измерять сопротивление в дождевых лужах? Наш многолетний опыт работ по изучению электросопротивления воды в лужах и сравнение его с другими источниками воды [Электроразведка, 2013] свидетельствует, что это возможно. Вместе с тем измерение электросопротивления дождевой воды во время или сразу после дождя показывает, что эта величина не имеет связи с электросопротивлением подземных вод или пород. Таким образом, задача состоит в исследовании взаимодействия воды из луж с грунтом во времени, чтобы знать, с какого времени такие измерения полезны. Сопротивление воды полезно, с одной стороны, так как знание его величины позволяет лучше представлять возможные значения сопротивления пород и карту распределения сопротивления воды на участке можно

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, профессор, доцент; *e-mail:* shevninvlad@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, студент 3-го курса; *e-mail:* matiwi1998@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, студент 3-го курса; *e-mail:* azya98@yandex.ru

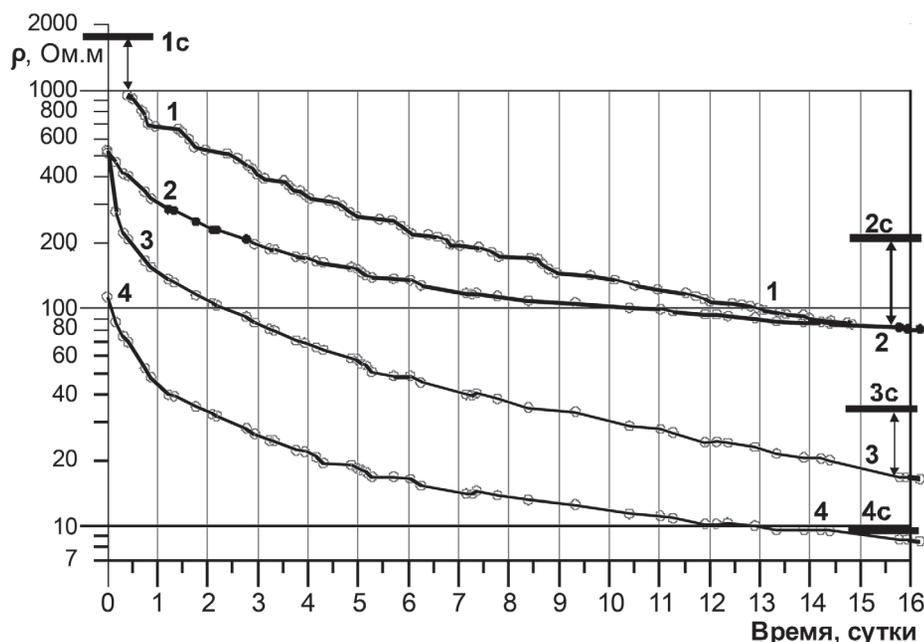


Рис. 1. Графики электросопротивления воды от времени: 1—4 — образцы грунта: песок «Эко», 2 — глина, 3 — строительный песок, 4 — грунт

#### Описание проб грунта.

Для измерений использовали 4 образца грунта: песок для аквариума «Эко», строительный песок марки «Каменный цветок», глину типа бентонит, по-видимому, синтетическую, а не природную, и почвенный грунт, собранный вблизи д. Александровка (Калужская область), глинистый и торфянистый. Примерно 0,5 кг

грунта помещали в пластиковый сосуд, в который добавляли дистиллированную воду (сопротивление около 1000 Ом·м) в объеме, равном или чуть большем объема грунта, и начинали измерения электропроводности сначала каждые 2–3 час, потом интервал времени увеличивался, средний интервал в течение 15 сут составил 8 час.

получить в полевых условиях достаточно быстро, а когда луж много, то детальность карты может быть высокой, что удобно при изучении загрязнений. Недавно появилась работа [Brunet et al., 2010], в которой показаны результаты эксперимента по изменению сопротивления воды, находящейся в контакте с грунтом во времени, и сделано заключение, что через 2 сут после дождя сопротивление дождевой воды оказалось близко к сопротивлению грунтовой воды, рисунок из работы [Brunet et al., 2010] вызвал некоторые вопросы, поэтому мы проделали аналогичные эксперименты.

Рассмотрим графики зависимости электросопротивления воды от времени, показанные на рис. 1. Электросопротивление дистиллированной воды уменьшается после контакта с грунтом за счет ионного обмена. Самое высокое электросопротивление воды отмечено в случае контакта с песком «Эко» (1), который подготовлен для аквариумов и, по-видимому, хорошо промыт. Строительный песок (3) содержит больше солей, его электросопротивление в 4–5 раз меньше, чем у песка «Эко», еще ниже оно у грунта, собранного в почвенном слое (4). Неожиданно высокое электросопротивление обнаружено у глины (2), возможно, это искусственная глина. Короткие горизонтальные отрезки с цифрами (1с-4с) показывают сопротивление грунта, насыщенного водой.

Чтобы определить скорость убывания электросопротивления от времени, ее рассчитывали по формуле  $V=(\rho_1-\rho_2)/(T_2-T_1)$ , где между моментами времени  $T_1$  и  $T_2$  прошло 15–20 ч, что соответствует 5 измерениям

Материалы и методы исследований. **Аппаратура.** Для измерения проводимости воды использовали портативный кондуктометр COM100 фирмы «HM Digital», продающийся в России. Диапазон измерения электропроводности COM100 составляет 0–9990 мкСм/см (диапазон для измерения сопротивления: 1–1000 Ом·м).

Рис. 2. Графики скорости изменения электросопротивления от времени. Условные обозначения см. на рис. 1

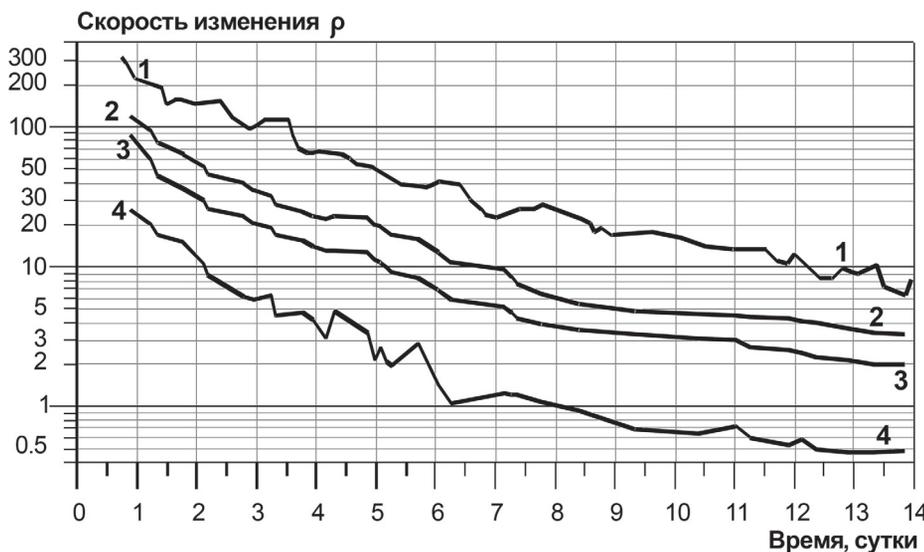


Рис. 2. Графики скорости изменения электросопротивления от времени. Условные обозначения см. на рис. 1

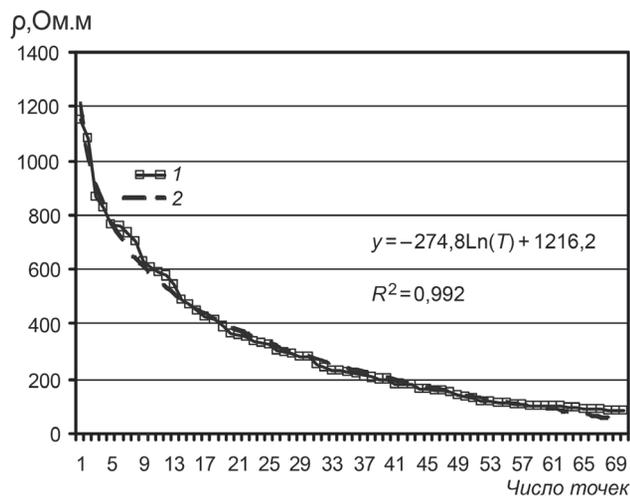


Рис. 3. Аппроксимация линии сопротивления для образца 1 линией тренда: 1 — измерения, 2 — линия тренда

(измерения делали не через одинаковые промежутки времени), а потом сглаживали кривые скорости (среднее геометрическое по 7 точкам) (рис. 2). Такая методика позволяла снизить влияние помех при дифференцировании.

На рис. 2 видно, что самая высокая скорость изменения электросопротивления у песка «Эко» (1), следующая у глины (2), потом у строительного песка (3) и самая низкая у грунта (4). Скорость изменения за 15 дней убывает больше чем на порядок. В первые 5 сут скорость изменяется в 5–10 раз, в последующие 10 сут — в 5 раз.

Судя по рис. 1, через первые 5 сут после выпадения дождя электросопротивление воды в луже уменьшится в 10 раз и более, а еще через 10 сут в 2–3 раза. Вода через 5 сут после начала контакта с грунтом отражает электросопротивление грунта [Электроразведка, 2013], и ее можно использовать в расчетах по формуле Арчи. В нашем эксперименте сопротивление воды и через 15 сут еще не стабилизировалось и продолжало снижаться, но уже заметно медленнее, чем в первые сутки.

Линии изменения сопротивлений грунтов на рис. 1 выглядят достаточно гладкими, и мы попытались аппроксимировать их в MS Excel линией тренда. Пример для грунта 1 показан на рис. 3,

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дахнов В.Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений. Л.: Гостоптехиздат, 1951. 428 с.  
 Электроразведка: Пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей. Т. 2. Малоглубинная электроразведка / Под ред. В.А. Шевнина, А.А. Бобачева. М., 2013. Гл. 16. Резистивиметрия.

там же записано уравнение тренда. Погрешность логарифмической аппроксимации  $R^2=0,992$ .

Дополнительно мы измерили сопротивление четырех образцов грунта, участвовавших в первом эксперименте (рис. 1) и насыщенных водой. Эти значения электросопротивления грунта должны коррелировать с электросопротивлением воды, контактирующей именно с этим грунтом.

Сопротивление грунта показано на рис. 1 горизонтальными отрезками рядом с графиками электросопротивления воды, которые имеют номера грунта (1с–4с). Три значения электросопротивления получены после эксперимента и приведены на рис. 1 справа. Электросопротивление в образце воды в песке «Эко» (1) измеряли раньше, чем в других образцах, поэтому образец после завершения первого цикла опытов с водой высох и был для измерения насыщен свежей дистиллированной водой, результат приведен на рис. 1 слева.

Электросопротивление грунта для образцов 1, 2, 3 выше, чем у насыщающей влаги. Это нормально, их отношение позволяет определить пористость грунта по формуле Арчи. Результат несколько странный для глины, видимо, это вызвано тем, что глина не природная, а синтетическая и ведет себя иначе. Для почвенного грунта из Александровки (4) сопротивление грунта и воды почти совпадает. Причина в том, что грунт 4 — глинистый с включениями торфа и имеет высокую пористость.

**Закключение.** Изучены закономерности изменения электросопротивления воды на контакте с рыхлыми грунтами разного состава. Для грунтов разного состава изменения сопротивления от времени схожи, отличаясь лишь по скорости. Наибольшие изменения происходят в течение первых 5 сут, после чего можно полагать, что сопротивление воды отражает литологический состав грунта.

Можно использовать электросопротивление воды из луж через 5 дней после дождя для характеристики типов пород. Возможность измерения электросопротивления воды из луж позволяет делать массовые измерения, этот прием рекомендуется для широкого использования.

Archie G.E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, // Trans. Am. Inst. Mining Met. Eng. 1942. Vol. 146. P. 54–62.

Brunet P., Clement R., Bouvier C. Monitoring soil water content and deficit using electrical resistivity tomography (ERT) — A case study in the Cevennes area, France // J. Hydrology. 2010. Vol. 380. P. 146–153.

Поступила в редакцию 20.02.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019

УДК [550.837.211 + 550.83.017]

С.В. Зайцев<sup>1</sup>

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ТРЕХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ ДЛЯ БОЛЬШОГО ОБЪЕМА МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Обсуждается несколько примеров применения трехмерной инверсии данных магнитотеллурического зондирования с использованием суперкомпьютера «Ломоносов». Продемонстрирована эффективность выбранного подхода инверсии для нескольких реальных геологических объектов. Каждый объект относится к разному классу задач — от поиска мелких рудных тел до региональной разведки углеводородов. Но все эти объекты объединяет большой объем измерений, для инверсии которых требуется огромное количество времени и ресурсов. Использование 3D-инверсии с высокопроизводительным вычислительным комплексом позволяет получить качественный результат решения широкого круга задач за приемлемое время.

*Ключевые слова:* магнитотеллурическое зондирование, трехмерная инверсия, суперкомпьютер «Ломоносов».

When switching to 3D inversion of MT data, the requirement for computer technology is significantly increased. In this paper we will discuss a few examples of 3D inversion of electromagnetic geophysical field data with the usage of “Lomonosov” supercomputer and show its effectiveness on several geological objects. Each object is associated with a variety of problems: from search for shallow ore to regional hydrocarbon exploration. But all these objects contain a large volume of measurements obtaining qualitative results for which requires a huge amount of time. So that the use of 3D inversion with a high-performance computational complex makes it possible to obtain a qualitative result of solving a wide range of problems.

*Key words:* magnetotelluric, three-dimensional inversion, supercomputer “Lomonosov”, geophysics.

**Введение.** В большинстве случаев двумерная (2D) инверсия магнитотеллурических (MT) данных используется для решения коммерческих задач, тогда как трехмерную (3D) инверсию не так часто применяют в подобных проектах. Это связано с тем, что большинство коммерческих исследований выполняют на нерегулярной сети профилей, проектируемых под геологическую обстановку, и 2D-инверсия позволяет получать результаты на очень подробной модельной сетке даже при использовании персонального компьютера. Но повсеместное использование 2D-инверсии MT-данных часто неоправданно, может привести к ошибкам в результирующей модели из-за трехмерных искажений MT-данных [Ledo, 2005]. Трехмерные искажения могут быть вызваны телами как вблизи рабочей зоны, так и непосредственно в ней. В этом случае каждый профиль или даже пикет требует тщательного анализа для выбора стратегии инверсии, которая позволяет получить результат с наименьшим искажением. Конечно, можно использовать 3D-инверсию для единичного профиля, как показано в работе [Иванов и Пушкарев 2010], для исключения 3D-искажений, но этот подход здесь не рассматривается.

Выходом из этой ситуации может быть использование трехмерной инверсии с небольшим размером ячейки и полным набором данных. Но в коммерческих компаниях среди исследователей наблюдается некоторый скептицизм, связанный с использованием 3D-инверсии на реальных объектах: можно ли получить хорошее разрешение результирующей модели; сопоставимо ли время, потраченное на 3D-инверсию, со временем, в течение которого будет выполняться 2D-инверсия, где границы применимости трехмерной инверсии в терминах решаемых задач?

Чтобы ответить на эти вопросы, необходимо накопить базу для решения обратной задачи на реальных объектах, которая продемонстрировала бы эффективность трехмерной инверсии и ее возможности. При выборе таких объектов следует учитывать несколько правил: во-первых, возможность проверить результаты и сравнить их с данными других методов геофизики или геологией; во-вторых, объекты должны быть нацелены на решение геолого-геофизических задач разного масштаба для понимания возможных ограничений применяемой технологии.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, аспирант; e-mail: zay.ser.vl@gmail.com

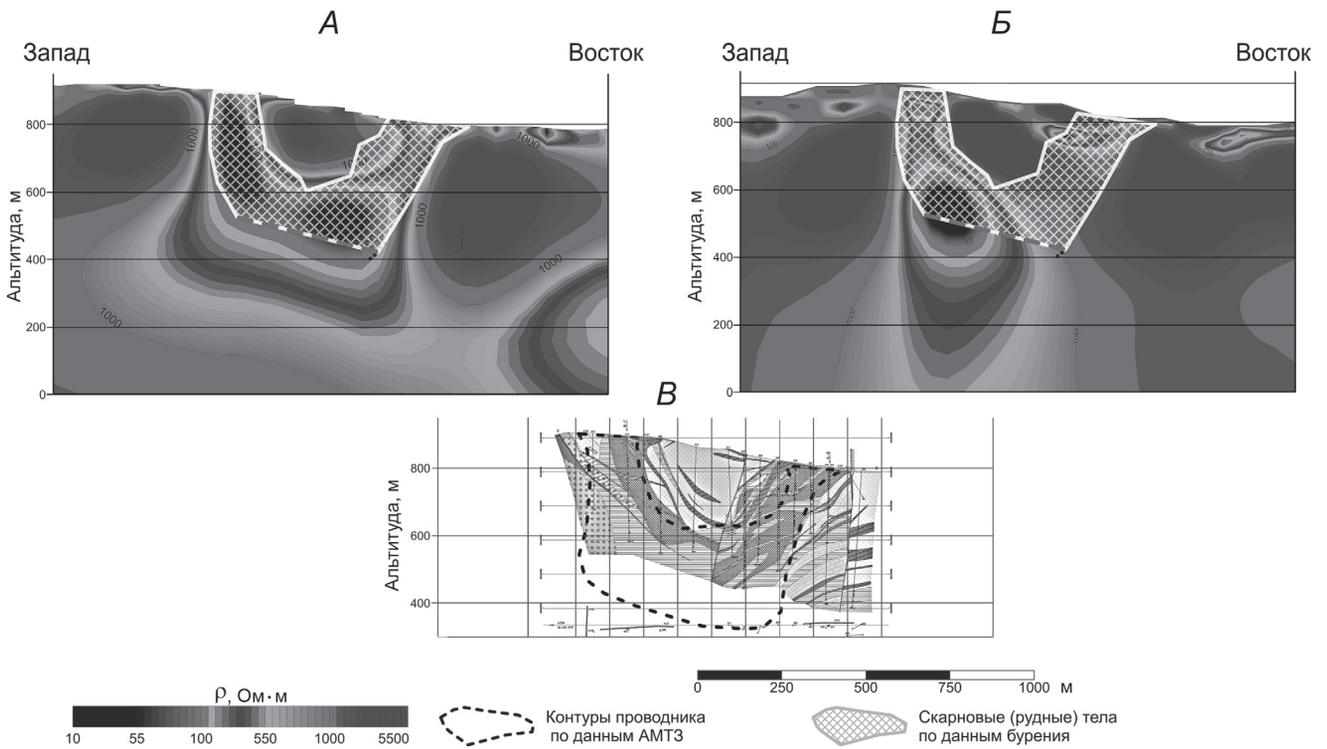


Рис. 1. Сравнение результатов инверсии данных АМТЗ по одному профилю: А — результат 3D-инверсии; Б — результат 2D-инверсии; В — геологическая модель по данным бурения

Рассмотрим применение 3D-инверсии МТ-данных для двух типов объектов, которые удовлетворяют этим условиям: рудное месторождение (Быстринский район, Забайкальский край) и нефтегазовая провинция в Боливии. На этих объектах будет показана эффективность и возможность применения трехмерной инверсии МТ-данных.

**Методика исследований.** Рассмотрим решение обратной регуляризированной задачи электромагнитных (ЭМ) методов, сводящейся к минимизации функционала невязки

$$\Phi(m, d) = (d - f(m))^T C_d^{-1} (d - f(m)) + \nu(m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0), \quad (1)$$

для восстановления распределения параметров модели  $m$ , которое удовлетворит полевым данным  $d$ . В (1)  $C_d^{-1}$  отвечает ошибкам данных ( $C_d$  — их весам);  $f(m)$  определяет решение прямой задачи;  $m_0$  — априорная модель, первоначальное приближение или медианная модель;  $\nu$  — стабилизатор решения обратной задачи;  $C_m$  определяет сглаживание модели. Решение прямой задачи ЭМ методов выполняется с помощью метода конечных разностей, т.е. исследуемая область разбивается на кубы конечного размера.

Для контроля качества результатов инверсии используется  $nRMS$  — стандартное квадратичное отклонение, нормированное на ошибки данных.

Для решения поставленной задачи использован программный код ModEM [Kelbert et al., 2014]. Основное преимущество кода ModEM — возможность использовать параллельные подходы к

вычислению прямых и обратных задач с применением технологии интерфейса передачи сообщений (*Message Passing Interface, MPI*), что значительно сокращает время, затрачиваемое на поиск решений обратной задачи, поскольку она для каждого периода рассчитывается независимо. Другой важный инструмент исследования — суперкомпьютерный комплекс «Ломоносов». Его максимальная производительность составляет 2962,3 терафлопс (TFLOPS), самый мощный на сегодняшний день в России [www.top500.org]. Более важный параметр для вычисления на суперкомпьютере — число используемых CPU, так как для оптимального распараллеливания процесса инверсии необходимо  $2 \cdot N + 1$  вычислительных узлов, где  $N$  — число периодов. Так как на всех исследуемых объектах число периодов составляло не более 30, то все вычисления выполнялись на 64-х CPU.

Был использован стандартный подход к определению ошибок данных: процент от  $\sqrt{(Z_{xy} \cdot Z_{yx})}$ , где  $Z_{xy}$  и  $Z_{yx}$  — главные компоненты тензора импеданса. Следуя данным статьи [Miensoopust, 2017], сглаживание определялось в ModEM как матрица ковариации, выбранная в направлениях  $X=Y=0,3$  и  $Z=0,4$ . В качестве стартовых моделей использовано однородное полупространство с сопротивлением, зависящим от априорной информации.

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Быстринское скарновое месторождение Cu-Fe.** Первый пример — применение 3D-инверсии для разведки полезных ископаемых на Быстринском рудном месторождении. Эта область выбрана из-за

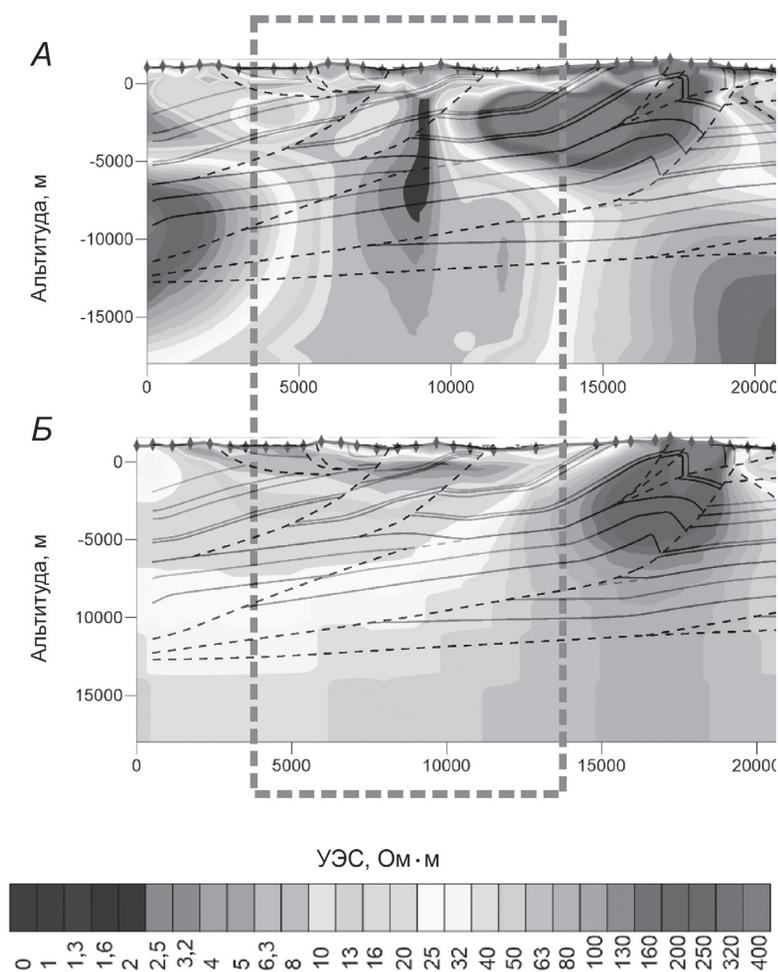


Рис. 2. Сравнение результатов 2D бимодальной инверсии (А) и 3D инверсии (Б) с границами, выделенными по сейсморазведке. Зона наибольших трехмерных искажений выделена серой штриховой линией

того, что для нее известна геологическая модель по данным бурения, которая позволяет оценить качество полученных результатов.

Инверсия выполнена для 546 станций АМТЗ (период вариаций  $T < 1$  с) только для основных компонент тензора импеданса. Уровень ошибок компонент  $Z_{xy}$  и  $Z_{yx}$  выбран равным 5%. Горизонтальный размер сетки разбиения модели составлял  $50 \times 50$  м, что позволяет получить хорошее разрешение по горизонтали (2–3 ячейки между пикетами). Поскольку задача состояла в обнаружении тел на глубине несколько сотен метров, вертикальный размер первой ячейки составлял 10 м. Затем его увеличили с геометрическим коэффициентом от 1,1 до глубины 1,5 км, далее до 40 км с коэффициентом 2. Общий размер сетки составляет  $60 \times 85 \times 40$  ячеек. Потребовалось 46 ч для вычисления 51-й итерации с ошибкой (nRMS) 1,87.

Сравнение моделей удельного электрического сопротивления (рис. 1), полученных по результатам инверсии и бурения, показывает, что границы рудных тел можно определить с высоким разрешением вплоть до глубины 800–1000 м, но по результатам 2D-инверсии невозможно успешно определить нижнюю границу рудного тела из-за 3D-искажений. Успешное применение методов МТ потенциально может уменьшить объем дорогостоящих буровых работ.

**Региональные работы по поиску углеводорода, Боливия.** Более сложный пример 3D-инверсии — региональные исследования, направленные на поиски нефтегазовых ловушек в горах Боливии, а также уточнение глубинного геологического строения региона. На рис. 2 показано сравнение результатов 3D- и 2D-инверсии в области с сильными трехмерными искажениями на больших периодах, вызванными ошибкой выбора размерности интерпретационной модели. На глубине более 4 км видно, что 2D-инверсия «затягивает» проводник на глубину, тогда как 3D-инверсия явно восстанавливает положение проводящей синклинали, что согласуется с результатами интерпретации сейсморазведки. Чтобы получить качественный результат (nRMS  $< 1,8$ ) 3D-инверсии на 360 станциях для 21 периода, потребовалось 49 ч вычислений. В то же время 2D-инверсия выполнялась в несколько этапов по каждому профилю для устранения 3D-искажений и занимала больше времени. На рис. 3 представлена трехмерная модель УЭС, построенная для исследуемого района работ по результатам 3D-инверсии.

**Заключение.** Таким образом, с использованием современных алгоритмов 3D-инверсии и высокопроизводительной вычислительной системы за короткое время (сопоставимое с

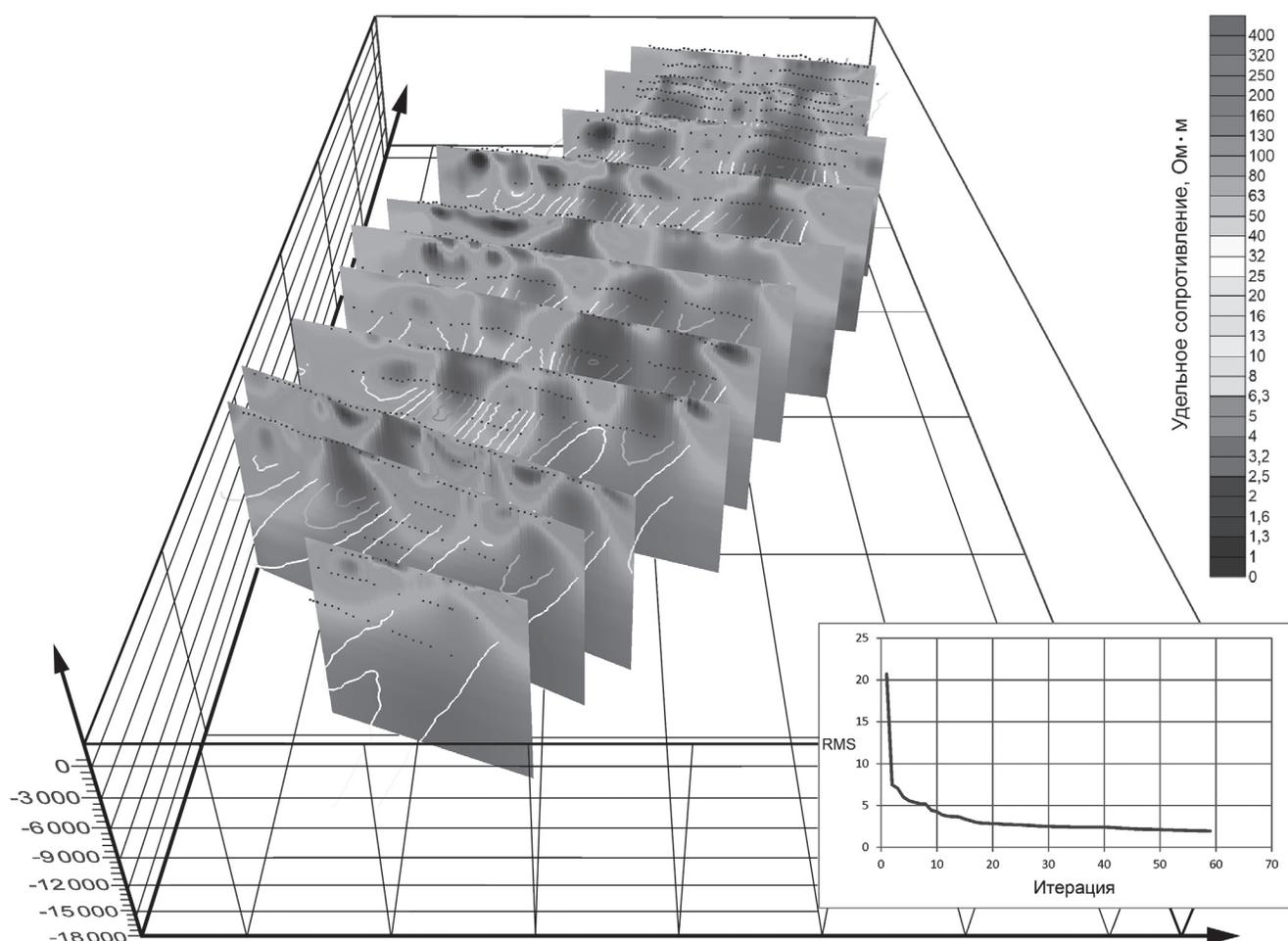


Рис. 3. Результат трехмерной инверсии данных МТЗ в Боливии, направленной на поиск УВ; в правом нижнем углу — график зависимости RMS от номера итерации

многоэтапной 2D-инверсией) можно достичь приемлемых результатов для огромного числа станций магнитотеллурического зондирования. Эффективность использования 3D-инверсии и хорошая корреляция полученных результатов с известной геологической моделью продемонстрированы на природных производственных объектах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Иванов П.В., Пушкарев П.Ю. Возможности интерпретации магнитотеллурических данных, полученных на одиночном профиле, при изучении трехмерно-неоднородной среды // Физика Земли. 2010. № 9. С. 3–10.

Куликов В.А., Яковлев А.Г. Практическое применение магнитотеллурических методов в рудной геофизике // Разведка и охрана недр. 2011. № 3. С. 26–33.

**Благодарности.** Выражаю благодарность сотрудникам компании ООО «Северо-Запад» за предоставленные данные.

**Финансирование.** Исследование выполнено с использованием оборудования совместных исследовательских объектов вычислительной техники и ресурсов в МГУ имени М.В. Ломоносова при поддержке проекта RFMEFI62117X0011.

Kelbert A., Meqbel N., Egbert G.D. et al. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences. 2014. N 66. P. 40–53.

Ledo J. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation // Surv. Geophys. 2006. N 27. P. 111–148.

Miensonpust M.P. Application of 3-D electromagnetic inversion in practice: challenges // Pitfalls and Solution Approaches. Surv Geophys. 2017. N 38. P. 869–933.

Поступила в редакцию 26.02.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019

**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. Рекомендуется 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), рисунок 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>

<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. КОШУГ** — 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:* vtmu\_red@mail.ru

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.*

*Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.*

Подписано в печать 31.10.2019. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 11,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 10 972. 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”)**

---