

# Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 5 • 2020 • СЕНТЯБРЬ–ОКТАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Жуков Н.Н., Никишин А.М., Петров Е.И., Фрейман С.И. Рифтовые системы Восточно-Сибирской континентальной окраины .....                                                                                        | 3   |
| Бордунов С.И., Дмитриева Т.В., Фрегатова Н.А. Вопросы стратиграфии кайнозоя Западной Камчатки и этапы развития палеосообществ фораминифер .                                                                  | 17  |
| Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В. Деформации глубинных слоев земной коры Восточно-Европейской платформы .....                                                                                        | 25  |
| Ростовцева Ю.В., Коиава К.П., Рыбкина А.И. Циклостратиграфические исследования отложений конкского региона Восточной Грузии (Куринский прогиб) .....                                                         | 35  |
| Малютин Ю.А. Особенности моделирования зон минерализации по геологоразведочным данным .....                                                                                                                  | 45  |
| Ян Хоуцян, Соболева Е.В. Юрские нефтегазоматеринские породы углеводородных залежей в восточной части впадины Фукан (Джунгарский нефтегазоносный бассейн) .....                                               | 55  |
| Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) .....                        | 64  |
| Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Коротаева Н.Н., Кочетова К.Н. Фюлёппит $Pb_3Sb_8S_{15}$ вулканогенно-плутоногенного месторождения золота Дарасун (Восточное Забайкалье) .....               | 71  |
| Харитоновна Н.А., Лямина Л.А., Челноков Г.А., Брагин И.В., Карабцов А.А., Тарасенко И.А., Накамура Х., Ивамори Х. Химический и изотопный состав азотных термальных вод месторождения Кульдур (ЕАО, Россия) . | 77  |
| Аверкина Т.И. Песчаные грунты дочетвертичных континентальных формаций на территории России .....                                                                                                             | 92  |
| Груздев А.И., Бобачев А.А., Шевнин В.А. Определение области применения бесконтактной технологии метода сопротивлений .....                                                                                   | 100 |
| <i>Рецензия</i>                                                                                                                                                                                              |     |
| Еремин Н.Н., Аксенов С.М. Рецензия на учебное пособие по кристаллографии                                                                                                                                     | 107 |
| <i>Некролог</i>                                                                                                                                                                                              |     |
| Марфунин Арнольд Сергеевич .....                                                                                                                                                                             | 110 |

## CONTENTS

|                                                                                                                                                                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Zhukov N.N., Nikishin A.M., Petrov E.I., Freiman S.I. Rift systems of the East Siberian continental margin .....                                                                                                            | 3   |
| Bordunov S.I., Dmitrieva T.V., Fregatova N.A. Issues of the Cenozoic Stratigraphy of Western Kamchatka and the stages of evolution of the foraminifera paleocommunities .....                                               | 17  |
| Makeev V.M., Makarova N.V., Sukhanova T.V. Deformations of the deep layers earth's crust of the East-European platform .....                                                                                                | 25  |
| Rostovtseva Yu.V., Koiava K.P., Rybkina A.I. Astronomical tuning of the Eastern Georgia Konkian (Kura basin) .....                                                                                                          | 35  |
| Malyutin Y.A. Features of modeling of mineralization zones based on geological exploration data .....                                                                                                                       | 45  |
| Yang Houqiang, Soboleva E.V. Jurassic source rocks of hydrocarbon fluids in the Eastern part of the Fukan depression (Junggar oil and gas basin) .....                                                                      | 55  |
| Snachev A.V., Latypov F.F., Snachev V.I., Rassomakhin M.A., Koshchug D.G., Vyatkin S.V. Siratur gold deposit in the black shales of the ophiolite association (the Southern Urals) .....                                    | 64  |
| Spiridonov E.M., Krivitskaya N.N., Bryzgalov I.A., Korotaeva N.N., Kochetova K.N. Fülöppite $Pb_3Sb_8S_{15}$ of volcanogenic plutogenic Darasun gold deposit, Eastern Transbaikal .....                                     | 71  |
| Kharitonova N.A., Lyamina L.A., Chelnokov G.A., Bragin I.V., Karabtsov A.A., Tarasenko I.A., Nakamura H., Iwamori H. Chemical and isotopic composition of nitrogen thermal waters of the Kuldur Deposit (JAR, Russia) ..... | 77  |
| Averkina T.I. Sandy soils of pre-Quaternary continental formations Russian territory ...                                                                                                                                    | 92  |
| Gruzdev A.I., Bobachev A.A., Shevnin V.A. The determination of usability area for capacitive resistivity measurements .....                                                                                                 | 100 |
| <i>Review</i>                                                                                                                                                                                                               |     |
| Eremin N.N., Aksenov S.M. Review of the textbook of the crystallography .....                                                                                                                                               | 107 |
| <i>Obituary</i>                                                                                                                                                                                                             |     |
| Marfunin Arnold Sergeevich .....                                                                                                                                                                                            | 110 |



УДК 551.7 (268.6)

**Н.Н. Жуков<sup>1</sup>, А.М. Никишин<sup>2</sup>, Е.И. Петров<sup>3</sup>, С.И. Фрейман<sup>4</sup>****РИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 125993, Москва, ГСП-3, ул. Б. Грузинская, 4/6**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**The Federal Subsoil Resources Management Agency, 125993, Moscow, GSP-3, B. Gruzinskaya str., 4/6*

Проанализированы структуры и геологическая история шельфа Восточно-Сибирской континентальной окраины на основе интерпретации сейсмических данных в комплексе с геологической информацией. Приведено описание основных структурных элементов Восточно-Сибирского моря, сформированных в результате процессов рифтогенеза баррем-аптского возраста: Новосибирский рифт, Манский, Северо-Мельвилльский и Дремхедский рифты в северной части Восточно-Сибирского бассейна, а также Меллвилльский прогиб — в южной. Рифты рассматриваются в совокупности с вулканическими зонами и основными относительными поднятиями — Де-Лонга, Врангеля, Котельническим и Барановским поднятиями. Сделано предположение, что рифтинг повлиял на кору котловины Подводников, утончив ее, вследствие чего сформировался крупный внутриконтинентальный осадочный бассейн.

**Ключевые слова:** Восточная Арктика, Восточно-Сибирский бассейн, рифтовые системы, рифтинг, шельф, сейсмостратиграфия.

This paper presents an analysis of the structure and geological history of the shelf of the East Siberian continental margin, based on the interpretation of seismic data in conjunction with geological information. The article describes the main structural elements of the East Siberian Sea which formed as a result of rifting processes (barremian–aptian) — the Novosibirsky, the Mansky, North Melvillsky and Dremheadsky rifts in the northern part of the East Siberian basin, and the Mellvillsky rift in the southern part. Rifts are considered together with volcanic zones and the main relative elevations — De-Long, Wrangel, Kotelnichesky and Baranovsky elevations. It is assumed that the process of rifting thinned out the crust of the Podvodnikov basin. The sedimentary basin was formed by rifting.

**Key words:** Eastern Arctic, East Siberian basin, rift systems, rifting, shelf, seismostratigraphy.

**Введение.** Первые отрывочные сведения о геологии Восточно-Арктического региона были заложены в работах полярных исследователей, таких, как Э.В. Толль и К.А. Воллосович. Э.В. Толль предположил, что Новосибирские о-ва представляют собой «продолжение горной материковой части Сибири на восток от реки Лены или отторженную часть Верхоянской дуги, вся тектоника которой обуславливается двумя системами тектонических линий, разбивающих часть Сибири на ряд горстов и грабенов» [Толль, 1884]. А.К. Воллосович рассматривал о. Беннетта (находится северо-восточнее Новосибирских о-вов), в качестве продолжения Средне-Сибирского плоскогорья [Воллосович, 1905].

Системное изучение региона началось в 1927 г. со строительства на о. Б. Ляховский (мыс Шала-

рова) научно-исследовательской станции Академии наук СССР. В те годы сотрудник станции М.М. Ермолаев собирал материалы о геологии о-вов Б. Ляховский [Ермолаев, 1933], Жаннеты и Генриетты [Ермолаев, Спизарский, 1947].

Значительный вклад, который внес М.М. Ермолаев, а также информация Э.В. Толля и геологические наблюдения К.А. Воллосовича продолжительное время, вплоть до начала 1960-х гг., оставались единственным источником сведений о тектонике Восточной Арктики. С этого времени продолжается сбор и анализ фактических материалов, необходимых для реконструкции и понимания геологического строения и истории развития региона.

Интенсивное геолого-геофизическое изучение акватории Восточной Арктики началось на

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail:* n.zhukov@ginras.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail:* amnikishin@gmail.com

<sup>3</sup> Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), советник руководителя, *e-mail:* epetrov@rosnedra.gov.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail:* freimansgy@gmail.com



Рис. 1. Положение сейсмических профилей, пересекающих континентальную окраину, на топографической схеме Восточно-Арктического региона и основные морфологические элементы, Универсальная полярная стереографическая проекция

рубеже 1960–1970-х гг. в результате выполнения геофизических съемок, что позволило не только провести районирование шельфа, но и увязать геологические данные. На прилегающих территориях суши неоднократно проводилось площадное и маршрутное геологическое картирование разного масштаба, были выполнены гравиметрические и аэромагнитные работы.

Несмотря на многолетний опыт исследований бассейнов Восточно-Сибирского моря, многие вопросы геологии остаются неизученными. Сложные ледовые и суровые климатические условия затрудняют полевые работы в этом секторе Арктики, поэтому это наименее изученная часть акватории Восточной Арктики России.

Нарастающий интерес специалистов в различных областях наук о Земле к Восточно-Арктическому шельфу вызван одной из важнейших проблем настоящего времени — созданием тектонической модели для оценки углеводородного потенциала его акватории.

В связи с этим за последнее десятилетие изученность Восточно-Сибирского моря сейсмическим профилированием МОГТ возросла,

появились новые сейсмические данные, интерпретация которых дает ключ к пониманию структуры Восточно-Сибирской континентальной окраины.

Важное значение для уточнения геологического строения имеют новые современные высококачественные сейсмические данные, полученные в ходе полевых работ организациями МАГЭ, Севморгео, СМНГ и ассоциацией «Геослужба ГИН РАН–Арктика», выполненных по госконтрактам в пределах территории работ. Отсутствие скважин в пределах исследуемой области и надежных геологических реперов заставляет искать опорные разрезы на смежных площадях (рис. 1).

**Материалы и методы исследования.** Работа основана на интерпретации сети сейсмических профилей, выделении сейсмокомплексов, прослеживании тектонических нарушений и детализации новой тектонической карты Арктического региона.

При исследовании рифтовых систем Восточно-Сибирского бассейна авторы использовали следующие фактические материалы:

— данные Первой международной арктической экспедиции (Integrated Ocean Drilling Program 302, проект ACEX) по бурению группы скважин на

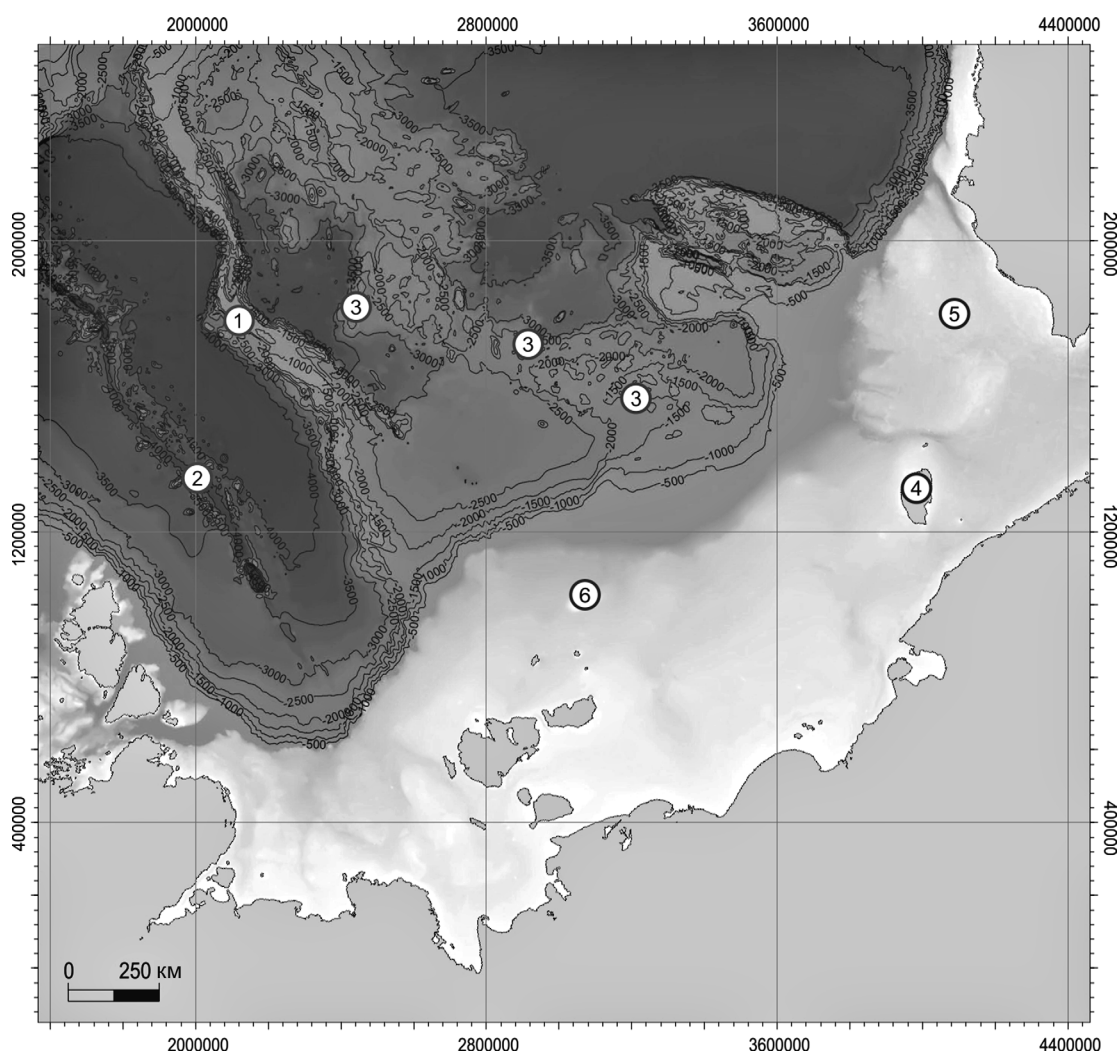


Рис. 2. Топографическая схема Восточно-Арктического региона. Кругами показаны фактические данные и сведения, на которых основана структурная интерпретация. Универсальная полярная стереографическая проекция.

хр. Ломоносова. В ходе экспедиции выявлена картина образования осадочных пород в центральной части Северного Ледовитого океана. Скважины пробурены до верхнемеловых отложений (~56 млн лет) [Moran et al., 2006; Backman et al., 2008];

- материалы международной группы ученых по созданию региональных сеточных моделей (гридов), карт магнитных и гравитационных аномалий Арктического региона. Непосредственный интерес здесь представляют данные о возрасте океанической коры под линейными магнитными аномалиями Евразийского бассейна [Gaina et al., 2011]. Интерпретация этих данных использована нами при сопоставлении с сейсмическими горизонтами 20, 45 и 56 Ма в бассейне Подводников и на шельфе Восточно-Сибирского моря (рис. 2, кружок № 1);

- изучение образцов, собранных на трех эскарпах поднятия Менделеева. На основании идентификации этих образцов, полученных при батиметрической съемке, данных видеонаблюдений и опробования дна с помощью технических средств с научно-исследовательской подводной лодки, выделены толщи палеозойских карбонатов

и кварцито-песчаников, интродуцированные раннемеловыми дайками и силлами, которые могут присутствовать только в коре континентального происхождения [Сколотнев, 2017];

- результаты изучения сейсмических профилей в Северо-Чукотском прогибе (проект компании «ТиДжиЭс/Интегратор» и Международной российско-шведско-американской геологической экспедиции-2006 на о-ве Врангеля и Северной Чукотке). В результате научно-исследовательских работ интерпретированы четыре основных угловых несогласия, предположительно доаптского, внутриальбского, позднемелового—раннекайнозойского и позднеолигоценового возраста. Сопоставление сейсмических профилей Восточно-Арктического региона с литолого-стратиграфическими единицами американского сектора Чукотского моря служит важнейшей информацией для понимания тектоники и выявления углеводородного потенциала Восточной Арктики [Вержицкий, 2010];

- скважины глубокого бурения в американском секторе Чукотского моря. Мезозойские отложения в пределах рифта Ханна вскрыты глубоким поисково-разведочным бурением в скважинах

Crackerjack, Popcorn и Burger. Хотя интерпретация сейсмических данных через поднятие Врангеля–Геральда носит дискуссионный характер, тем не менее, согласно нашей геологической модели, на сейсмических профилях в американском секторе отчетливо видно предаптское угловое несогласие (Brookian Unconformity), а также несогласие между отложениями мела и палеогена (Mid Brookian Unconformity), границы которых мы прослеживаем на российских сейсмических профилях [Kumar et al., 2011; Hegewald, Jokat, 2013; Nikishin et al., 2014; Ilhan, Coakley et al., 2018];

– сведения о возрасте базальтов магматического плато Де-Лонга, хр. Альфа–Менделеева и магматической провинции Врангеля–Геральда, которые входят в состав крупной, выполненной изверженными породами провинции Высокой Арктики (NALIP). Образование рифтовых систем морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского происходило синхронно с формированием глубоководных бассейнов Восточной Арктики и ознаменовалось началом процесса рифтинга, возраст которого датируется границей апта и альба и соответствует возрасту излияния базальтов на плато Де-Лонга. Одновременно с этим началось образование котловины Подводников и бассейна Толля. Рифтогенез апт-альбского времени произошел сразу после плюмового магматизма на плато Де-Лонга, Земле Франца Иосифа и в других местах. Бассейн Макарова, вероятно, сформировался позже, чем бассейн Подводников, между 78 и 56 млн лет назад [Drachev, Saunders, 2006; Grantz et al., 2011; Morozov et al., 2013; Nikishin et al., 2017].

Кроме того, в исследовании учитывались данные о строении и составе осадочных толщ разного возраста, изученных на арх. Де-Лонга, Новосибирских о-вов, Врангеля–Геральда [Вержбицкий, 2015; Kos'ko, Sobolev et al., 2013].

При интерпретации сейсморазведочных данных использованы принципы сейсмостратиграфии и сиквенс-стратиграфии.

При интерпретации тектонических нарушений к плоскостям сейсмических данных 2D был применен атрибутивный анализ с помощью программного обеспечения Petrel (марка Schlumberger). Библиотека насчитывает более 50 сейсмических атрибутов. Приводим алгоритм, который повышает эффективность выделения тектонических нарушений. В библиотеке атрибутов выбирается Trace AGC — усиление амплитуд, после реализации алгоритма усиления амплитуд применяется атрибут Frequency Filter, который усиливает разрешение сейсмической съемки. Следующее действие — применение атрибута Structural Smoothing (структурное сглаживание), после чего используется алгоритм Variance (дисперсия). По сути, это пример совместного использования амплитуд и когерентности для прослеживания тектонических нарушений по 2D данным.

Увязанная между собой в интерпретационную базу сеть региональных профилей, а также данные, на которых основана новая тектоническая модель Арктического региона, сформированы в единый цифровой сейсмогеологический проект. Синтез геологической информации в проекте позволяет более детально и конкретно описывать строение исследуемой территории. В проекте реализованы новые технологии трассирования тектонических нарушений, основанные на комплексном атрибутивном анализе в ПО Petrel.

#### Результаты исследований и их обсуждение.

Рассмотрим сейсмостратиграфическую характеристику осадочного чехла сектора Восточно-Сибирского бассейна по материалам сейсмических съемок, выполненных по госконтрактам в 2011, 2012 и 2014 г., а также коммерческим съемкам ION в 2011, 2012 и 2015 г. Вся интерпретация проводилась на временных разрезах без глубинных преобразований. Практически на всем протяжении профилей прослеживаются четко коррелируемые отражения, связанные с образованиями осадочного чехла бассейна (рис. 3).

**Горизонт 125 Ma** — кровля акустического фундамента — уверенно прослеживается на значительных по протяженности разрезах и выделяется в качестве регионального несогласия. Отражающий горизонт ярко выражен на ряде профилей, пересекающих поднятия Де-Лонга и Врангеля–Геральда, где в основаниях грабенов и горстов, фиксируется в виде высокоамплитудных пачек, предположительно отвечает излияниям базальтов, слагающих вулканическое плато Де-Лонга и Врангеля–Геральда, датируется в 125 млн лет, или раннемеловым возрастом [Nikishin et al., 2017].

Волновое поле, лежащее выше фундамента, расчленено на **8 сейсмокомплексов**, границами между которыми служат сейсмические региональные несогласия, или уверенно коррелируемые сейсмические отражающие горизонты с условным возрастом **125–100, 100–80, 80–66, 66–56, 56–45, 45–34, 34–20, 20–0** млн лет. Таким образом, эти сейсмостратиграфические комплексы можно интерпретировать как осадочные тела, отвечающие той или иной тектонической фазе развития региона [Никишин, 2019].

В основаниях грабенов и горстов интерпретируются комплексы синрифтовых осадочных отложений, имеющие характерную треугольную геометрию, выше которых прослеживается граница **100 Ma** [Nikishin et al., 2017]. Граница представляет собой среднеамплитудное отражение, выдержанное на всей площади Восточно-Сибирского бассейна, соответствует границе рифт–пострифт и датируется как несогласие сеноманского возраста (Cenomanian unconformity (CU)) на шельфе Аляски [Ilhan, Coakley, 2018].

**80 Ma** — стадия завершения субдукционных процессов в Охотско-Чукотском вулканическом

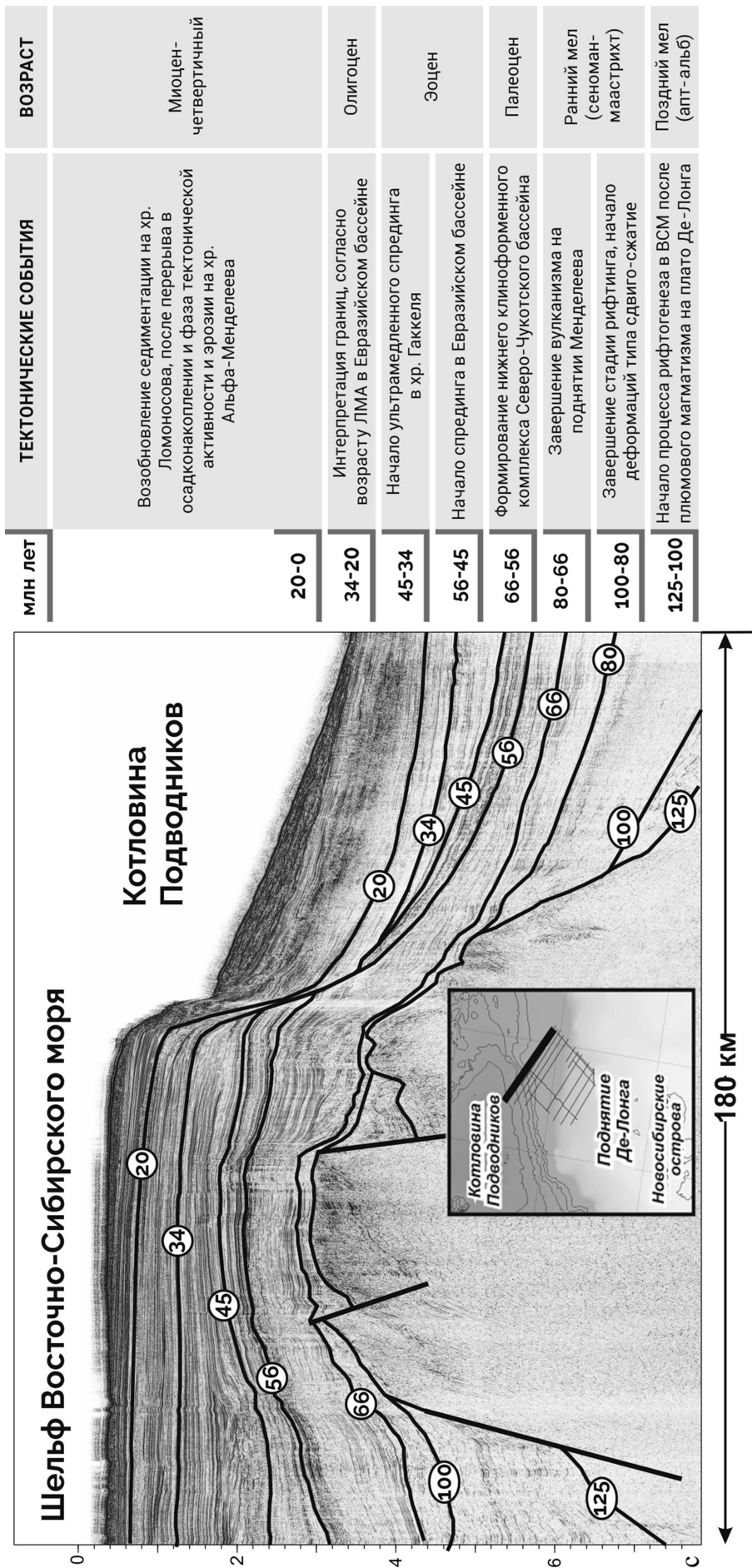


Рис. 3. Сейсмостратиграфия и возраст осадочного чехла Восточно-Сибирского бассейна



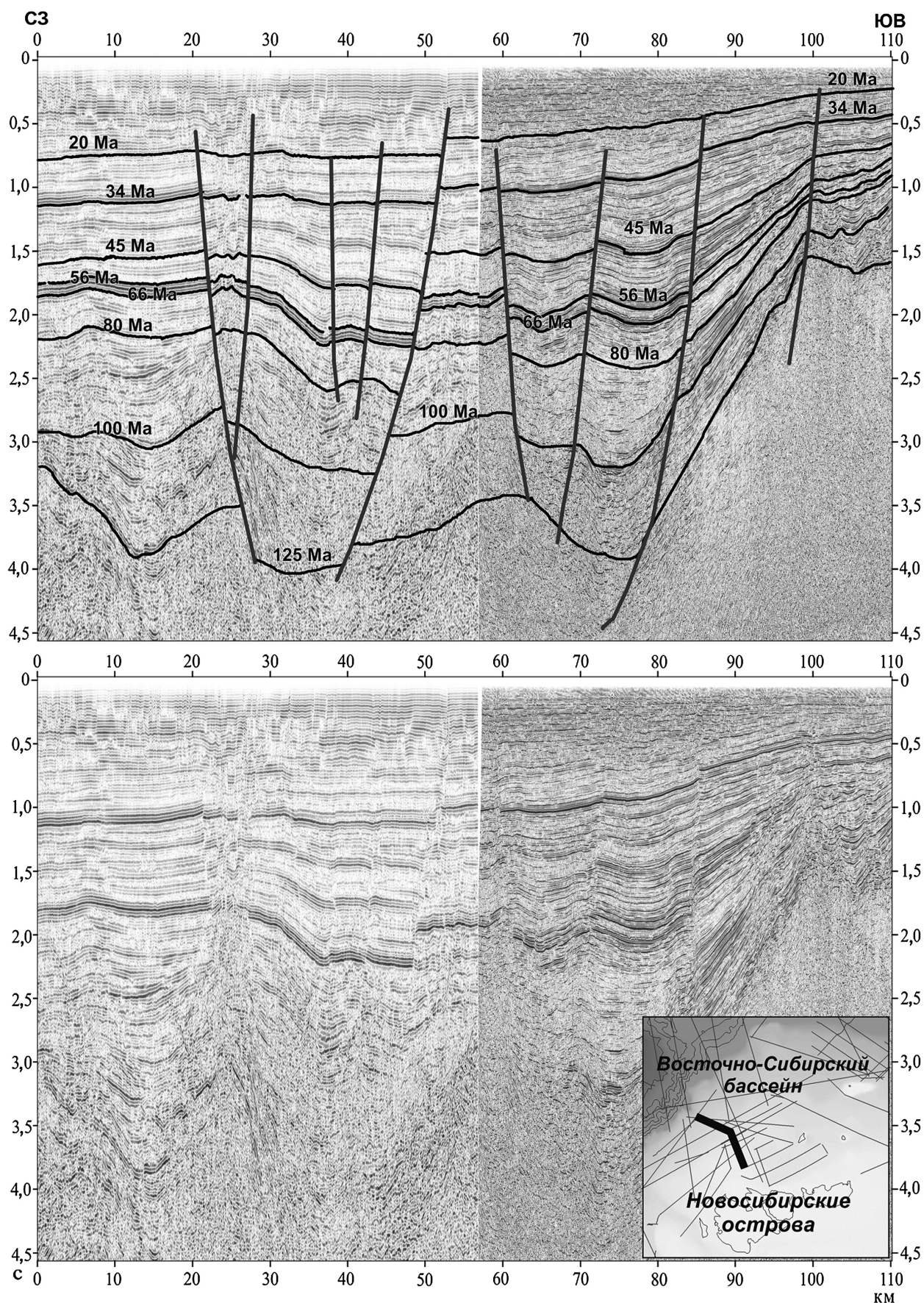


Рис. 4. Композитный сейсмический профиль BGR-97 через Новосибирский рифт. Показаны положение профиля (карта); условный геологический возраст (цифры на горизонтах, млн лет), масштаб горизонтальный — цифры на оси абсцисс, км; вертикальный — цифры на оси ординат, двойное время пробега волны, с

поясе [Акинин, 2011]. После субдукционных процессов начался этап формирования Коряско-Западнокамчатского аккреционного орогена, образование которого завершилось 50–45 млн лет назад (л. н.). Завершение стадии субдукционных процессов вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, возможно, соответствует моменту значительной перестройки кинематики плит и окончанию формирования хр. Альфа-Менделеева.

На всей площади Восточно-Сибирского моря прослеживается высокоамплитудное отражение, которое представляет собой региональное угловое несогласие между мелом и палеогеном и отвечает возрасту в 66 млн лет (**66 Ma**). Отражающий горизонт входит в интервал времени от 80 до 56 млн л. н., во время которого происходили крупномасштабные сдвиговые деформации, что предположительно привело к формированию бассейна Макарова. Горизонт 66 Ma — подошва нижнего клиноформного комплекса Северо-Чукотского бассейна [Nikishin et al., 2017].

**Горизонт 56 Ma** определяется нами как отражающий горизонт, соответствующий началу спрединга в Евразийском бассейне. Граница трассируется от американских скважин на Аляске (breakup unconformity) [Gaina et al., 2015; Ilhan, Coakley, 2018].

По данным Первой международной арктической экспедиции (Integrated Ocean Drilling Program 302, проект ACEX) пробурена группа скважин, самая глубокая из которых вскрыла верхнемеловые отложения. Границы отражающих горизонтов по данным исследования скважин ACEX были прокоррелированы на Восточно-Сибирский бассейн.

По данным ACEX граница **45 Ma** — переходная между глинистыми (вышележащими) и кремнистыми (нижележащими) отложениями, что свидетельствует о смене климатических условий в то время. Отражающий горизонт имеет среднеэоценовый возраст и соответствует подошве верхнего клиноформного комплекса Северо-Чукотского бассейна.

В скважине ACEX выделяется перерыв в осадконакоплении между **18,2 и 44 млн лет**, который представляет собой эрозионную границу. В работе А.М. Никишина [2019] показано, что на сейсмическом профиле интервал между горизонтами 20 и 45 Ma срезается ближе к хр. Ломоносова и определяет вероятный возраст этого интервала между горизонтами 20 и 45 Ma.

Горизонты с возрастом **34 и 20 Ma** выделяются на основании корреляции сейсмических профилей, пересекающих линейных магнитных аномалий в Евразийском бассейне [Gaina et al., 2015; Nikishin et al., 2017]. Ниже горизонта 34 Ma осадки в некоторых местах полого деформированы. Горизонт 34 Ma — поверхность несогласия с возрастом на границе эоцена—олигоцена.

Верхний горизонт, обозначенный 20 Ma, выделяется на всей территории Восточно-Сибирского бассейна и образует непрерывный покровный сейсмогеологический этаж. Предположительно горизонт имеет позднемиоценовый возраст, не осложнен разрывными нарушениями. Мощность комплекса достигает 2000 мс. Сверху сейсмокомплекс ограничен дном моря.

**Рифтовые системы. Новосибирский прогиб** расположен между поднятиями Новосибирских о-вов и арх. Де-Лонга, имеет протяженность около 300 км и ширину до 100 км. Простирается в юго-восточном направлении от Восточно-Ансинского прогиба к о-вам Фадеевский и Новая Сибирь (рис. 1).

В 1990 г. северная часть Новосибирского рифта была впервые исследована профилем МАГЭ-90800, а впоследствии грабен интенсивно изучали в ходе совместных российско-германских геофизических экспедиций BGR в 1993, 1994 и 1997 г. [Hinz et al., 1997].

Низкокачественные сейсмические съемки BGR позволили выявить только очертания Новосибирского прогиба и некоторые локальные тектонические нарушения (рис. 4), однако в 2011 г. грабен был исследован региональной высококачественной сейсмической съемкой ION-GTX, с помощью которой уточнена сложная структура рифта, разбитая ансамблем тектонических нарушений и разрывов (рис. 5). На волновой картине видно наличие многочисленных сбросов на фоне прогибания бассейна, такие структуры формируются в результате деформаций сдвига-растяжения, а тип строения относится к классическим отрицательным цветковым структурам (рис. 6).

Структуру рифта осложняет узкий асимметричный горст, который делит рифт на два параллельных грабена — западный и восточный. Западный грабен представляет собой единичный асимметричный рифт, главный сброс которого локализован в восточном борту. Мощность отложений в осевой части достигает 3500 мс. Восточный рифт имеет ширину 50–60 км и представляет собой собственно Новосибирский прогиб, где мощность отложений в центральной части достигает 4500 мс.

**Поднятие Де-Лонга** представляет собой крупную положительную в плане структуру. Границы поднятия и внутренняя структура отчетливо проявлены как в гравитационном, так и в магнитном поле. Аномалия магнитного поля, выраженная в районе Де-Лонга, типична для областей развития вулканогенных образований и платобазальтов, реликты которых четко прослеживаются на сейсмических разрезах в виде ярких высокоамплитудных пакетов в разрезе фундамента.

По комбинации сейсмических данных с аномалиями магнитного поля выявлена серия небольших грабенов и горстов, осложняющих

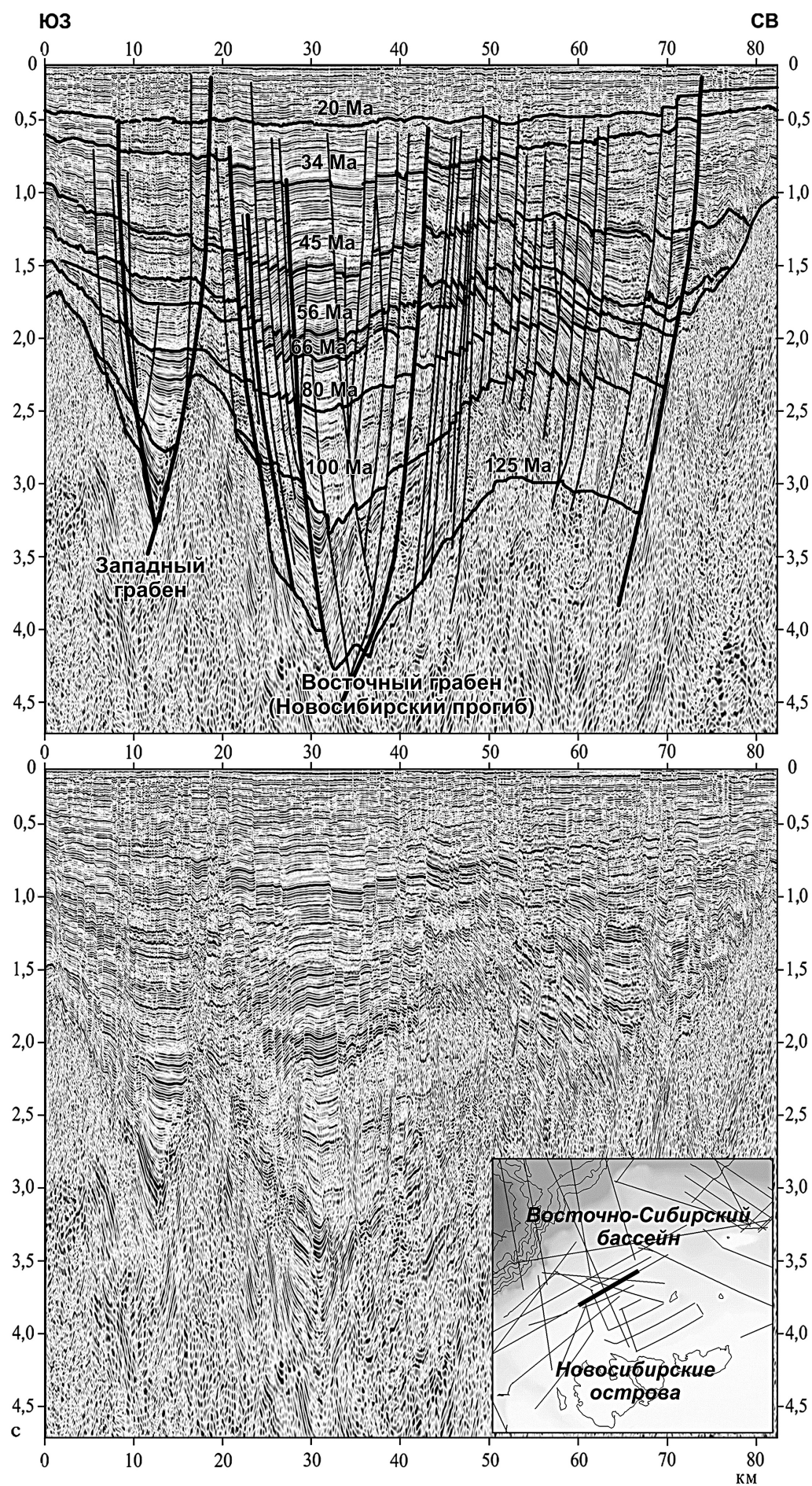


Рис. 5. Сейсмический профиль ION–GTX через Новосибирский рифт. Показаны положение профиля (карта); условный геологический возраст (цифры на горизонтах, млн лет), масштаб горизонтальный — цифры на оси абсцисс, км; вертикальный — цифры на оси ординат, двойное время пробега волны, с



внутреннюю структуру поднятия (рис. 7, 8). Ширина грабенов составляет 15–20 км, кровля акустического фундамента в грабенах опущена до 1,5–2,0 с, внутри которых выделяются сильные отражения. Вероятно, синрифтовое осадочное заполнение грабенов моложе аптских базальтов, которые предположительно входят в акустический фундамент. Видимо, серия грабенов на поднятии Де-Лонга сформировалась на начальных стадиях рифтинга Восточно-Сибирского бассейна.

В основании грабенов видны комплексы синрифтовых осадочных образований, имеющие характерную треугольную геометрию, выше которых прослеживается граница типа рифт–пострифт альб-сеноманского возраста (100 млн лет).

Поднятие Де-Лонга перекрыто маломощным кайнозойским осадочным чехлом (несколько сотен метров). При этом горизонт 125 млн лет (акустический фундамент) коррелирует вплотную к поверхности дна моря, вполне вероятно, что в подобных областях комплексы основания могут обнажаться.

Аналогичная картина отмечена в восточной части Восточно-Сибирского бассейна, где в соответствии с характером аномального магнитного поля, а также на основе сейсмических данных МОГТ 2D выделяются грабены, природу формирования которых можно рассматривать как рифтогенную структуру основания шельфа и определить как новую **рифтовую магматическую провинцию Врангеля** с возрастом фундамента, схожим с таковым на поднятии Де-Лонга (рис. 9). Для ряда профилей, пересекающих провинцию Врангеля, характерны высокоамплитудные пакеты отражений. Кровля акустического фундамента в основаниях рифтов колеблется в пределах 1–2,5 с, ширина грабенов соответствует 20 км.

Западная ветвь рифтовой системы расщепляет край Шелагского поднятия и, следуя в северо-восточном направлении, сочленяется с Северо-Чукотским бассейном.

**Восточно-Сибирская система рифтов** заполняет центральную часть континентальной окраины, простирается от поднятия Де-Лонга в северо-западной части до Северо-Чукотского бассейна в восточной части, включает в себя Манский рифт, поднятие Генриетты, Северо-Мельвилльский и Дремхедский прогибы в северной части Восточно-Сибирского бассейна (рис. 10), а также Мельвилльский рифт, Котельничское и Барановское поднятия — в южной (рис. 11).

Манский прогиб детально описан в статье [Никишин, Старцева, 2019], в осевой части он имеет глубину залегания фундамента до 6–6,5 с, осложнен тектоническими нарушениями с главным сбросом в северо-восточной части. В статье [Никишин, Старцева, 2019] показаны синрифтовые комплексы апт-альбского времени, структура прогиба имеет рифтовую природу.

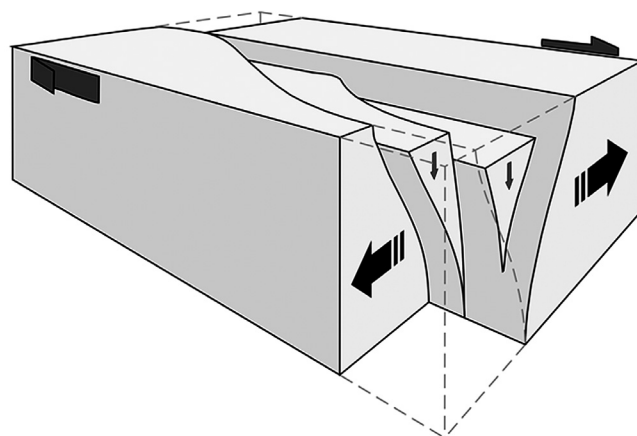


Рис. 6. Модель образования отрицательной цветковой структуры (сдвига-растяжение, транстенсия). Составлено на основе данных [Burg et al., 2018] с дополнениями

Северо-Мельвилльский прогиб представляет собой крупный грабен, кровля акустического фундамента которого достигает 8 с, имеет ширину 60–70 км. Толща синрифтовых осадков 2–2,5 мс (рис. 10).

Протяженность **Мельвилльского прогиба** составляет около 350–370 км при ширине 100–150 км. Симметричный прогиб состоит из двух узких рифтов, разделенных между собой поднятием. Мощность осадочного чехла в наиболее погруженной части прогиба составляет 4000 мс (рис. 10).

Восточная ветвь рифтовой системы Мельвилльского прогиба соединяется с **Барановским поднятием**. Поднятие имеет блоковое строение, геометрия которого схожа с блоковым строением поднятия Де-Лонга. На сейсмических разрезах в области фундамента прослеживаются высокоамплитудные пачки платобазальтов, положительные структуры которых также хорошо интерпретируются на карте аномального магнитного поля. Мощность осадочного чехла Барановского поднятия варьирует от 200 до 600 мс.

**Дремхедский рифт** — переходная между Восточно-Сибирским и Северо-Чукотским бассейнами глубокая рифтовая структура, толщина осадочного чехла в осевой части достигает 7000 мс. Дремхедский рифт ограничен крупным разломом запад-северо-западного–восток-юго-восточного простирания, к которому приурочена область максимального погружения фундамента. В южном направлении происходит быстрое обмеление рифта, и он переходит в **Шелагское поднятие** [Линева, 2015].

Юго-восточная часть Шелагского поднятия сменяется **Врангель-Геральдским поднятием**, которое уверенно выделяется на карте аномального магнитного поля. В этой части бассейна практически отсутствует осадочный чехол, и фундамент выходит на поверхность.

**Заключение.** Мы проанализировали основные структурные элементы Восточно-Сибирской

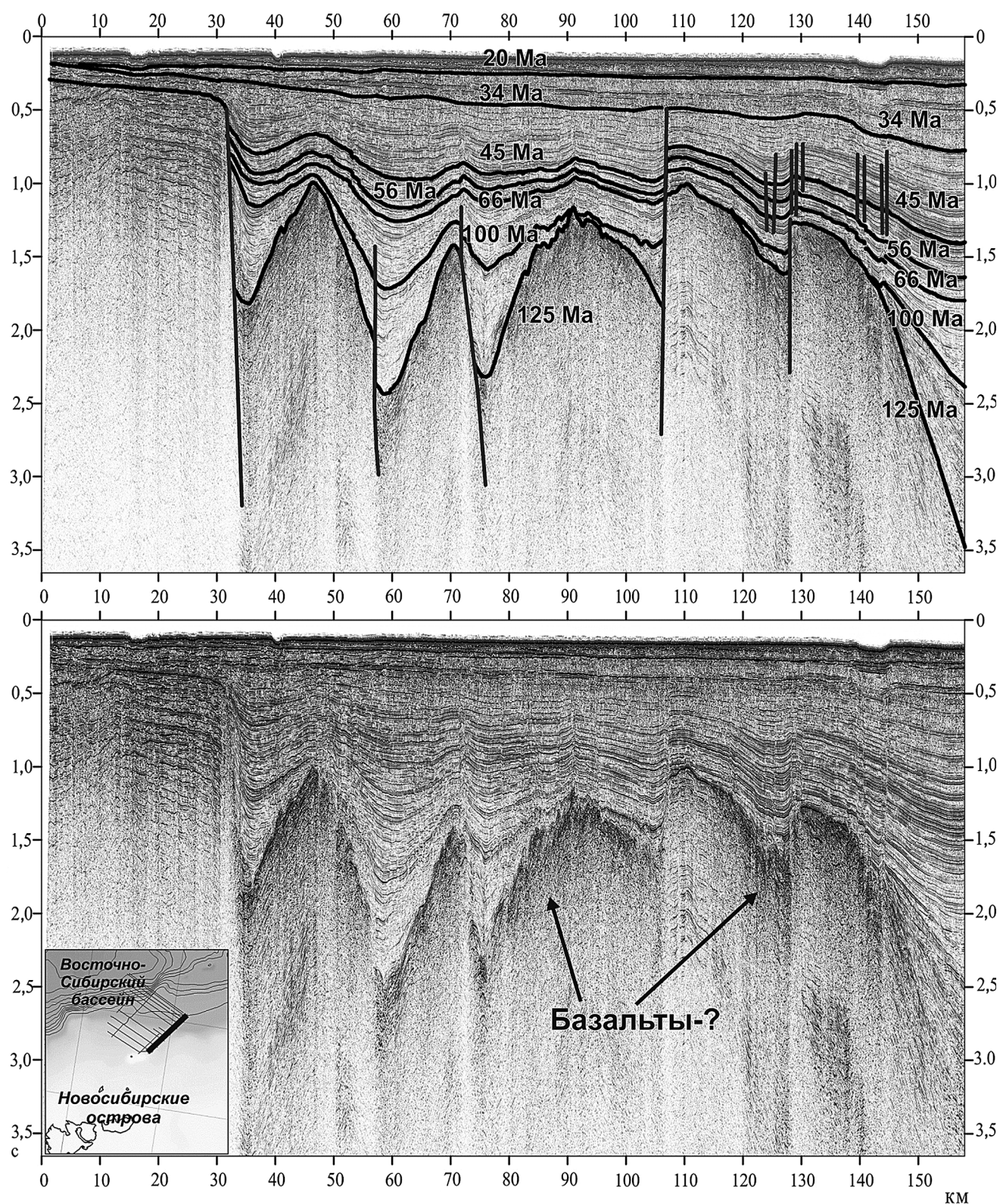


Рис. 7. Сейсмический профиль МАГЭ через поднятие Де-Лонга. Показаны положение профиля (карта); условный геологический возраст (цифры на горизонтах, млн лет), масштаб горизонтальный — цифры на оси абсцисс, км; вертикальный — цифры на оси ординат, двойное время пробега волны, с

континентальной окраины. Установлено сложное строение Новосибирского рифта, структура которого разбита ансамблем тектонических нарушений и определена как классический тип отрицательной цветковой структуры сдвига-растяжения, транс-тенсии.

Все проанализированные рифтовые структуры Восточно-Сибирской континентальной окраины сформировались в результате процессов рифтогенеза баррем-аптского возраста — Северо-Мелльвильский, Мелльвильский, Манский, Дремхедский прогибы.

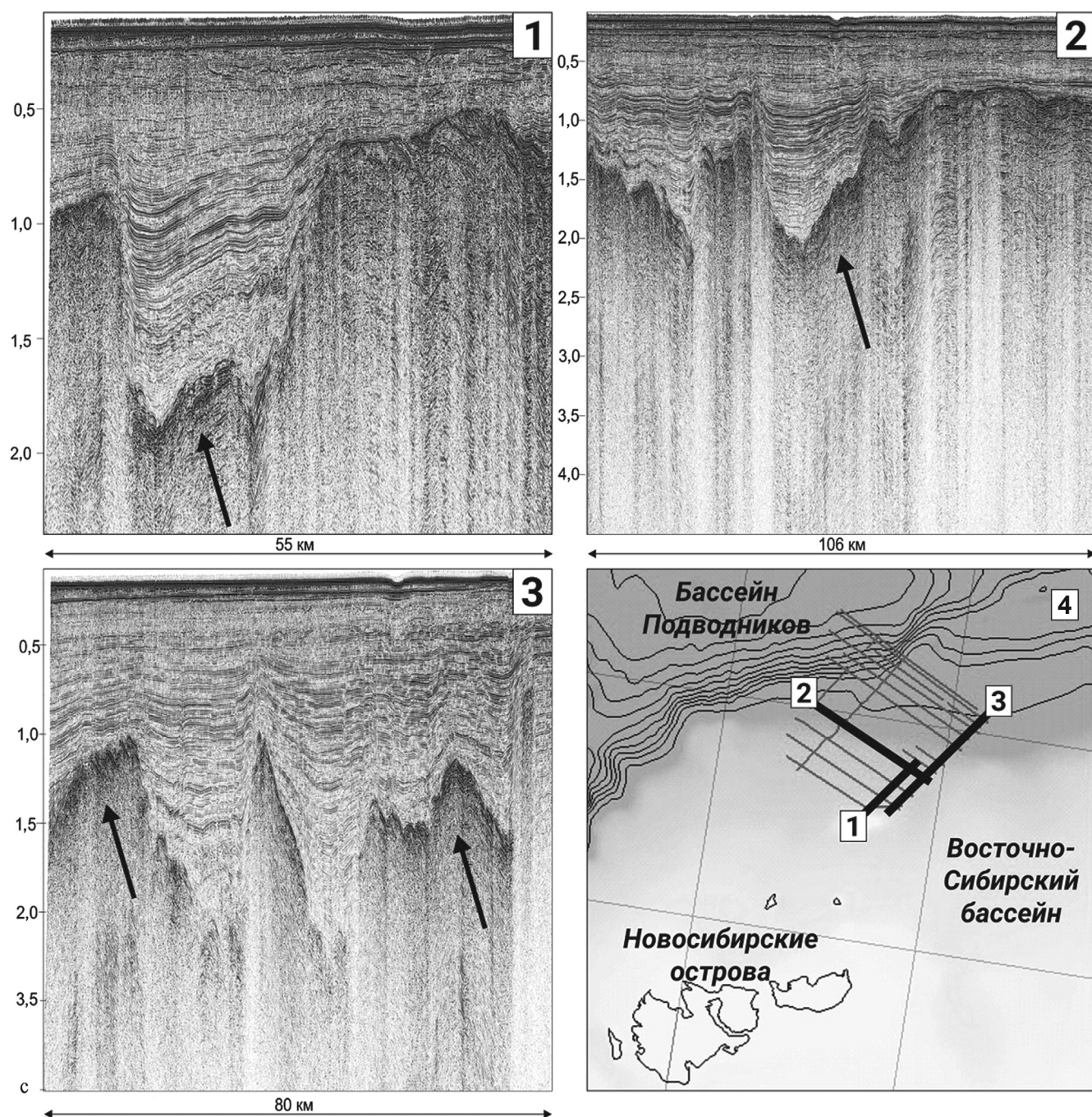


Рис. 8. Фрагменты сейсмических профилей через поднятие Де-Лонга (1–3) и их положение (4). Приведены яркоамплитудные отражения волновой картины, возможно, базальты с возрастом 125 млн лет. Масштаб горизонтальный — цифры на оси абсцисс, км; вертикальный — цифры на оси ординат, двойное время пробега волны, с

На серии сейсмических профилей в районах о-вов Де-Лонга и о-ва Врангеля, в основаниях рифтовых систем, четко выделяются характерные высокоамплитудные пачки, которые, вероятно, представляют собой базальты, возраст которых датируется барремом–аптом (или 125 млн лет).

Время излияния базальтов, как мы полагаем, связано с началом рифтогенеза и, соответственно, с формированием рифтовых структурных элементов. Процессы растяжения охватили всю область

Восточно-Сибирского шельфа, что привело к накоплению мощных синрифтовых комплексов, геометрия которых типична для континентального рифтинга. Континентальные отложения накапливались в обстановке посторогенного растяжения, заполняя рифтогенные впадины в апт-альбское время.

**Финансирование.** Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ (проекты № 18-05-70011 и №18-35-00133).



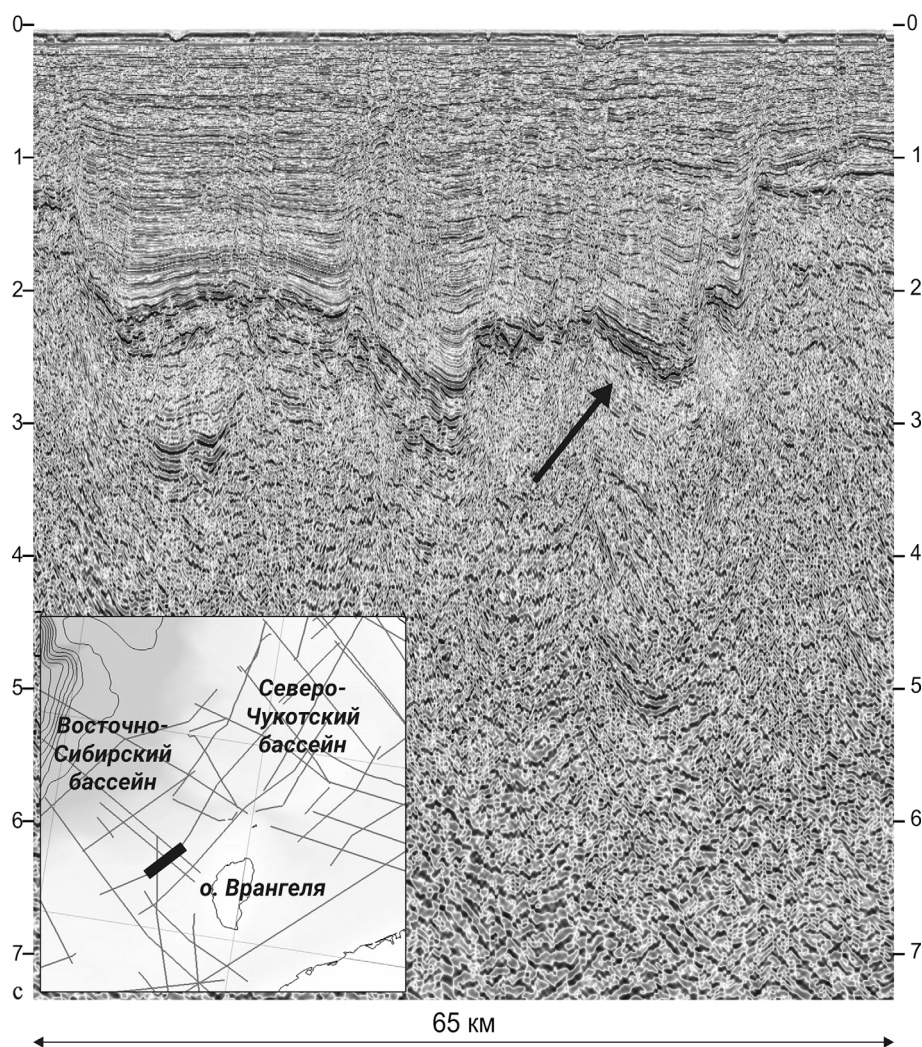


Рис. 9. Фрагмент сейсмического профиля, пересекающего провинцию Врангеля. Приведены высокоамплитудные отражения волновой картины, возможно, это базальты с возрастом 125 млн лет. Показано положение профиля (карта); условный геологический возраст (цифры на границах, млн лет), масштаб горизонтальный — км; вертикальный — двойное время пробега волны, с

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Франтцен Э.М. и др. Тектоническая структура, осадочные бассейны и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря (Российская Арктика) // Газовая промышленность. 2010. Т. 14. С. 32–37.

Волосович К.А. О геологическом строении Новосибирских островов и Земли Беннетта // Зап. Минер. об-ва. 1905. Сер. 2. Ч. 43, кн. 2.

Ермолаев М.М. Геология и полезные ископаемые Новосибирского архипелага. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. С. 157–182.

Ермолаев М.М., Спизарский Т.Н. Острова Де Лонга. Геология СССР. Т. XXVI. М.; Л.: Гос. Изд-во геол. лит-ры Мингео СССР, 1947. С. 366–387.

Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е. и др. Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Американо-Азиатского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 3–26.

Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2017. Т. 476, № 2. С. 190–196.

Толль Э.В. Об экспедиции на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана от Святого Носа до Хатангской губы // Зап. Акад. наук. 1894а. Т. 75, кн. 1.

Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Pale-oceanography. 2008. Vol. 23, N 1. PA1S03.

Burg J.P. Script to Tectonics. Geological Institute. ETH Zurich, Switzerland. 2018. 365 p. DOI.org/10.3929/ethz-b-000279495

Drachev S., Saunders A.D. The Early Cretaceous Arctic Lip: its geodynamic setting and implications for Canada Basin opening // Proceed. Fourth Intern. conf. on Arctic Margins ICAM IV. US Department of the Interior. 2006. P. 216–223.

Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: A link to the Eureka orogeny? // Arktos. 2015. Vol. 1. 16 p. DOI.org/10.1007/s41063-015-0006-8.

Gaina C., Werner S.C., Saltus R. et al. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic. CAMP-GM GROUP // Petroleum Geology. Geological Soc. London. Mem. 2011. Vol. 35. P. 39–48.

Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S. et al. Chapter 2 Sedimentary successions of the Arctic Region (58–64° to 90° N) that may be prospective for hydrocarbons // Arctic Petrol. Geol. Geol. Soc., Lond. Mem. 2011. Vol. 35. P. 17–37.

Hegewald A., Jokat W. Tectonic and sedimentary structures in the northern Chukchi region, Arctic Ocean // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2013. Vol. 118, N 7. P. 3285–3296.

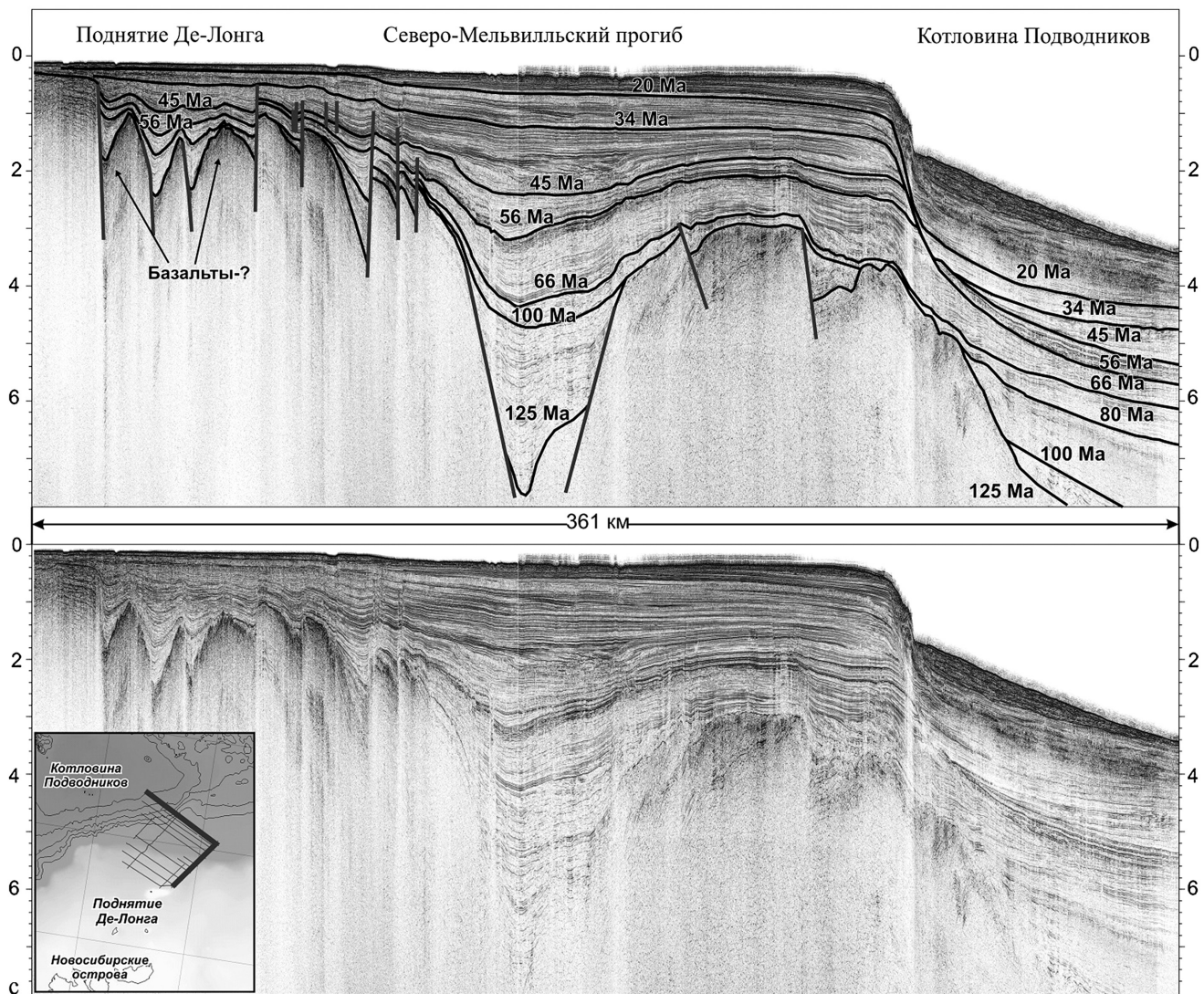


Рис. 10. Композитный сейсмический профиль через Северо-Мельвилльский рифт. Показано положение профиля (карта); условный геологический возраст (цифры на границах, млн лет), масштаб горизонтальный — км; вертикальный — двойное время пробега волны, с

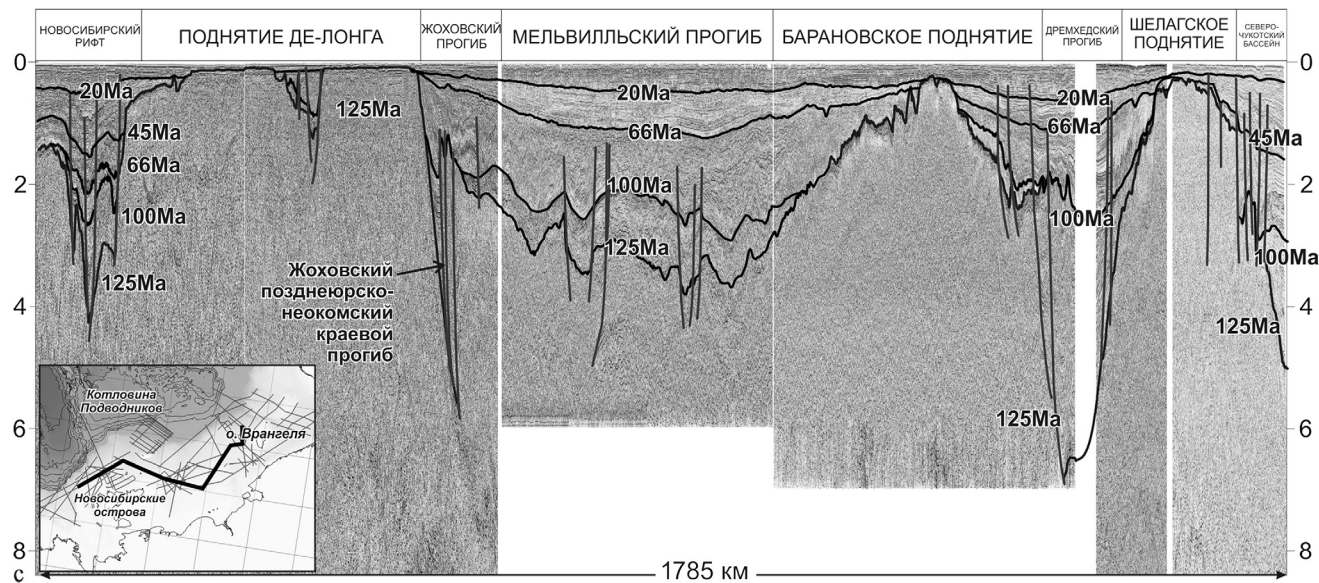


Рис. 11. Композитный сейсмический профиль через основные структуры Восточно-Сибирской континентальной окраины. Показаны положение профиля (карта); условный геологический возраст (цифры на горизонтах, млн лет), масштаб горизонтальный — км; вертикальный — цифры на оси ординат, двойное время пробега волны, с

*Hinz K., Delisle G.* Marine seismic measurements and geoscientific studies on the shelf and slope of the Laptev Sea and East Siberian Sea with M.V. Akademik Lasarev and I.B. Kapitän Dranitsin. Initial Report: Part II — Preliminary scientific results. Bundesanstalt fuer Geowissenschaften und Rohstoffe. 1997. 160 p.

*Ilhan I., Coakley B.J., Houseknecht D.W.* Meso—Cenozoic evolution of the Chukchi Shelf and North Chukchi Basin, Arctic Ocean // *Marine and Petroleum Geology*. 2018. Vol. 95. P. 100–109.

*Kos'ko M.K., Sobolev N.N., Korago E.A.* et al. Geology of Novosibirskian Islands — a basis for interpretation of geophysical data on the Eastern Arctic shelf of Russia // *Neftegazovaya Geol. Teoriya i Praktika*. 2013. Vol. 8, N 2. 36 p.

*Kumar N., Granath J.W., Emmet P.A.* et al. Stratigraphic and tectonic framework of the US Chukchi Shelf: exploration insights from a new regional deep-seismic reflection survey // *Arctic Petrol. Geol. Geol. Soc. Lond. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 501–508.

*Morozov A.F., Petrov O.V., Shokalsky S.P.* et al. New geological data substantiating continental nature of region of Central-Arctic rises // *Regional'naya Geol. i Metallogeniya*. 2013. Vol. 53. P. 34–55.

*Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I.* Geological structure and history of the Arctic Ocean // *EAGE Publications by Houten*. The Netherlands, 2014. 88 p.

*Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A.* et al. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. Vol. 8, N 1. P. 11–43.

*Verzhbitsky V.E., Sokolov S.D., Tuchkova M.I.* Present-day structure and stages of tectonic evolution of Wrangel Island, Russian eastern Arctic Region // *Geotectonics*. 2015. Vol. 49, N 3. P. 165–192.

Поступила в редакцию 04.03.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020



УДК 563.12:551.781(571.66)

**С.И. Бордунов<sup>1</sup>, Т.В. Дмитриева<sup>2</sup>, Н.А. Фрегатова<sup>3</sup>****ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОСООБЩЕСТВ ФОРАМИНИФЕР**

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1  
АО ВНИГРИ, 192102, Санкт-Петербург, ул. Салова, 28

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1  
JSC VNIGRI, 192102, Saint-Peterburg, Salova st., 28

Изучение палеосообществ фораминифер опорного разреза палеогена—неогена в бухте Квачина на Западной Камчатке позволило на основе качественного состава и количественных соотношений встреченных видов выделить 13 слоев с фораминиферами, соответствующих определенным интервалам разреза, и установить их последовательную смену. Слои с фораминиферами объединены в 4 комплексные зоны. По масштабу распространения выделенные зоны — региональные, прослеживаются в смежных регионах. Смена палеосообществ соответствует процессу эволюционного развития фораминифер, а также изменению палеообстановок. Отмечаемые перестройки состава и структуры зональных сообществ отражены в определенной этапности развития микрофауны.

**Ключевые слова:** стратиграфия, фораминиферы, палеоген, неоген, Камчатка.

The study of the paleocommunities of foraminifera of the reference section of the Paleogene-Neogene of the Kvachin Bay in Western Kamchatka made it possible, based on the qualitative composition and quantitative ratios of the species encountered, to identify 13 layers with foraminifera corresponding to certain section intervals and to establish their successive change. Layers with foraminifera are combined into 4 complex zones. In terms of distribution, the identified zones are regional and can be traced in adjacent regions. The change in paleocommunities corresponds to the process of evolutionary development of foraminifera, as well as a change in paleoenvironments. The noted changes in the composition and structure of zonal communities reflected in a certain staged development of microfauna.

**Key words:** stratigraphy, foraminifera, Paleogene, Neogene, Kamchatka.

**Введение.** Западная Камчатка — один из перспективных районов нашей страны для поисков и добычи нефти и газа, где нефтегазоматеринские и продуктивные толщи представлены отложениями кайнозойского возраста. Стратиграфическое расчленение этих толщ имеет определенные трудности, связанные с особенностями геологического строения Камчатки, которые обусловлены ее положением в Тихоокеанском подвижном поясе в зоне перехода от океана к континенту [Гладенков, 1992]. Для рассматриваемой области характерны значительное развитие мощных терригенных и вулканогенно-осадочных кайнозойских толщ (мощность до 1–2 км и более), значительный объем вулканогенных и кремнистых пород, частое изменение фациального состава толщ по разрезу и простирацию, цикличность в строении осадочных серий, проявление нескольких фаз тектогенеза, разнообразные перерывы и несогласия, немые в палеонтологическом отношении пачки [Гладенков, 2013, 2016].

Приведены результаты биостратиграфических исследований на основе изучения фо-

раминифер одного из опорных кайнозойских разрезов Западной Камчатки, расположенного на восточном побережье Охотского моря в бухте Квачина (рис. 1). Разрез находится в Тигильской структурно-фациальной зоне Западно-Камчатской структурно-формационной зоны в 100 км юго-западнее Точилинского опорного разреза со стратотипами региональных горизонтов палеогена и неогена Западной Камчатки [Братцева и др., 1984]. Его изучение начали в 1930–1940-х гг. Б.Ф. Дьяков, И.Б. Плешаков, Л.В. Криштофович, которые выделили здесь две толщи — тигильскую и белесоватую [Плешаков, 1939; Криштофович, 1947]. Позднее в 1984 и 2014 г. на разрезе работали сотрудники ГИН РАН и ВНИГРИ. Тогда же Ю.Б. Гладенковым была проведена разбивка разреза на пачки [Гладенков и др., 1991, 2018; Гладенков, 2016; Серова, 2001]. Здесь мы используем нумерацию пачек по Ю.Б. Гладенкову [Гладенков и др., 1991; Гладенков, 2016]. Возраст отдельных пачек этого разреза различными исследователями определялся по-разному [Гладенков и др., 2018].

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. науч. с.; Геологический институт РАН; e-mail: sib-msu@mail.ru

<sup>2</sup> АО ВНИГРИ, зав. лабораторией; e-mail: tvdmirteva@vnigri.ru

<sup>3</sup> АО ВНИГРИ, ст. науч. с.; e-mail: nafregatova@vnigri.ru

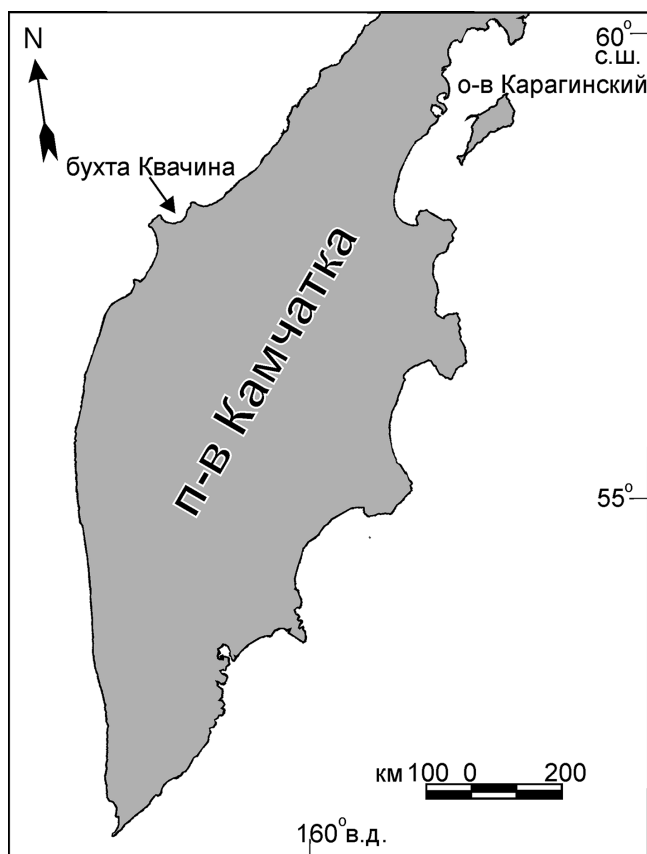


Рис. 1. Обзорная карта расположения разреза бухты Квачина

**Материалы и методы исследований.** С целью уточнения возраста выделенных ранее пачек тигильской и белесовой толщ были изучены фораминиферы, выявленные авторами в этих отложениях. Всего нами изучено 320 образцов, в 88 образцах обнаружены раковины фораминифер. В разрезе встречено 118 видов, из них 50 видов агглютинирующих и 68 видов секретионных фораминифер, в основном бентосных. Планктонные формы (1 вид) встречены в 12–13-й пачках тигильской толщи.

Для технической обработки образцов использована стандартная методика с гипосульфитом натрия. В дальнейшем дезинтегрированные образцы промывали на сите с диаметром ячейки 0,1 мкм. Отбор в камеры Франке и определение видового состава раковин фораминифер проводили с помощью оптического стереомикроскопа «Meiji Techno EMZ-5».

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Краткая характеристика разреза.** В центральной части бухты Квачина, стратиграфически снизу вверх от контакта с подстилающими их дислоцированными нижнеэоценовыми образованиями, относимыми ранее к мезозою, и далее на восток залегают отложения среднего эоцена–среднего миоцена тигильской (пачки 1–13) и белесовой (пачки 14–35) толщ, а также низов кавранской



Рис. 2. Общий вид кайнозойского разреза в бухте Квачина

серии (пачки 36–37), слагающие западное крыло и центральную часть синклинальной структуры горы Увуч (рис. 2).

Общая мощность разреза около 450 м [Гладенков, 2016]. В разрезе выделяются три фациально отличающиеся части: нижняя (пачки 1–13 — тигильская толща), средняя (пачки 14–35 — белесоватая толща) и верхняя (пачки 36–37 — низы кавранской серии). Тигильская толща представлена в основном мелководными прибрежными фациями (песчаники, конгломераты, гравелиты, в верхней части появляются алевролиты). В кровле тигильской толщи (пачки 12–13) характерно заметное присутствие туфогенных пород. Средняя часть осадочного цикла (белесоватая толща) включает в основном кремнистые туфоаргиллитовые, туфо-алевролитовые, туфодиатомитовые и туфогенные породы, в нижней половине отмечены отдельные глыбы магматических пород. Значительная часть белесоватой толщи мощностью ~290 м относится к осадкам, сформировавшимся в условиях лавинной седиментации со скоростью накопления около 300 мм/тыс. лет. Верхняя часть седиментационного цикла характеризуется песчаниками и гравелитами с прослоями алевролитов. Породы кавранской серии (пачки 36–37), залегающие трансгрессивно, представлены конгломератами и алевролитами. Для разреза в целом характерно присутствие большого количества карбонатных и песчано-карбонатных конкреций разных формы и размера.

**Слои с фораминиферами и региональные зоны.** Фораминиферы — одна из важных фаунистических групп при создании стратиграфических схем кайнозойских отложений Дальнего Востока России, в частности Камчатки.

Первые определения фораминифер из палеогеновых свит разреза в бухте Квачина выполнены Н.А. Волошиновой [Криштофович, 1947; Плешаков, 1939]. Выше контакта тигильской и воямпольской серий Н.А. Волошиновой описан комплекс фораминифер, имеющий определенное сходство с комплексом с *Cassidulina kernensis*, приведенным позднее М.Я. Серовой из «туфогенного горизонта» 7-й пачки Плешакова, который она сопоставляла с ковачинским горизонтом верхнего эоцена региональной стратиграфической шкалы [Решения..., 1998; Серова, 2001].

Позднее фораминиферы из Увучинского разреза (другое название разреза бухты Квачина, также используемое в литературе) изучала М.Я. Серова [Серова, 2001]. Ею на основе изменения систематического состава фораминифер по вертикали выделено 5 комплексов, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням. Для привязки микрофаунистических комплексов она использовала схему стратиграфии этого разреза, предложенную И.Б. Плешаковым в 1939 г. В пачке 2 песчаников, лежащей на базальных

конгломератах пачки 1, ею выделен комплекс фораминифер с *Silicosigmoilina longa*. Этот комплекс фораминифер она отнесла к нижнему палеоцену (зона *Rzehakina epigona*). Следующий комплекс с *Cibicides baileyi* соответствует литологическим пачкам 3–4, по [Плешаков, 1939]. Вмещающие толщи М.Я. Серовой отнесены к снатольскому горизонту среднего эоцена. В 5–6 пачках ею выделен комплекс с *Cyclammina samanica*. Отложения отнесены к ковачинскому горизонту верхнего эоцена.

В пачке 7, видимо, это «туфогенный горизонт» И.Б. Плешакова [Плешаков, 1939], описан богатый комплекс бентосных секретионных фораминифер. Планктонные и агглютинирующие фораминиферы не обнаружены. Комплекс с *Cassidulina kernensis* включает разнообразные дискорбиды, аномалиниды, нодозарииды и полиморфиниды. На основе сходства этого сообщества с комплексом формации Вэгонвил (Калифорния, ярус Рефуджиан) выделенные слои имеют позднеэоценовый возраст и соответствуют верхней части ковачинской свиты.

В пачках 8, 9 и 11 фораминиферы не обнаружены. В пачке 10 встречены единичные *Budashevaella laevigata* (Voloshinova) и *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova, что, по мнению М.Я. Серовой, указывает на наличие в Увучинском разрезе аналогов утхолокско-вивентекского горизонта Точилинского разреза Западной Камчатки. Она делает вывод об отсутствии в этом разрезе аналогов амининско-гакхинского горизонта [Серова, 2001].

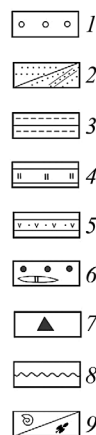
Нами на основе выявленных сообществ бентосных и планктонных фораминифер, сменяющихся по разрезу, проведено детальное стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений в бухте Квачина с выделением дробных био-стратиграфических подразделений в ранге слоев с фауной, а также региональных комплексных зон, которые использовались для региональной и межрегиональной корреляции в пределах Северо-Западной Пацифики. На основе качественного состава и количественных соотношений встреченных видов выделено 13 слоев с фораминиферами, соответствующих определенным интервалам разреза, и установлена их последовательная смена (рис. 3). За виды-индексы в названии слоя принимали два вида: характерный для этого слоя и доминирующий в нем, как правило, с достаточно определенным стратиграфическим положением и широким географическим распространением.

Слои с фораминиферами объединены в 4 комплексные зоны. Нижняя их граница установлена по появлению видов-индексов и характерных видов комплекса фораминифер:

**Зона *Trochammina markini* — *Plectotrochammina poronaiensis*** (тигильская толща, снатольский и ковачинский горизонты). Включает слой Ф-1 с *Batysiphon eocenicus*–*Trochammina markini*–*Plectotrochammina poronaiensis* (литологические пачки 2–4) и слой Ф-2 с *Reophax tappuensis*–

| Отдел    | Подотдел        | Полша | Полша | Литология | Мощность | Зоны                                                   | Слои с фораминиферами                                                                     | Индекс слоев | Этапы | Горизонты региональной шкалы, [Решения..., 1998] |
|----------|-----------------|-------|-------|-----------|----------|--------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|--------------|-------|--------------------------------------------------|
| Миоцен   | Средний         | 37    |       |           | >10      |                                                        |                                                                                           |              | 6     | ильинский                                        |
|          |                 | 36    |       |           | 20       |                                                        | слои со смешанным комплексом                                                              | Ф13          |       |                                                  |
|          | Нижний          | 35    |       |           | 12       | Pseudoelphidiella subcarinata                          | слои с единичными фораминиферами                                                          | Ф12          | 5     | кулувенский                                      |
|          |                 | 34    |       |           | 15       |                                                        | Islandiella curvicamerata                                                                 | Ф11          |       |                                                  |
|          |                 | 33    |       |           | 8        |                                                        | Haplophragmoides laminatus-<br>Pseudoelphidiella subcarinata-<br>Porosorotalia tumiensis  | Ф10          |       |                                                  |
|          |                 | 32    |       |           | 10       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 31    |       |           | 12       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 30    |       |           | 15       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 29    |       |           | 17       |                                                        | Reophax tappuensis-<br>Haplophragmoides laminatus-<br>Haplophragmoides subimpressus       | Ф9           |       |                                                  |
|          |                 | 28    |       |           | 10       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
| Олигоцен | Белосая         | 27    |       |           | 20       | Ammodiscus concinnus-<br>Haplophragmoides laminatus    |                                                                                           |              | 4     | утхолокско-<br>вивентекский                      |
|          |                 | 26    |       |           | 20       |                                                        | Haplophragmoides cf. laminatus-<br>Asanospira carinata-<br>Haplophragmoides spadix        | Ф8           |       |                                                  |
|          |                 | 25    |       |           | 18       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 24    |       |           | 20       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 23    |       |           | 12       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 22    |       |           | 25-30    |                                                        | Hippocrepinella variabilis-<br>Budashevaella cf. semiinvoluta-<br>Haplophragmoides spadix | Ф7           |       |                                                  |
|          |                 | 21    |       |           | 25       |                                                        | Ammodiscus concinnus-<br>Hippocrepinella hirudinea                                        | Ф6           |       |                                                  |
|          |                 | 20    |       |           | 25       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 19    |       |           | 5        |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 18    |       |           | 5        |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 17    |       |           | 15       |                                                        | Reophax tappuensis-<br>Haplophragmoides laminatus                                         | Ф5           |       |                                                  |
|          |                 | 16    |       |           | 4        |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 15    |       |           | 4        |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 14    |       |           | 12-15    |                                                        | Melonis shimokinensis-<br>Globocassidulina subglobosa                                     | Ф4           | 3     | аманинско-<br>гакхинский<br>ковачинский          |
|          |                 | 13    |       |           | 7        |                                                        | Robulus spp.-<br>Guttulina tumefacta                                                      | Ф3           | 2     |                                                  |
|          |                 | 12    |       |           | 7        |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 11    |       |           | 9        |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
| Эоцен    | Средний-верхний | 10    |       |           | 9        | Trochammina markini-<br>Plectotrochammina poronaiensis |                                                                                           |              | 1     | ковачинско-<br>снатольский                       |
|          |                 | 9     |       |           | 7        |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 8     |       |           | 12       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 7     |       |           | 15       |                                                        | Reophax tappuensis-<br>Cyclammina pacifica                                                | Ф2           |       |                                                  |
|          |                 | 6     |       |           | 15       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 5     |       |           | 11       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 4     |       |           | 15       |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 3     |       |           | 7-8      |                                                        | Bathysiphon eocenicus-<br>Trochammina markini-<br>Plectotrochammina poronaiensis          | Ф1           |       | снатольский                                      |
|          |                 | 2     |       |           | 7-8      |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |
|          |                 | 1     |       |           | >20      |                                                        |                                                                                           |              |       |                                                  |

Рис. 3. Стратиграфический разрез среднего эоцена—среднего миоцена бухты Квачина. Условные обозначения: 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники, в том числе косослоистые; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — опоковидные породы; 5 — туфогенные конкреции; 6 — карбонатные конкреции; 7 — экзотические валуны и глыбы; 8 — размыты и несогласия; 9 — остатки фауны и флоры; Н — нижний эоцен; В — верхний эоцен



*Cyclammina pacifica* (пачки 5–11). В слое Ф-1 характерные виды в комплексе фораминифер представлены *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna, *Reophax diffugiformis* Brady, *Haplophragmoides* sp., *Recurvoides* cf. *anormis* Myatliuk, *Budashevaella* cf. *deserta* Voloshinova, *B.* cf. *curvisseptata* (Budasheva), *Cyclammina pacifica* Beck, *Cyclammina* (= *Reticulophragmium*) *amplectens* Grzybowski, *Trochammina markini* Budasheva, *Plectotrochammina* cf. *poronaiensis* (Asano), *P. kamtchatica* (Fregatova), *Karrerella elongata* Mallory, *Globobulimina pacifica* Cushman. Для слоя Ф-2 характерны *Reophax tappuensis* Asano, *Cyclammina pacifica* Beck, *Reticulophragmium venezuelanum* (Maync), *Haplophragmoides* sp., *Budashevaella* sp., *Ammomarginulina matchigarica* Voloshinova, *Ammobaculites kamtchaticus* Budasheva.

**Зона *Melonis shimokinensis*–*Globocassidulina subglobosa*** (аманинско-гакхинский горизонт) со слоями Ф-3 *Robulus* spp.–*Guttulina tumefacta* (ковачинский горизонт, литологическая пачка 12) и Ф-4 *Melonis shimokinensis*–*Globocassidulina subglobosa* (литологическая пачка 13, «туфогенный горизонт»). В составе комплекса слоя Ф-3 присутствуют: *Robulus inornatus* Orb., *R. pseudovortex* Cole, *R. turbinatus* (Plummer), *Sigmomorphina* cf. *vaughani* Cush. et Ozawa, *Guttulina tumefacta* Kusina, *Sigmoidella pacifica* Cush et Ozawa, *Sigmomorphina* sp., *Fissurina solida* Sequenza, *Islandiella galvinensis* (Cushman et Frizzel), *Globocassidulina subglobosa* Brady, *Cassidulina* cf. *margareta* Karrel, *Fissurina laevigata* (Reuss), *Obliquina borealis* (Loeblich et Tappan), *Cibicides mcmaistersi*, *Elphidium* cf. *sorashiense*. В слое Ф-4 преобладают *Globocassidulina subglobosa* Brady, *Islandiella galvinensis* (Cushman et Frizzel), *Melonis shimokinensis* (Asano), *Gavelinella glabrata* (Cushman), *Cibicides lobatulus* (Walter et Jacob). Встречены планктонные фораминиферы *Tenuitella praegemata*, стратиграфическое распространение которых охватывает диапазон верхнего эоцена зоны E-15 и нижнего олигоцена зоны O-1 [Pearson et al., 2006].

**Зона *Ammodiscus concinnus*–*Haplophragmoides laminatus*** (утхолокско-вивентекский горизонт) включает несколько слоев от Ф-5 до Ф-9. Слой Ф-5 с *Reophax tappuensis*–*Haplophragmoides laminatus* (литологические пачки 14–18) имеет обедненный комплекс из единичных представителей родов *Haplophragmoides* и *Reophax tappuensis*. Слой Ф-6 с *Ammodiscus concinnus*–*Hippocrepinella hirudinea* (пачки 19–21). Комплекс слоя состоит из следующих видов: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Reophax tappuensis* Asano, *R. dentaliniformis* Brady, *R. curtus* Cushman, *Ammodiscus concinnus* V.Kuznetzova, *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova, *Budashevaella* cf. *deserta* (Voloshinova), *Cyclammina* cf. *okuharai* Tai, *C.* cf. *excavata* Voloshinova, *Hippocrepinella* cf. *hirudinea* Heron-Allen et Earland. В составе комплекса слоя Ф-7 с *Hippocrepinella variabilis*–*Budashevaella* cf. *semiinvoluta*–*Haplophragmoides spadix* (пачка 22) выявлены *Reophax tappuensis* Asano, *Am-*

*modiscus concinnus* V.Kuznetzova, *Haplophragmoides spadix* V.Kuznetzova, *Hippocrepinella variabilis* Voloshinova. Слой Ф-8 с *Haplophragmoides* cf. *laminatus*–*Asanospira carinata*–*Haplophragmoides spadix* (пачки 23–27). В комплексе отмечены *Haplophragmoides laminatus* (Voloshinova), *H.* cf. *postlaminatus* Voloshinova, *H. subimpressus* Voloshinova, *Ammomarginulina* cf. *matchigarica* Voloshinova, *Budashevaella* cf. *semiinvoluta* (Voloshinova), *Asanospira carinata* (Cushman et Renz). Слой Ф-9 с *Reophax tappuensis*–*Haplophragmoides laminatus*–*Haplophragmoides subimpressus* (пачка 28–нижняя часть пачки 30). Наиболее представительные виды: *Reophax tappuensis* Asano, *Haplophragmoides laminatus* (Voloshinova), *H.* cf. *postlaminatus* Voloshinova, *H. subimpressus* Voloshinova, *Ammomarginulina* cf. *matchigarica* Voloshinova.

**Зона *Pseudoelphidiella subcarinata*** (кулувенский горизонт) включает слой Ф-10 с *Haplophragmoides laminatus*–*Pseudoelphidiella subcarinata*–*Porosorotalia tumiensis* (верхняя часть литологической пачки 30, а также пачки 31 и 32). Отмечено появление в слое таких видов, как *Haplophragmoides oblongus* Voloshinova, *Pseudoelphidiella subcarinata* (Voloshinova). Вид-индекс зоны *Porosorotalia tumiensis* характерен для нижнемиоценовых отложений Западной и Восточной Камчатки [Серова, Спирина, 1984; Дмитриева, Фрегатова, 2004]. Слой Ф-11 с *Islandiella curvicamerata* (нижняя часть пачки 34 на уровне опробования в точке 5/4a). Слои содержат единичные экземпляры фораминифер, представленные видами *Cyclammina* cf. *cushmani* Voloshinova, *Islandiella curvicamerata* (Voloshinova), *I. miocenica* (Voloshinova). Слой Ф-12 с единичными формами рода *Haplophragmoides* установлен в верхней части пачки 34 и в пачке 35.

В самой верхней части изученного разреза выделен переходный слой с фораминиферами Ф-13 (ильинский горизонт, литологические пачки 36–37) со смешанным и, вероятно, частично переотложенным комплексом фораминифер с представителями семейств Polymorphinidae, Elphidiidae, Islandiellidae и другими относительно мелководными формами.

По масштабу распространения выделенные зоны региональные, они прослеживаются в смежных районах российского Дальнего Востока [Беньямовский, Фрегатова, 2013; Дмитриева, Фрегатова, 2004; Дмитриева, 2007; Бордунов, 2015]. Для привязки к региональным горизонтам и обоснования возраста слоев и зон проведено сравнение установленных биостратонов со стратонами Точилинского опорного разреза Западной Камчатки [Серова, Спирина, 1984; Решения..., 1998].

На основе изученного материала можно сделать следующие выводы. Тигильскую и белесоватую толщи по фораминиферам можно достаточно подробно стратиграфически расчленить на 12 слоев с фауной, в низах кавранской серии (ильинский горизонт) выделяется еще один слой. Изученные



комплексы фораминифер соответствуют комплексам горизонтов региональной стратиграфической схемы Западной Камчатки (слои 1–2 сопоставляются со снатолевским-ковачинским горизонтами, слой 3 — с ковачинским горизонтом, слой 4 — с амининско-гаххинским, слои 5–9 — с ухоловско-вивентекским, слои 10–12 — с кулувенским, слой 13 — с ильинским горизонтами) [Решения..., 1998] и прослеживаются в различных разрезах Охотоморского региона. Сделанное ранее предположение М.Я. Серовой [Серова, 2001] о наличии здесь нижнепалеоценовых слоев нашими исследованиями не подтвердилось. Виды, перечисленные М.Я. Серовой [2001] из этого комплекса, имеют широкое стратиграфическое распространение — от мезозоя или датского яруса палеоцена до середины лютетского яруса среднего эоцена и даже до миоцена. В некоторых работах эти виды в целом принимаются типичными для верхнего палеоцена [Беньямовский, Фрегатова, 2013], хотя даже представители характерного для него рода *Silicosigmoilina* встречаются на Камчатке не только в палеоцене, но и в эоцене. В то же время нельзя исключать и возможность переотложения каких-то более ранних форм в снатолевских слоях.

Также не нашло подтверждения другое предположение М.Я. Серовой [Серова, 2001] об отсутствии в Увучинском разрезе отложений, соответствующих амининско-гаххинскому горизонту. В пачке 13, соответствующей зоне *Melonis shimokinensis*–*Globocassidulina subglobosa*, комплекс фораминифер представлен многочисленными секреционными формами очень хорошей сохранности с доминированием кассидулин, исландиелл, полиморфинид. Здесь также отмечается присутствие планктонных фораминифер *Tenuitella praegemma* (Li), как и в пачке 12. Многие формы фораминифер переходят из нижележащих слоев. Таким образом, наблюдается определенная преемственность охотоморской фауны фораминифер конца эоцена и начала олигоцена. Появление видов-индексов *Melonis shimokinensis* (Asano) *Globocassidulina subglobosa* (Brady), а также *Quinqueloculina imperialis* Hanna et Hanna и других, появляющихся в амининско-гаххинском горизонте Точилинского разреза и характерных для синхронных отложений всего Охотоморского региона, позволяет отделить соответствующие слои от нижележащих и выделить их в качестве самостоятельной зоны. Отметим прекрасную сохранность раковин фораминифер в туфогенной пачке, а также присутствие в комплексе молодых и взрослых особей одного вида. Такие особенности, скорее всего, могли быть обусловлены очень быстрым захоронением раковин под слоем пепла, когда водная среда не успела окислиться, и растворение раковин не произошло.

Находки в пачках 12 и 13 планктонных фораминифер *Tenuitella praegemma* (Li) позволяют

установить позднеэоценовый–раннеолигоценый возраст вмещающих слоев [Pearson et al., 2006]. Их появление в разрезе свидетельствует о значительной трансгрессии, произошедшей в пределах Охотоморской области, и восстановлении связей Западно-Камчатского бассейна с Тихоокеанским.

По результатам изучения нами фораминифер в литологических пачках 2–4 можно сделать вывод о наличии в низах разреза снатолевско-ковачинского комплекса. С долей условности можно разделить снатолевский и ковачинский горизонты по границе между слоями Ф1 и Ф2.

#### *Этапы развития палеосообществ фораминифер.*

Особенности развития палеоген-неогеновой микрофауны в шельфовых бассейнах Камчатки отражаются в определенной общности систематического состава и количественных соотношений таксонов в сообществах фораминифер. Смена палеосообществ в разрезах в целом характеризует процесс эволюционного развития фораминифер, а также изменения палеообстановок (глубина бассейна, температура воды, подводные течения водных масс, колебания уровня моря). Отмеченные перестройки состава и структуры зональных сообществ следуют из определенной этапности развития микрофауны (рис. 4). Это в свою очередь помогает более обоснованной корреляции отложений. Приуроченность фораминифер к водным массам с достаточно определенными физико-химическими показателями среды позволяет использовать их представителей в качестве индикаторов условий осадконакопления при восстановлении палеообстановок древних бассейнов. Палеоэкологические аспекты существования фораминифер и их значение для выяснения условий образования кайнозойских отложений Камчатки подробно рассмотрены в работах [Дмитриева, 2004; Бордунов, 2015].

Установленная зональность по фауне фораминифер соответствует определенной этапности развития фораминиферовых сообществ. Всего для среднего эоцена–среднего миоцена выделено 6 этапов.

Первому этапу соответствует время формирования зоны *Trochammina markini*–*Plectotrochammina rogonaiensis*. На этом этапе развитие получили как секреционные, так и агглютинирующие формы, причем преобладают в сообществах последние. Сообщества фораминифер характеризуют мелководные и, возможно, опресненные бассейны.

Во время второго этапа формирования сообществ происходило образование слоев с *Robulus* spp.–*Guttulina tumefacta*. В результате трансгрессии установились условия открытого моря с нормальной соленостью. На протяжении этого этапа происходил ряд важных биотических событий, таких, как вспышка развития секреционных фораминифер, появление планктонных и исчезновение агглютинирующих. Характерны относительно глубоководные комплексы.

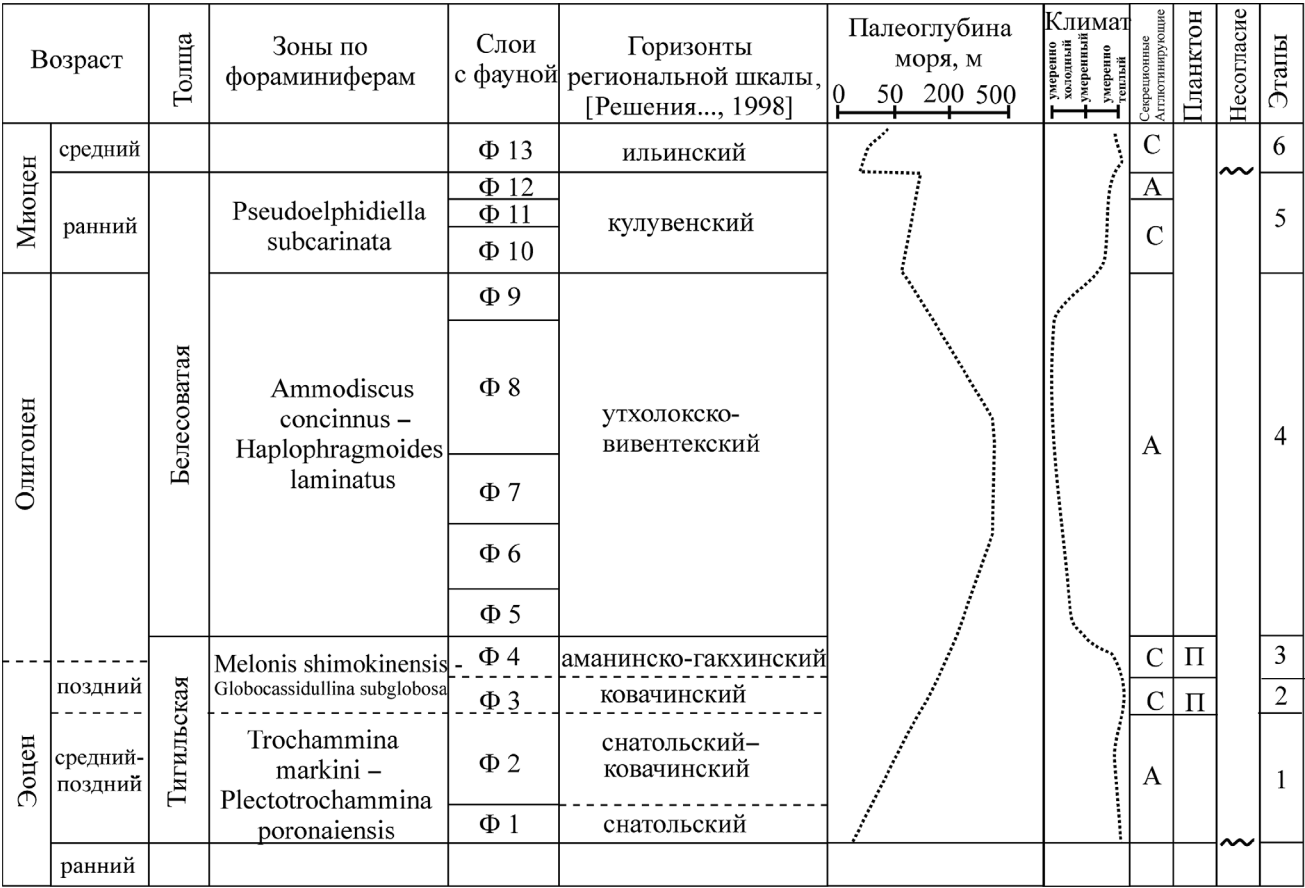


Рис. 4. Схема биотических событий палеогена–неогена в бухте Квачина

Между западной и восточной акваториями северной части Тихоокеанского бассейна отмечено расширение связи палеобассейнов. Это находит отражение в общности комплексов фораминифер позднеэоценового времени в Западной и Восточной Камчатке, на Корьякском нагорье, Сахалине, в Японии и Северной Америке. Завершение второго этапа в конце позднего эоцена ознаменовалось повсеместным исчезновением многих видов.

На третьем этапе происходило формирование отложений зоны *Melonis shimokinensis*–*Globocassidulina subglobosa*. Это промежуточный этап между существованием позднеэоценовых и раннеолигоценовых ассоциаций — отмечена преемственность с предыдущим комплексом, но появились новые виды, в том числе из семейства *Polymorphinidae*, что свидетельствует о похолодании, наступившем в олигоцене. Состав комплекса фораминифер характеризует присклонные условия с накоплением осадков турбидитного генезиса.

Четвертый этап развития фораминиферных сообществ характеризуется резкой сменой состава комплексов. Он охватывает интервал времени зоны *Ammodiscus concinnus*–*Haplophragmoides laminatus*, когда произошло исчезновение многих видов, родов и семейств, что связано с резким изменением физико-географического режима морского бассейна и похолоданием климата. В составе комплекса исчезли известковые фораминиферы. Появились

новые виды родов *Hippocrepinella*, *Haplophragmoides*, *Budashevaella*, *Cyclammina*, *Asanospira*. Во второй половине этапа исчезли более мелководные представители рода *Hippocrepinella*, доминировали более глубоководные виды. Состав комплекса фораминифер свидетельствует об углублении бассейна, вероятно, связанном как с начавшейся трансгрессией моря, так и с его тектоническим погружением.

На пятом этапе развития фораминиферных сообществ (зона *Pseudoelphidiella subcarinata*) появились представители родов *Pseudoelphidiella*, *Elphidiella*, *Porosorotalia* и др., что свидетельствует о потеплении климата, начавшемся в раннем миоцене, и установлении шельфовых относительно мелководных условий.

Шестой этап характеризуется комплексом фораминифер переходного состава начала среднемиоценовой трансгрессии, проявившейся во всем Охотоморском регионе. На рубеже раннего и среднего миоцена произошла значительная перестройка развития фораминиферных сообществ Охотоморского региона. Это нашло отражение и в нашем материале, в котором представлено сообщество смешанного состава с преобладанием относительно теплолюбивых секреторных форм климатического оптимума среднего миоцена. В сообществах преобладают относительно теплолюбивые секреторные формы, характерные для климатического оптимума среднего миоцена, со

значительным количеством переотложенных раковин эоценового и олигоценового возраста. Такой состав свидетельствует о значительной эрозии на границе нижнего и среднего миоцена.

**Заключение.** Частая встречаемость, широкое распространение и массовые находки фораминифер делают их весьма важной группой в разработке стратиграфических построений кайнозойских отложений региона.

Изучение развития кайнозойских палео-сообществ фораминифер Западной Камчатки показало, что намеченная этапность развития фораминифер носит неравномерный характер,

а этапы имеют разную протяженность, что напрямую связано как с историей геологического развития палеобассейнов, так и с особенностями эволюции сообществ фораминифер в течение палеогена–неогена. Выявленные перестройки состава и структуры сообществ фораминифер главным образом отражают изменение палеогеографических и палеоэкологических обстановок и тесно связаны с историей развития шельфовых бассейнов Западной Камчатки.

**Финансирование.** Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 19-05-00361, 18-05-00495, 18-05-00503).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А. Провинциальные зоны палеогена Северо-Западной Пацифики // Стратиграфия морского палеоцена и нижнего эоцена Западной Камчатки (палеонтологическая характеристика, палеогеографические обстановки). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2013. С. 85–88.

Бордунов С.И. Стратиграфия и фораминиферы неогена Восточной Камчатки. М.: ГЕОС, 2015. 148 с.

Братцева Г.М., Витухин Д.И., Гитерман Р.Е. и др. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 335 с.

Гладенков Ю.Б. Зоны перехода от океанов к континентам: опыт стратиграфических и палеоэкологических исследований // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 11–34.

Гладенков Ю.Б. Проявление фаз тектогенеза в кайнозое северо-западного обрамления Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 117–123.

Гладенков Ю.Б. Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 6. С. 101–113.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Бордунов С.И. и др. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. М.: Геокарт; ГЕОС, 2018. 202 с.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.

Дмитриева Т.В. Палеоэкология миоценовых фораминифер Западной Камчатки и их значение для выяснения условий формирования нефтеперспективных отложений // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: Недра, 2004. С. 199–207.

Дмитриева Т.В. Зональная шкала по бентосным фораминиферам продуктивных отложений палеогена и неогена Охотской нефтегазоносной провинции // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 376–395.

Дмитриева Т.В., Фрегатова Н.А. Разработка зонального стандарта верхнего олигоцена-миоцена Западной Камчатки по бентосным фораминиферам // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: Недра, 2004. С. 177–198.

Криштофович Л.В. Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки // Тр. НИГРИ. Нов. сер. Вып. 23. Л.: Ленгостоптехиздат, 1947. 151 с.

Плешаков И.Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки // Тр. НИГРИ. Сер. А. Вып. 123. Л., 1939. 39 с.

Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России — Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.

Серова М.Я., Спирина Л.В. Бентосные фораминиферы // Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. С. 61–67.

Pearson P.N., Olsson R.K., Huber B.T. et al. Atlas of Eocene planktonic foraminifera // Cushman Foundation for Foraminiferal Res. Spec. Publ. Fredericksburg. USA. 2006. Vol. 41. 513 p.

Поступила в редакцию 15.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 551.24

**В.М. Макеев<sup>1</sup>, Н.В. Макарова<sup>2</sup>, Т.В. Суханова<sup>3</sup>****ДЕФОРМАЦИИ ГЛУБИННЫХ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ФГБУН Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, 101000, Москва, Уланский пер., 13**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Sergeev Institute of Geoecology RAS, 101000, Moscow, Ulsansky pereulok, 13*

Рассмотрено внутреннее глубинное строение земной коры Восточно-Европейской платформы и поверхности мантийной литосферы. На представленных схемах трех основных слоев земной коры (нижнего, среднего и верхнего), а также поверхности мантийной литосферы впервые выделены деформации по изменению мощности слоев. Деформации сопоставлены по всем слоям, что позволило выделить активные центры, главные (сквозные) и локальные (проявленные в отдельных слоях) области. Границы этих областей — активные зоны разного ранга. Наблюдаемое сквозное развитие деформаций от слоя к слою или выражение некоторых из них лишь в отдельных слоях свидетельствует о субгоризонтальной расслоенности и субвертикальной делимости земной коры. Деформации глубинных слоев предварительно сопоставлены с приповерхностными новейшими платформенными структурами. Это позволило установить их связь и рассматривать глубинные деформации как новейшие. Исследования актуальны для решения фундаментальных проблем происхождения новейших структур и решения ряда практических задач.

**Ключевые слова:** деформации глубинных слоев, утолщение и утонение слоев, расслоенность земной коры, геодинамические области, активные центры и зоны, новейшие структуры, платформа.

The article deals with the internal deep structure of the earth's crust of the East European platform and the surface of the mantle lithosphere. The presented charts of the three main layers of the earth's crust — the lower, middle and upper and the surface of the mantle lithosphere — for the first time identified deformation by changing the thickness of the layers. Deformations are compared on all layers that allowed to allot the active center, the main (through) and local (developed in separate layers) areas. The boundaries of these regions are active zones of different ranks. The observed end-to-end development of strain from layer to layer or expression of some of them only in separate layers indicates on the sub-horizontal stratification and vertical divisibility of the earth's crust. Deformations of the deep layers are compared with the latest near-surface platform structures. This made it possible to establish a connection of near-surface deformations with deep ones and to consider the latter as the latest. These studies are relevant for solving fundamental problems of the origin of new structures and a number of practical problems.

**Key words:** deformation of deep layers, thickening and thinning of layers, geodynamics zones and centers, latest structures, tectonic lamination of the lithosphere.

**Введение.** Изучение глобальных и региональных геодинамических процессов в платформенной литосфере представляет собой актуальную задачу теоретической и практической геодинамики [Копп и др., 2014; Леонов и др., 2018; Леонов и др., 2001; Макаров и др., 2007; Новейшая..., 2000; Юдахин и др., 2003]. Признание того, что любой объем земной коры независимо от его размеров находится под влиянием разнородных напряжений и деформаций впервые привело к геодинамическому районированию платформ на принципиально новой основе [Макаров, 1996; Макарова и др., 2017; Ма-

кеев и др., 2018; Юдахин и др., 2003]. Источниками латеральных сил традиционно считаются конвергентные и дивергентные зоны литосферных плит и блоков. В качестве дополнительных источников сил рассматриваются глубинные тектоно-магматические (активные) центры, локализованные на разной глубине в земной коре. Платформенные деформации — суммарное выражение латеральных и глубинных процессов, активность которых изменяется по латерали и во времени.

Поскольку один из основных признаков деформации — изменение формы, в задачу иссле-

<sup>1</sup> Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, лаборатория эндогенной геодинамики и новейшей тектоники, докт. геол.-минер. н.; e-mail: vmakeev@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, канд. геол.- минер. н.; e-mail: makarovanat@yandex.ru

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

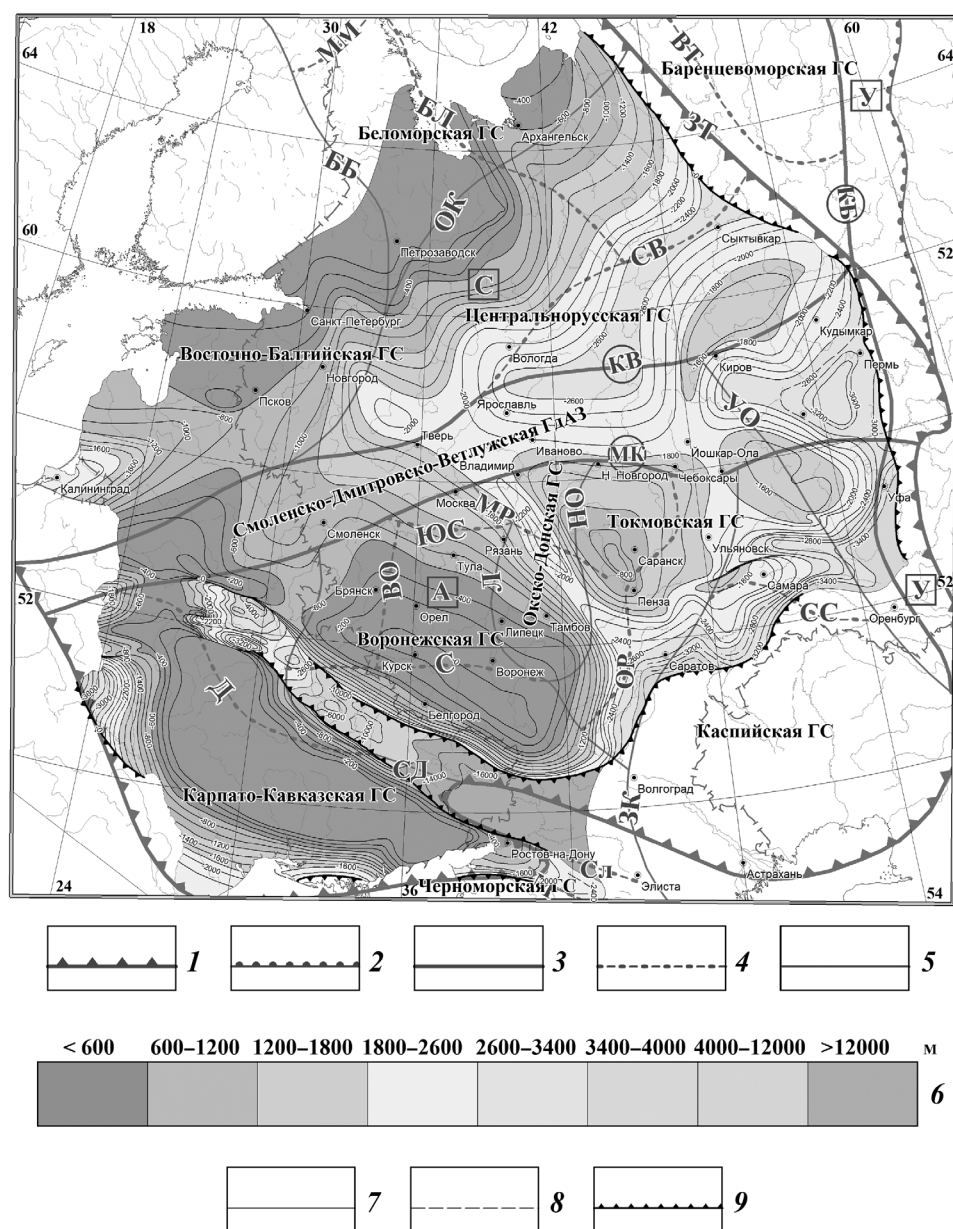


Рис. 1. Новейшие геодинамические системы Восточно-Европейской платформы (ВЕП), по [Макарова и др., 2017; Юдахин и др., 2003], наложенные на деформации кристаллического фундамента. Границы: 1 — ВЕП, 2 — орогенов Урала и Кавказа; геодинамически активные зоны: 3 — панрегиональные, 4 — региональные, 5 — локальные. 6 — деформации поверхности фундамента ВЕП (м); 7 — установленные, 8 — предполагаемые. 9 — высокоградиентные уступы рельефа.

Панрегиональные геодинамические системы (буквы в квадратах): А — Альпийская, С — Скандинавская, У — Уральская. Геодинамически активные зоны (буквы в кругах): КБ — Камско-Бельская, КВ — Клинско-Вятская, МК — Москворецко-Камская. Остальные зоны: ББ — Беломоро-Балтийская, БЛ — Беломорская, ВО — Верхнеокская, ВТ — Восточно-Тиманская, Д — Днепровская, ЗК — Западно-Каспийская, ЗТ — Западно-Тиманская, Л — Лосевская, М — Манычская, ММ — Мурманская, МР — Москворецко-Рязанская, НО — Нижнеокская, ОК — Онежско-Карпогорская, С — Сеймская, СВ — Сухоно-Вычегдская, СД — Северско-Донецкая, Сл — Сальская, СР — Сурская, СС — Сызрань-Самарская, УО — Уржум-Оренбургская, ЮС — Юхнов-Серпуховская. Названия региональных систем см. на рисунке

дования входило определение закономерностей изменения толщины глубинных слоев как по отдельности (нижний, промежуточный и верхний слои), так и в целом. Цель исследований — выявление геодинамических условий формирования глубинных и приповерхностных деформаций.

**Материалы и методы исследований.** Исходными данными для этих исследований послужили материалы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [Атлас..., 2013; Атлас..., 1989; Строение..., 2006], геолого-геофизических исследований [Краснопевцева, Щукин, 2000; Юдахин и др., 2003; Bogdanova et al., 2016], а также тектонического и геодинамического районирования [Karabanov, 2014; Макарова и др., 2017]. Поскольку графические материалы опубликованы в разных масштабах и проекциях, нами их привязка и сопоставление выполнены исключительно в ГИС MapInfo.

**Методы изучения глубинных деформаций.** Восточно-Европейская платформа (ВЕП) подвергалась

неоднократным тектоно-магматическим преобразованиям циклического характера, в процессе которых сформировались добайкальский, каледонский, киммерийский и альпийский структурно-вещественные этажи. Новейший тектонический этап с тридцатимиллионной историей геологического развития как часть альпийского цикла продолжается поныне, что позволяет привлечь метод актуализма для изучения глубинных процессов.

Новейший этап выражен в деформациях позднемезозойской поверхности выравнивания, несогласно наложенных на структуры древнего субстрата (рис. 1), по этой причине различаются инверсионные поднятия в пределах Московской и Мезенской синеклиз и т.п. Согласно концепции новейших геодинамических систем деформации развиваются под влиянием глобальных, региональных и локальных сил и процессов.

Сейсмологические и геолого-геофизические исследования показали, что мощность нижнего,



промежуточного и верхнего слоев земной коры ВЕП не выдержана и характеризуется разнотипными утолщениями и утонениями [Краснопевцева, Шукин, 2000; Строение..., 2006]. Изменчивость толщины слоев (изопахиты, км) и земной коры в целом (глубина Мохо, км) указывает на их вещественно-структурное преобразование под влиянием разноранговых источников сил и напряжений (тектонно-магматические центры). Изопахиты и изогипсы слоев — замкнутые, а также незамкнутые, это позволяет рассматривать их в качестве изгибов (деформаций) с полным и прерывистым типом развития соответственно. Полные деформации имеют линейную (спрямленную), овальную и изометричную конфигурацию, прерывистые — заливо- и террасообразную. На рисунках стиль деформаций подчеркнут осевыми линиями.

Согласно геодинамическим принципам деформации типизированы на геодинамически активные и относительно пассивные (наведенные) [Макарова и др. 2017; Макеев и др. 2018]. В качестве первых рассматриваются контрастные выступы и погружения границы Мохо, аномальные раздувы и утонения глубинных слоев, которые при прочих равных условиях (выраженность в деформациях поверхности кристаллического фундамента и земной поверхности и т.д.) рассматриваются как геодинамически активные центры или источники тектонических сил, в качестве вторых выступают пассивные в геодинамическом отношении деформации, согласующиеся с конфигурацией активных центров. Активные и пассивные деформации районированы с выделением геодинамических областей, включающих активный центр и конформные с ним деформации (наведенные), включая концентрические и радиальные деформации с прерывистым типом развития.

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Деформации раздела Мохоровичича (Мохо).** Раздел Мохо в ВЕП интенсивно дифференцирован по глубине от 35 до 50 км [Атлас..., 2013; Краснопевцева, Шукин, 2000]. Его дифференцированность позволяет выделить поднятия и опускания, принадлежащие к трем разным геодинамическим областям: 1) Каспийской, 2) Балтийской и 3) Приднестровской<sup>4</sup> (рис. 2).

**Каспийская область (I)** выделена в юго-восточной части ВЕП. Ее локализация совпадает с Прикаспийской синеклизой и частично с Воронежской и Волго-Уральской антекклизами. Активный центр области — Центрально-Каспийский мантийный выступ на глубине 35 км (I). От него в разные стороны распространяется несколько деформаций радиального типа. Наиболее протяженная из них Общесыртно-Камская (ОБК) субмеридионального простирания. Две другие

(безымянные) менее протяженные, при этом одна направлена из центра на запад в сторону Рязани, другая — почти на юг в сторону Предкавказья. От выступа к Воронежской антеклизе отмечена зона резкого погружения раздела Мохо с 35 до 45 км. С ней согласуется новейшая Западно-Каспийская геодинамически активная зона сейсмогенного типа (ГдАЗ) [Землетрясения..., 2007].

Над мантийным выступом мощность отложений Прикаспийской синеклизы составляет ~24 км. Литостатическое давление этой толщи на выступ и, возможно, его встречное поднятие вызывают субвертикальное сжатие и развитие тангенциальных (касательных) напряжений растяжения. Отток (отжатие) глубинного вещества в стороны, наиболее ярко выраженный в обширной редукции промежуточного слоя, сопровождается образованием складок волочения. На удалении от центра происходит утолщение земной коры и его изостатическая компенсация, что выражено в рельефе образованием Ергенинского, Приволжского, Бугульминско-Белебеевского и Урало-Эмбенского поднятий. Центробежный характер движения глубинного вещества привел к образованию Каспийской радиально-концентрической области, конформной с новейшим Циркум-Каспийским прогибом.

**Балтийская область (II)** выделена в северо-западной части ВЕП. Над ней находятся Фенно-скандинавский щит и три синеклизы: Балтийская, Московская и Мезенская. Здесь выделены два активных центра, выраженных высокоамплитудными деформациями Мохо: 1) Центрально-Финляндское (ЦФ) погружение и 2) Северо-Ботническое (СБН) поднятие (рис. 2).

Над ЦФ погружением (до 50 км) отмечено утолщение земной коры, а на земной поверхности — сводовое поднятие. Их образование могло быть связано с локальным интенсивным погружением мантийной литосферы, которое вызвало растяжение и опускание вышележащих слоев земной коры. Верхнемантийное опускание компенсируется центростремительным «притоком» глубинного вещества с периферии с развитием послонных складок волочения, что приводит к утолщению коры и последующему ее поднятию. Эти процессы привели к образованию Балтийской концентрической области, согласной с новейшим Циркум-Балтийским поднятием, или Скандинавской системой (рис. 1).

Над СБН поднятием (до 40 км) расположена северная часть Ботнического залива, происхождение которого связано с ледниковым периодом. Аккумуляция мощной ледниковой шапки (до 3 км) в позднечетвертичное время вызвало опускание под ней раздела Мохо, а последующая деградация ледника — его поднятие [Mourner, 2004]. Счита-

<sup>4</sup> Названия глубинных геодинамических областей, активных центров и зон даны в соответствии с географической привязкой.

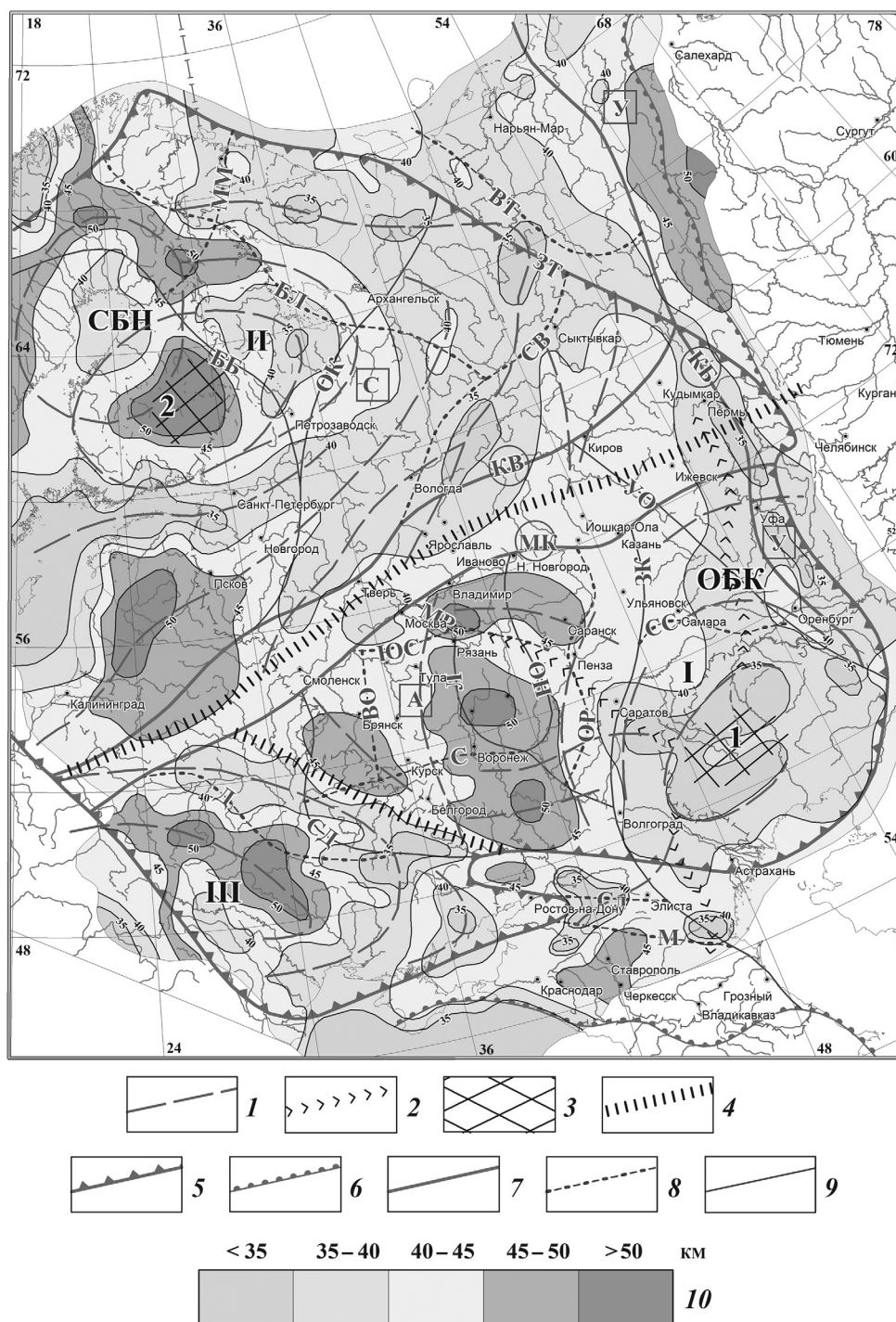


Рис. 2. Деформации поверхности мантийной литосферы (раздел Мохо): 1 — деформации раздела Мохо; 2 — неполные (прерывистые) деформации; 3 — геодинамически активные центры; 4 — глубинные активные зоны, отвечающие границам геодинамических областей; границы: 5 — Восточно-Европейской платформы, 6 — орогенов Кавказа и Урала. Геодинамически активные зоны: 7 — региональные, 8 — локальные; 9 — изолинии раздела Мохо (км); 10 — шкала глубин раздела Мохо, по [Краснопевцева, Шукин, 2000]

Геодинамически активные центры: 1 — Центрально-Каспийский и 2 — Центрально-Финляндский. Геодинамические области: I — Каспийская, II — Балтийская, III — Приднестровская. СБН — Северо-Ботнический мантийный выступ, ОБК — Общесыртыско-Камская заливообразная структура

ется, что инверсия Мохо продолжается поныне. Подтверждает это компенсационное погружение, наметившееся вокруг активного поднятия.

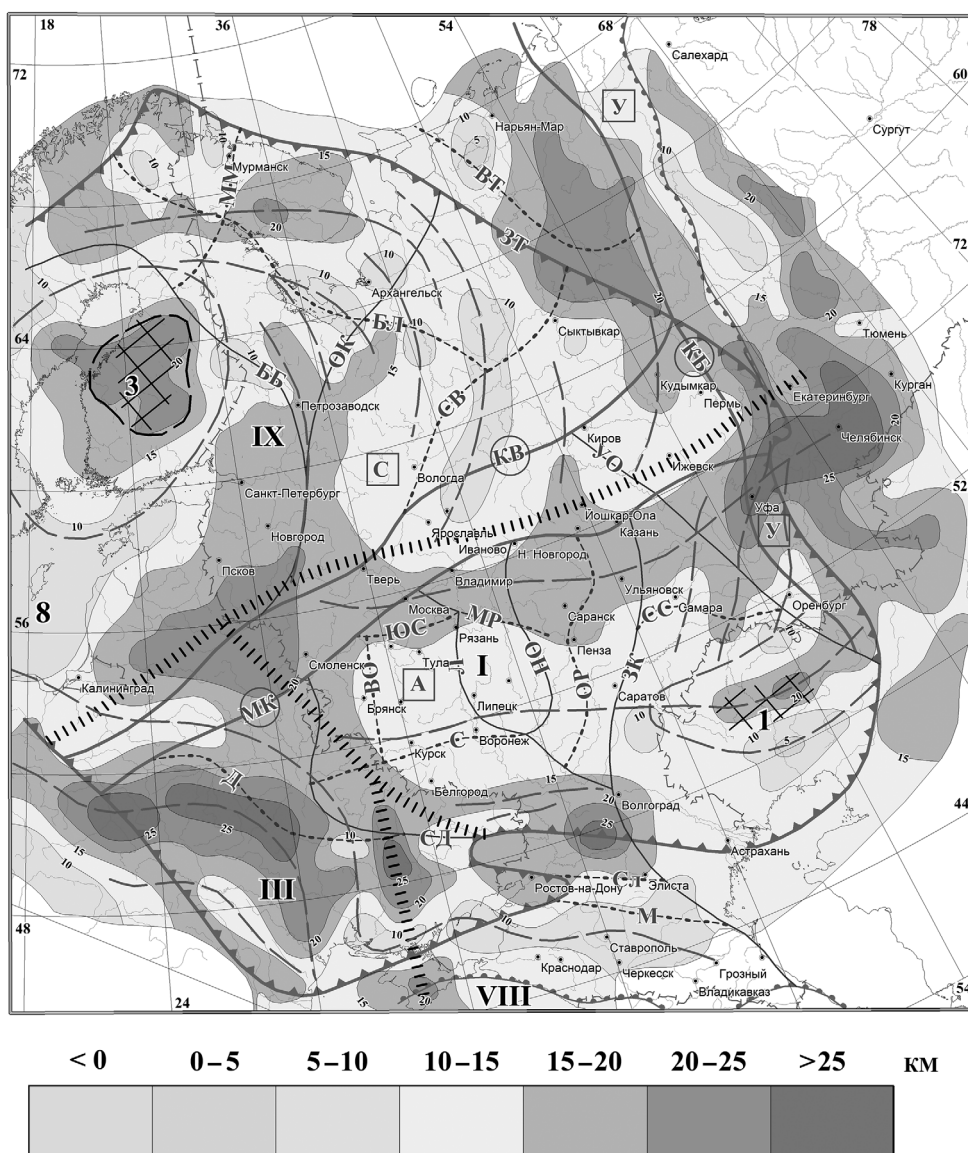
Граница Балтийской и Каспийской областей рассматривается как активная. В новейшей структуре ей соответствует граница Скандинавской и Альпийской геодинамических систем, или, точнее, Смоленско-Дмитровско-Ветлужская зона (ГдАЗ) [Макарова и др., 2017] (рис. 1).

Приднестровская область (III) выделена в юго-западной части ВЕП. Над ней находятся Украинский щит и Днепровско-Донецкая (Украинская) синеклиза с одноименным авлакогеном в основании. По размерам область сравнительно небольшая

и с интенсивно дифференцированным разделом Мохо от 35–40 до 50 км. Деформации выражены выпуклыми на северо-восток относительно пассивными поднятиями и опусканиями (рис. 2), которые наводятся со стороны Карпатской дуги новейшего орогенеза (зона конвергенции литосферных плит и блоков). От нее фронт деформаций распространяется в восток–северо-восточном направлении в сторону ВЕП.

Граница Приднестровской и Каспийской областей активна. Она согласуется с древним Днепровско-Донецким авлакогеном и новейшей Днепровской ГдАЗ (рис. 1), с которыми связана сейсмическая активность в регионе.

Рис. 3. Деформации нижнего слоя земной коры, изолинии с цифрами — изопакиты (км) нижнего слоя земной коры, по [Краснопевцева, Шукин, 2000]. Геодинамические области: III — Приднестровская, I — Каспийская, VIII — Прикавказская, IX — Восточно-Балтийская. Геодинамически активные центры: 3 — Карело-Финский, 8 — Готландский (предполагаемый). Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2



**Деформации нижнего слоя земной коры.** Мощность (толщина) нижнего слоя дифференцированная и составляет от 5 до 25 км. Ее закономерное изменение отражает изгибы, принадлежащие четырем разным областям: 1) Каспийской, 2) Восточно-Балтийской, 3) Приднестровской и 4) Прикавказской (рис. 3).

**Каспийская область (I),** выделенная в Мохо, имеет продолжение и в нижнем слое, здесь ее форма из изометричной становится субширотной. Над Центрально-Каспийским выступом проявлены малые по размеру утолщения до 25 км и несколько изометричных утонений до 5–10 км, от которых в западном направлении вплоть до меридиана Брянска отмечено относительно широкое утонение овальной формы. К северу утонение сопряжено с относительно узким утолщением слоя до 15 км, которое рассматривается как граница Каспийской и Восточно-Балтийской областей. В западной (Новгород, Калининград, Смоленск) и восточной частях выступа (Уфа, Челябинск) выявлены два аномальных раздува мощности слоя (до 20 км).

Первое расположено почти над аномально выраженным погружением раздела Мохо, вызвавшим его образование. Второе утолщение находится на пересечении с Южно- и Среднеуральскими субмеридиональными структурами.

Субширотная зона утолщения, выраженная несогласным сочленением Каспийской и Восточно-Балтийской областей, согласуется с новейшей Смоленско-Дмитровско-Ветлужской ГдАЗ [Юдахин и др., 2003].

**Восточно-Балтийская область (IX),** как и Балтийская, занимает обширную площадь на северо-западе ВЕП (рис. 3). Но, несмотря на схожесть их циркумобразных деформационных рисунков, эти области различаются. Причина этого явления кроется в геодинамически активных центрах, которых в рассматриваемой области два — Карело-Финский и Готландский.

Карело-Финский центр выражен аномальным раздувом мощности до 20–25 км. Как показано выше, его образование вызвано локальным погружением раздела Мохо. По направлению от

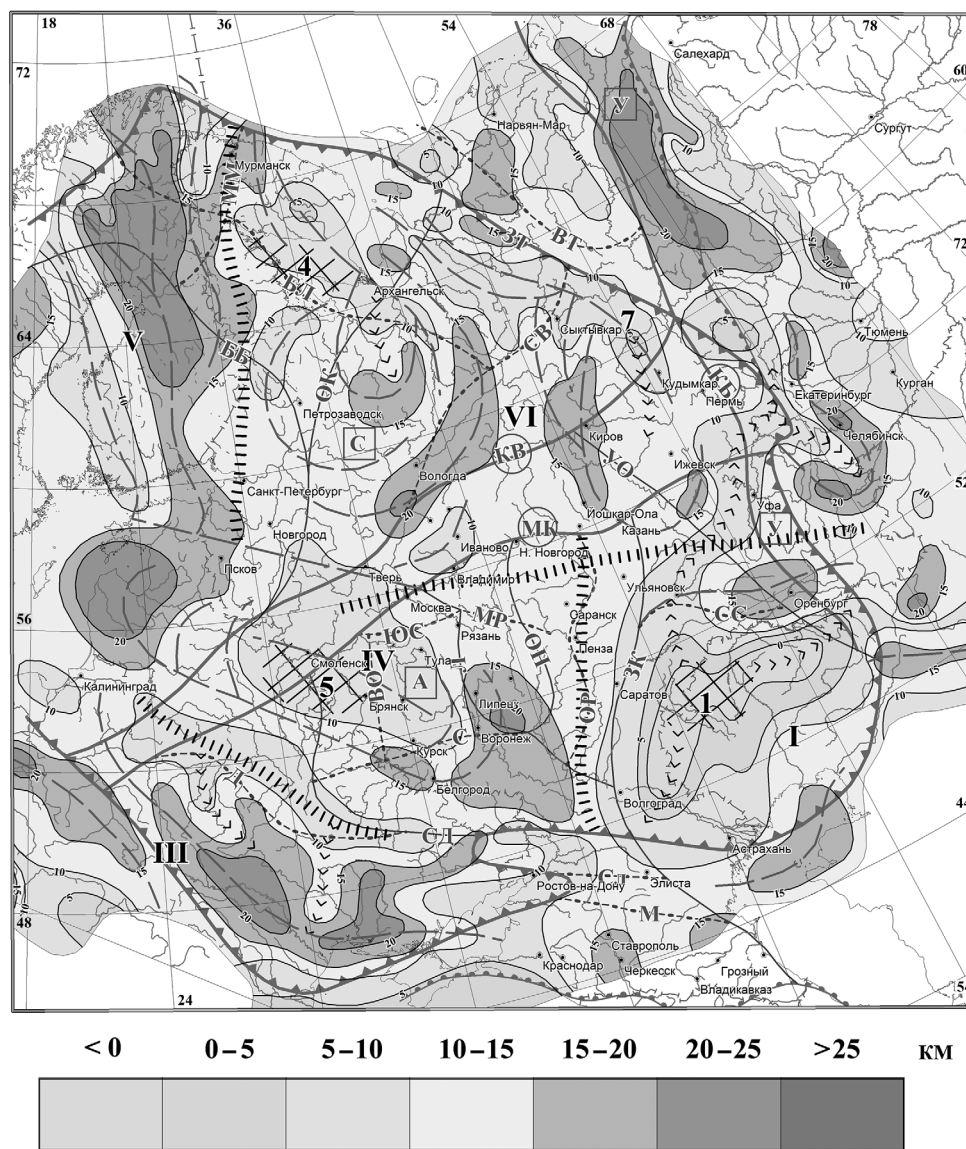


Рис. 4. Деформации промежуточного слоя земной коры, изолинии с цифрами — изопакеты (км) промежуточного слоя, по [Краснопевцева, Шукин, 2000]. Геодинамические области: III — Приднестровская, IV — Центрально-Русская, V — Норландская, VI — Беломорско-Предтима́нская. Геодинамически активные центры: 4 — Канда́лакшский, 5 — Смо́ленско-Орловский, 7 — Предтима́нский (предполагаемый). Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2

границ области с юго-востока к центру происходит неравномерно выраженное утолщение слоя с 5–10 до 25 км, сопряженное с дугообразными деформациями. Они отвечают относительным утолщениям и утонениям слоя, по механизму образования складок «тяги».

Готландский центр расположен юго-западнее Карело-Финского центра и выражен утонением нижнего слоя до 5–10 км, которое в общих чертах согласуется с выступом раздела Мохо (рис. 2). Заметим, что в более высоких слоях эти особенности строения нижней коры и мантийной литосферы не проявляются, но с ними согласуются впадина Балтийской синеклизы и молодой Восточно-Балтийский среднечетвертичный грабен, приуроченный к наиболее прогнута́й части синеклизы.

**Приднестровская область (III)** характеризуется устойчивым развитием. Она выделена в разделе Мохо, а также в нижнем слое в виде сопряженных дугообразных утонений до 10–15 км и утолщений до 25 км. Источником сил и напряжений, вызвавшим их образование, служит новейшая дуга

Карпат. От конвергентной границы литосферных плит напряжения распространяются по латерали в сторону ВЕП. Механизм передачи напряжений отвечает принципу «толкай», что, очевидно, вызывает перераспределение мощности в нижнем слое с образованием дуг, выпуклых на северо-восток. Они, в свою очередь, могут вызвать развитие складок волочения в промежуточном слое.

**Прикавказская область (VIII)** выделена на крайнем юге в районе Скифской молодой (эпипалеозойской) плиты. Область выражена утонениями нижнего слоя до 10 км, сопряженными с утолщениями (до 15–20 км) широтного простирания, которые согласуются с кавказским (зона конвергенции литосферных плит) динамическим фронтом. Линейные прикавказские деформации и дуговые приднестровские деформации несогласно сочленяются в виде узкой субмеридиональной зоны утолщения до 25 км, рассматриваемой в качестве активной и сейсмогенной [Землетрясения..., 2007]. В районе Крымского п-ова активная зона согласуется с транзитной

Центрально-Крымской линеаментной зоной [Макарова и др., 2017].

**Деформации промежуточного слоя земной коры.**

Мощность промежуточного слоя изменяется в широких пределах — от 5 до 20 км, что позволяет выделить изгибы, относящиеся к пяти областям: 1) Каспийской, 2) Норландской 3) Приднестровской, 4) Центрально-Русской и 5) Беломорско-Предтимианской (рис. 4). Из активных центров этих областей в промежуточном слое устойчиво проявлен Центрально-Каспийский выступ. В остальных случаях центры выражены локально, т.е. в отдельных слоях.

**Каспийская область (I)**, выявленная в разрезе Мохо и в нижнем слое, ярко выражена и в промежуточном слое. Согласно активным зонам, которые ее ограничивают, она изометричная и относительно уменьшенная по площади. В центральной части слой аномально утонен вплоть до выклинивания, что можно рассматривать как результат оттока глубинного вещества в стороны, вызванного воздействием Центрально-Каспийского выступа. В качестве своеобразных деформаций радиального типа («каналов»), по которым, возможно, происходит отток, выступают утонения слоя до 5 км шириной до 150 км и длиной >1000 км. Радиальных утонений выделено три, и все они направлены из центра на север, восток и юго-запад.

**Норландская область (V)** выделена в крайней северо-западной части ВЕП — над ней находится Фенноскандинавский щит (рис. 4). Ее площадь в 2 раза меньше Балтийской и Восточно-Балтийской областей. Активные центры здесь не выделены, поскольку они находятся за пределами ВЕП в акватории. В качестве таковых можно рассматривать дивергентные границы литосферных плит и блоков — Северо-Атлантическую и Арктическую зоны спрединга.

Область характеризуется развитием субмеридиональных деформаций, отражающих интенсивную дифференциацию мощности слоя от 10 до 25 км. Их развитие в юго-восточном направлении ограничено более активной Беломорско-Предтимианской областью, что позволяет выделить на их границе активную зону. Исходя из геодинамического принципа, согласно которому менее активные (пассивные) деформации подчиняются более активным, деформации Норландской области следует рассматривать в качестве пассивных.

**Приднестровская область (III)** устойчиво выделяется в юго-западной части ВЕП, занимая, как всегда, относительно небольшую площадь. Она характеризуется утолщением слоя до 20–25 км, сопряженным с его утонением до 5–10 км. В отличие от нижнего слоя, где деформации согласуются с Карпатской дугой, деформации промежуточного слоя — «антикарпатские» — в нем дуги выпуклы в обратную сторону, т.е. в сторону Карпат. Происхождение этих дуг можно связать с расслоенностью

литосферы по деформациям, т.е. более активные карпатские деформации нижнего слоя вызывают развитие над ними в менее активном промежуточном слое антикарпатских складок волочения (рис. 3, 4).

**Центрально-Русская область (IV)** выделена в центральной части ВЕП. Она имеет овальную форму, несколько вытянутую в северо-западном направлении по линии Смоленск—Орел. Над ней находятся поднятия Белорусской и Воронежской антеклиз. Активный центр, вызвавший ее образование — Смоленско-Орловское аномальное утонение коры до 5–10 км, сопряженное с двумя пассивными в геодинамическом отношении утолщениями до 20–25 км: первое находится на юго-востоке области и имеет угловатую форму, второе — на северо-западе и имеет изометричную форму (район Рижского залива). Утонение в промежуточном слое, возможно, вызвано литостатическим давлением раздува (мощность >25 км), расположенным над ним в верхнем слое. Его давление привело к оттоку глубинного вещества в нижнем слое и в сторону рассмотренных утолщений (рис. 2, 3).

Граница Центрально-Русской и Каспийской областей отвечает активной зоне, согласующейся с новейшей Западно-Каспийской зоной (ГдАЗ). В рельефе ей отвечает высокоградиентный правобережный склон (эрозионный уступ) Волги. Юго-западной границей рассматриваемой области служит узкое утонение до 5–10 км, с которым согласуется прогиб Днепровско-Донецкого авлакогена. Северо-восточная граница области отвечает зоне сопряжения Онежско-Предтимианской и Норландской областей.

**Беломорско-Предтимианская область (VI)** обширная, она объединяет деформации, разнотипные по морфологии: дуговые, линейные и изометричные. Над областью в верхнекоровом слое расположены Мезенская и Московская синеклизы и Волго-Уральская антеклиза. В области выделяются Кандалакшское (западное) и Предтимианское (восточное) утонения небольшой мощности (5–10 км) северо-западного простирания, относимых к активным центрам (рис. 4). Вместе эти утонения образуют две левосторонние кулисы — западная тяготеет к Кандалакшскому четвертичному прогибу-грабену, а восточная — к Предтимианью. От них на юг — к центру Московской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы — распространяются короткие радиальные утонения (5–10 км) и дугообразные утолщения (15–20 км), указывающие на активность центров.

**Деформации верхнего слоя земной коры.** Мощность верхнего слоя сокращается с 20 км до полной редукции. В нем выделены четыре геодинамические области — Каспийская, Онежско-Норландская, Приднестровская и Центрально-Русская (рис. 5).



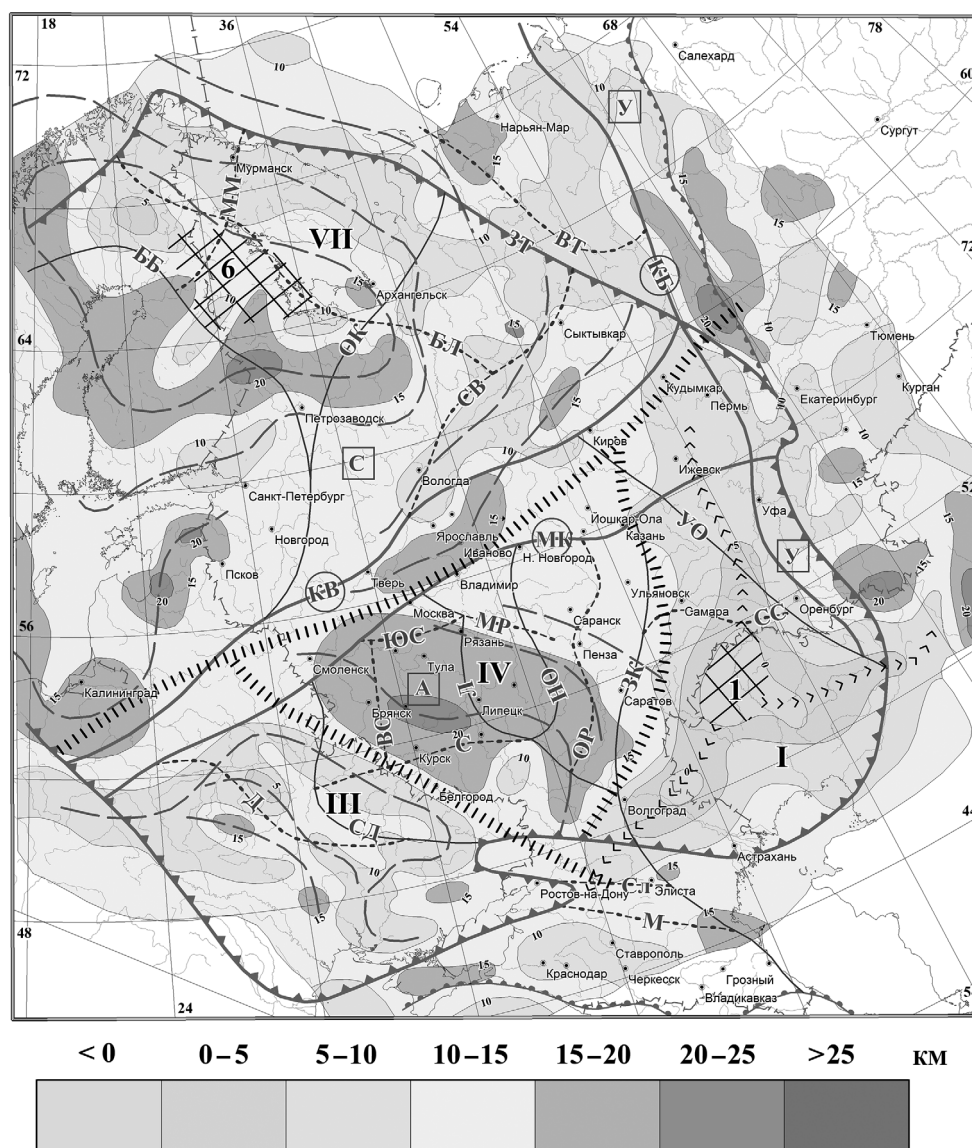


Рис. 5. Деформации верхнего слоя земной коры, изолинии с цифрами — изопакиты (км) промежуточного слоя, по [Краснопевцева, Шукин, 2000]. Геодинамические области: III — Приднестровская, IV — Центрально-Русская, VII — Онежско-Норландская; 6 — Северо-Норландский геодинамически активный центр. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2

Каспийская область (I), относящаяся к категории длительно и устойчиво развивающихся, имеет радиально-лучистое строение. Ее активный центр, выраженный редуцированной частью слоя, отвечает Центрально-Каспийскому выступу слоя Мохо. Характерная особенность области — узкие утонения слоя радиального типа, расходящиеся от центра в стороны. Наиболее протяженное утонение меридиональное, направленное на север вдоль Предуралья. Менее протяженные утонения направлены на восток к Урало-Эмбенскому плато и на юг к Днепровско-Донецкому авлакогену. Утонения могут отражать движение глубинного вещества, направленного из активного центра в стороны. Согласно границам морфология Каспийской области в разных слоях разная: в разделе Мохо и нижнем слое область вытянута субширотно, в промежуточном слое она приобретает изометричную форму, а в верхнем — становится субмеридиональной. При этом ее активный центр, выраженный мантийным выступом, устойчив на протяжении всей эволюции земной коры.

Онежско-Норландская область (VII), так же, как Балтийская и Восточно-Балтийская области, занимает северо-западную часть ВЕП. По отношению к небольшой Норландской области она резко дискордантна, что, возможно, служит причиной развития субгоризонтальной расслоенности по деформациям и повышенной сейсмической активности Балтийского щита [Землетрясения..., 2007].

Северо-Норландский активный центр (СН) представлен здесь тремя малыми аномальными утонениями слоя (5–10 км и менее). В рельефе им отвечают поднятия Северного Норланда, Карельского массива и Ветреного пояса. Непосредственно вокруг СН центра развиты дугообразные утонения до 10–15 км и утолщения до 25 км. По мере удаления на юго-запад от центра установлена подковообразное утолщение слоя до 20–25 км, а на северо-восток, наоборот, — его утонение до 5–10 км. В южной и юго-восточной частях области мощность слоя также уменьшается до 5–15 км. Южная граница рассматриваемой области

согласуется с новейшей Смоленско-Дмитровско-Ветлужской зоной (ГДАЗ) (рис. 1).

*Приднестровская область* (III) устойчиво выражена, как и в других слоях земной коры, но менее ярко. Ее деформации подчиняются Карпатскому динамическому фронту, действующему в направлении платформы. С деформациями промежуточного слоя они не согласуются, поскольку в нем выпуклость ориентирована в обратную — юго-западную — сторону. Подобную расслоенность связывают со способностью земной коры передавать напряжения снизу вверх по разрезу к земной поверхности. Наиболее активен в этом смысле нижний слой, который вызывает развитие в промежуточном слое пассивных складок волочения «антикарпатского» типа. Под их влиянием, в свою очередь, развиваются деформации в верхнем слое.

На земной поверхности под влиянием карпатского динамического фронта формируется ряд поднятий (Предкарпатское, Волыно-Подольское и Приднестровское), сопряженных с прогибами (Приднепровский и др.). Их амплитуда постепенно уменьшается в северо-восточном направлении, и на границе Приднестровской и Центрально-Русской областей подобного типа структуры угасают.

*Центрально-Русская область* (IV), выделенная в промежуточном слое, находит свое продолжение и в верхнем слое. Здесь она имеет угловатую форму и увеличенную площадь. Активный центр области — аномально выраженный раздув до 15–25 км овальной формы, отвечающий Воронежской антеклизе. Его образование, возможно, стало причиной развития под ним в промежуточном слое своеобразного утонения, о чем сказано выше. Восточная граница рассматриваемой области с Каспийской областью плавная, нерезкая. Такое же строение имеет северо-западная граница области. Юго-западная граница с Приднестровской областью — высокоградиентная, вдоль нее резко уменьшается мощность слоя с 25 до 5–10 км.

**Заключение.** Изгибы слоев земной коры ВЕП, выраженные в изменениях мощности слоев, районированы с выделением геодинамических областей. По устойчивости развития области типизированы на главные и локальные.

К главным геодинамическим областям относятся: 1) Каспийская, 2) Балтийская, 3) Приднестровская, 4) Центрально-Русская. Они устойчиво и длительно развиваются и проявлены во всех глубинных слоях земной коры.

Каспийская область характеризуется утонением всех слоев над мантийным выступом Мохо вплоть до их полной редукции. От выступа к границам области наблюдается увеличение мощности земной коры от 35 до 50 км с развитием радиальных и концентрических деформаций центробежного типа. Площадь Каспийской области сокращается снизу вверх по разрезу, и ее конфигурация изменяется от субширотной до

изометричной и субмеридиональной. Последняя характерна для новейшей внутриплатформенной Циркум-Каспийской системы деформаций.

Балтийская область характеризуется активным центром, выраженным высокоградиентным погружением поверхности Мохо, над которым отмечены раздувы мощности слоев до 25 км. От центра к периферии области мощность коры сокращается до 10–15 км с развитием дугообразных деформаций центростремительного типа. Балтийская область в поверхности Мохо в нижнем и верхнем слоях — овальная субширотная, а в промежуточном слое — субмеридиональная. Ее образование можно связать с суперпозицией разнородных латеральных и глубинных сил, проявившихся в виде новейшей Циркум-Балтийской системы деформаций.

Приднестровская область также устойчиво и длительно развивается от слоя к слою. Ее образование, в отличие от Каспийской области, связано с латеральным источником сил, находящимся за пределами ВЕП. Закономерная черта ее развития — разнонаправленная выпуклость деформаций: в нижнем и верхнем слоях раздела Мохо их выпуклость карпатская, а в промежуточном слое — «антикарпатская». Причина разнонаправленных деформаций кроется в латеральных напряжениях, которые вызывают развитие послойных складок волочения. В приповерхностной зоне им отвечает новейшая Карпатская система деформаций.

Центрально-Русская область выделена в промежуточном и верхнем слоях земной коры. В нижнем слое и в разделе Мохо она не установлена. В качестве активного центра рассматривается аномальный раздув мощности до 20–25 км в верхнем слое и его литостатическое давление на промежуточный слой, что привело к его аномальному утонению до 5–10 км. Выжимание глубинного вещества в стороны вызвало образование конформных с ними пассивных деформаций. В новейшей структуре этим глубинным процессам отвечает новейшее Среднерусское (Воронежское) поднятие — часть Альпийской системы деформаций.

К локальным геодинамическим областям относятся: Восточно-Балтийская, Онежско-Норландская, Норландская, Беломорско-Предтимианская. Они выражены в отдельных слоях земной коры и принадлежат в основном к главной Балтийской геодинамической области. Их формирование можно объяснить особенностями интерференции локальных деформаций, вызывающих интенсивную расслоенность в земной коре, что требует дальнейшего специального рассмотрения.

Таким образом, глубинные геодинамические области (ГДО) рассматриваются как разноранговые и разнотипные по генезису. Их образование связано с *глубинными и латеральными источниками сил и напряжений*, при этом первые выражены активными выступами и погружениями мантийной литосферы и аномальными раздувами и утонени-

ями слоев. Добавим, что деформации слоев могут быть вызваны мощными ледниковыми центрами, а другими источниками деформаций — конвергентные и дивергентные зоны литосферных плит и блоков. Деформации в промежуточном слое чаще всего компенсационные. Глубинная активность передается в приповерхностную зону ВЕП, вызывая образование новейших систем деформаций, выраженных поднятиями, прогибами и

флексурами (ступенями), а также геодинамически активными зонами (ГдАЗ). Зоны рассматриваются как источники повышенных напряжений и деформаций, в том числе, сейсмогенного типа.

**Финансирование.** Исследования выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований президиума РАН (проект № 13000/2215-19) и госзадания ИГЭ РАН (проект № АААА-А19-119021190076-9).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР. М.: ВНИИГеофизика, 1989. 84 с.

Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 94 с.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукина. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2007. 381 с.

Краснопецева Г.В., Шукин Ю.К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73–84.

Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю. Новейшее поле напряжений востока Русской плиты и Урала по макро- и мезоструктурным данным // Геотектоника. 2014. № 4. С. 23–43.

Леонов Ю.Г., Гуценко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.

Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. М.: Наука, 2018. 329 с.

Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недр Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13. С. 49–60.

Макаров В.И., Шукин Ю.К., Юдахин Ф.Н. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья, их природа и современная геодинамика // Литосфера. 2007. № 3. С. 86–94.

Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л. и др. Геодинамические системы и геодинамически актив-

ные зоны Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 91. Вып. 4–5. С. 9–25.

Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В. Глубинная геодинамика Восточно-Европейской платформы и ее отражение в новейших геодинамических системах: Мат-лы L (50) тектон. совещ. «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры». М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 401–405.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Пробел, 2000. 487 с.

Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EURO-PROBE. М.: Геокарт, 2006. 736 с.

Тектоническая расслоенность и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.

Шукин Ю.К., Бабак В.И., Краснопецева Г.В. О связи структурно-геоморфологических и геолого-тектонических глубинных направлений: Мат-лы XIV междунар. конф. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Петрозаводск: КНЦ РАН, 2008. С. 369–373.

Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European craton. Reference module in earth systems and environmental sciences. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 205–220.

Karabanov, A.K. Neotectonics and neo-geodynamics of Belarus. Saarbrücken, Germany: Lambert Academic Publishing, 2014. 252 p.

Mörner N.A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 139–157.

Поступила в редакцию 25.10.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 551.782

**Ю.В. Ростовцева<sup>1</sup>, К.П. Коиав<sup>2</sup>, А.И. Рыбкина<sup>3</sup>****ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ  
КОНКСКОГО РЕГИОЯРУСА ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ  
(КУРИНСКИЙ ПРОГИБ)**

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1  
ТГУ Институт геологии имени Александра Джанелидзе, 0186, Тбилиси, ул. А. Политковской, 31  
ФГБУН Геофизический центр РАН, 119296, Москва, ул. Молодежная, 3

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1  
Alexander Janelidze Institute of Geology, 0186, Tbilisi, A. Politkovskaya, 31  
Geophysical center of the RAS, 119296, Moscow, Molodezhnaya st., 3

Впервые выполнены циклостратиграфические исследования мелководно-морских отложений среднего миоцена (конкского региояруса) Восточной Грузии (Восточный Паратетис, Куринский прогиб). По результатам статистической обработки магнитной восприимчивости пород, включающей построение Lomb-Scargle и REDFIT периодограмм, а также использования разложения Гаусса, в изучаемых отложениях выявлено наличие цикла длиной 2,4–2,7 м, отвечающего, скорее всего, долгопериодным колебаниям прецессии. Установлено, что скорость седиментации менялась во времени в зависимости от условий осадконакопления и составляла от 8,75 до 13,75 см/1000 лет. Предполагается, что изучаемые конкские отложения (сартаганские и веселянские слои) накапливались на протяжении не менее 475–600 тыс. лет. Формирование сартаганских слоев по времени сопоставимо с глобальным циклом изменения уровня вод ТВ 2,5.

**Ключевые слова:** конкский региоярус, средний миоцен, Восточный Паратетис, скорость осадконакопления, циклостратиграфия.

The shallow-marine sediments of the Middle Miocene (mainly the Konkian) of the Eastern Georgia (Eastern Paratethys, Kura basin) were investigated by cyclostratigraphy methods. Time series analysis (Lomb-Scargle and REDFIT periodograms, Gaussian filters) revealed statistically significant signal with 2,4–2,7 m wavelength corresponding most likely to the precession cycle. Based on statistical processes, a sedimentation rate of the studied sediments from 8,75 to 13,75 cm/kyr for different depositional setting was detected. We suggest that the studied Eastern Georgia Konkian sediments (Sartaganian and Veselyankian beds) accumulated during of at least 475–600 kyr. The Sartaganian (beds with most diverse marine fauna of the Konkian) can be correlated with interval of highest sea-level rise of TB 2,5 cycle.

**Key words:** Konkian, Middle Miocene, Eastern Paratethys, sedimentation rate, cyclostratigraphy.

**Введение.** Для сопоставления региоярусов Восточного Паратетиса с общей стратиграфической шкалой необходимо изучение отложений, накопившихся в нормальноморских условиях при восстановлении связи существовавших бассейнов с водами Мирового океана. Конкские среднемиоценовые отложения Восточного Паратетиса содержат остатки флоры и фауны, которые свидетельствуют об их формировании при влиянии нормальноморских вод, что определяет высокую значимость всестороннего исследования этих толщ. Несмотря на длительную историю изучения конкских отложений, до сих пор вопросы их расчленения, сопоставления с общей стратиграфической шкалой, а также датирования остаются во многом дискуссионными [Невесская

и др., 2004; Palcu et al., 2017]. По наличию в этих толщах фауны моллюсков, микрофауны, а также нанопланктона нерасчлененных зон NN6–NN7 считается, что конкский региоярус Восточного Паратетиса отвечает нижней части серравалия Средиземноморья и верхам бадения (косовию) Центрального Паратетиса [Hilgen et al., 2012; Попов и др., 2013]. Датировок абсолютного возраста для конкских отложений нет. Предполагается, что накопление конкских отложений могло происходить с 13,8–13,4 по 13,0–12,1 млн лет назад (л. н.) [Невесская и др., 2004; Попов и др., 2013; Palcu et al., 2017]. Максимальные оценки длительности этого региояруса составляют не более 1 млн лет (около 800–900 тыс. лет) [Невесская и др., 2003; Hilgen et al., 2012; Попов и др., 2013]. Согласно

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, зав. кафедрой; e-mail: rostovtseva@list.ru

<sup>2</sup> ТГУ Институт геологии имени Александра Джанелидзе, ст. науч. с., e-mail: koiava\_ka@yahoo.com

<sup>3</sup> Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизический центр Российской академии наук, зам. директора; e-mail: a.rybkina@gcras.ru

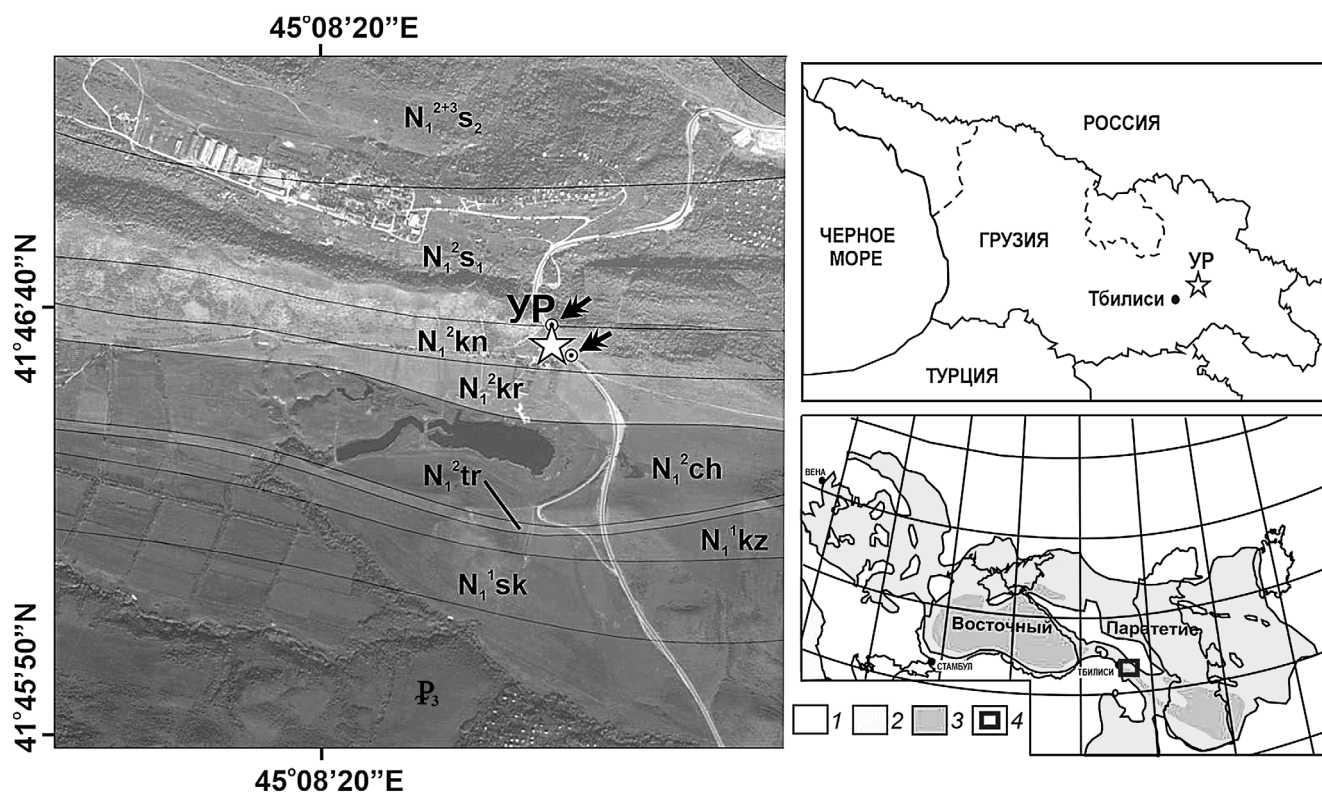


Рис. 1. Расположение изучаемых отложений, вскрываемых в разрезе Уджарма (УР) в Восточной Грузии. Восточный Паратетис во время последней морской трансгрессии среднего миоцена, по [Studenska et al., 1998] с упрощением: 1 — области суши, 2 — мелководные обстановки, 3 — глубоководные обстановки, 4 — положение изучаемого района

новым данным [Palcu et al., 2017], полученным при изучении относительно глубоководных отложений среднего миоцена в разрезе горы Зеленского (Таманский п-ов), верхняя и нижняя границы конкского региояруса (включающего веселянские, сартаганские и картвельские слои) датируются 12,65 и 13,4 млн лет соответственно. При этом считается, что веселянские и сартаганские слои в целом отвечают средней части хрона C5Ar (C5Ar.2n, C5Ar.2r, C5Ar.1n и низам C5Ar.1r), их накопление происходило в течение ~240 тыс. лет (приблизительно с 12,89 по 12,65 млн л. н.) со скоростью седиментации около 2,2 см/1000 лет.

Для выявления режимов седиментации и оценки длительности формирования толщ впервые проведено циклостратиграфическое исследование мелководно-морских конкских отложений Куринского прогиба (разрез Уджарма, Кахетия, Восточная Грузия), результаты которого рассматриваются в статье. В работе за основу принята региональная стратиграфическая шкала неогеновых отложений южных регионов европейской части России в последней редакции [Невесская и др., 2004], в которой конкский региоярус выделяется в объеме сартаганских и веселянских слоев.

**Объект исследования.** Конкские отложения разреза Уджарма (41°77'62,24" N, 45°14'95,65" E), вскрытые вблизи сел Мухровани и Уджарма (Кахетия, Восточная Грузия) в новом обнажении, послужили основным объектом исследования (рис. 1).

Ранее среднемиоценовые отложения вблизи с. Уджарма изучали многие ученые — М.М. Грачевский [1954], О.И. Джанелидзе [1961, 1970], В.А. Крашенинников [2003], Е.М. Жгенти, Л.С. Майсурадзе [2016] и др. В результате этих работ были получены данные о палеонтологической характеристике рассматриваемых толщ, выполнены определения видового состава макро- и микрофаунистических комплексов, составлено общее описание разреза и получены первые представления об особенностях литологического строения и условиях накопления отложений. Установлено, что в разрезе Уджарма прослеживаются породы картвельских (фоладовых), сартаганских и веселянских слоев, сменяющихся выше нижесарматскими отложениями [Джанелидзе, 1970; Крашенинников и др., 2003]. В толщах конкского возраста определен разнообразный комплекс моллюсков с *Anadara turonica*, *Turritella atamanica*, *Macra basteroti*, *Ervilia trigonula*, *Chlamys sartaganicus*, *Cardium* sp. и др. [Джанелидзе, 1970].

В ходе исследований выявлено послойное строение рассматриваемых толщ (рис. 2). Для более детального стратиграфического расчленения отложений изучены комплексы фораминифер (определения сделаны К.П. Коиава) (рис. 3, 4). Раковины фораминифер выявлены не во всех слоях рассматриваемого разреза.

Отложения слоев 2–4, содержащие *Varidentella reussi sartaganica* (Krasheninnikov), *Rotalia maschan-*



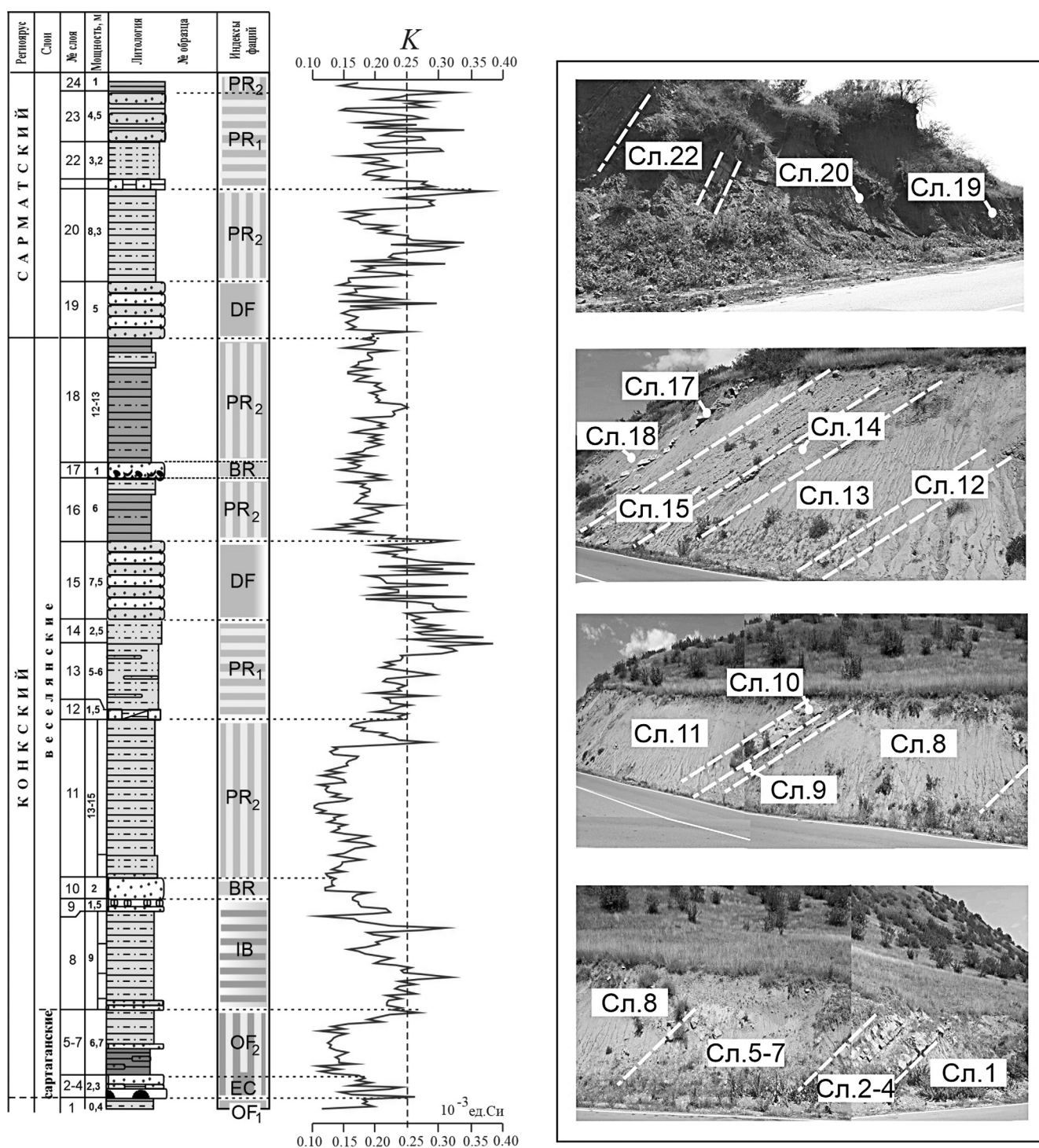


Рис. 2. Литологическое строение изучаемых отложений с характеристикой магнитной восприимчивости пород. Фациальные типы осадков прибрежного мелководья: участки с низкой подвижностью вод (OF<sub>2</sub>), участки со средней подвижностью вод (OF<sub>1</sub>), краевые части песчаных покровов (IB), центральные части песчаных покровов (BR), трансгрессивные слои размыва (EC), нижняя часть проделты (PR<sub>2</sub>), верхняя часть проделты (PR<sub>1</sub>), краевые части фронта дельты (DF).

*liensis* Pronina, *R. conquisita* (Krashenninikov) *Borelis melo* (Fichtel et Moll), *Porosonion granosum* (d'Orbigny), *Cibicides* aff. *dorzotumidus* Serova, *Ammonia beccarii* (Linnaeus), *A. aff. viennensis* (d'Orbigny), *Quinqueloculina akneriana argunica* Gerke, по составу фораминифер отвечают конкскому региоарусу. Наличие в них *Borelis melo* (Fichtel et Moll) и *Varidentella reussi sartaganica* (Krashenninikov) позволило отнести эти отложения

к сартаганским слоям, так же, как и породы слоя 6 с *Borelis melo* (Fichtel et Moll). Видовой состав фораминифер в рассматриваемых отложениях имеет большое сходство с сартаганскими комплексами фораминифер Предкавказья [Богданович, 1965] и Крыма [Крашенинников и др., 2003].

В залегающих выше слоях 11, 16 и 18 выявлены *Ammonia beccarii* (Linnaeus), *A. aff. viennensis* (d'Orbigny), *Discorbis kartvelicus* Krashenninikov,

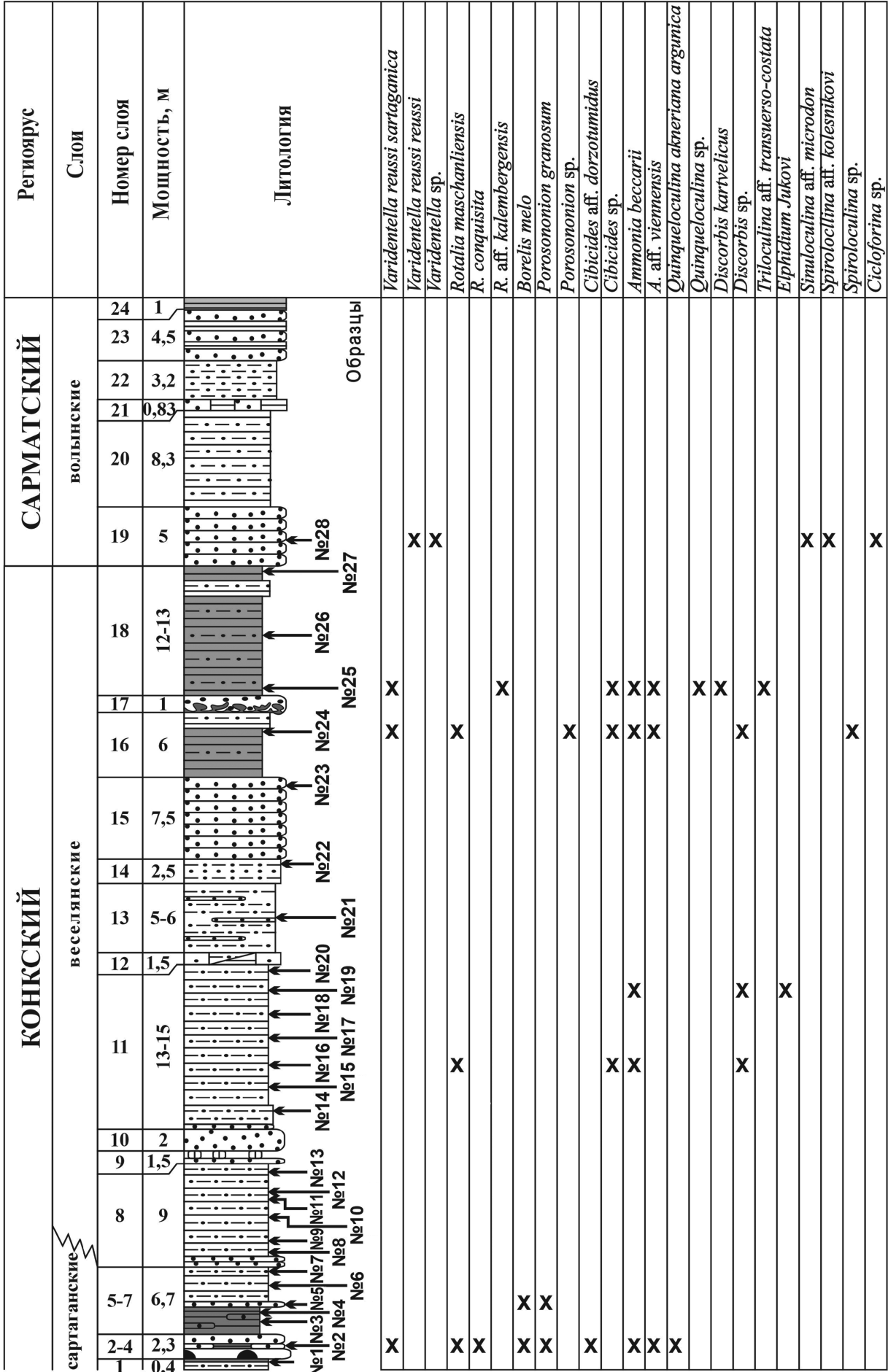
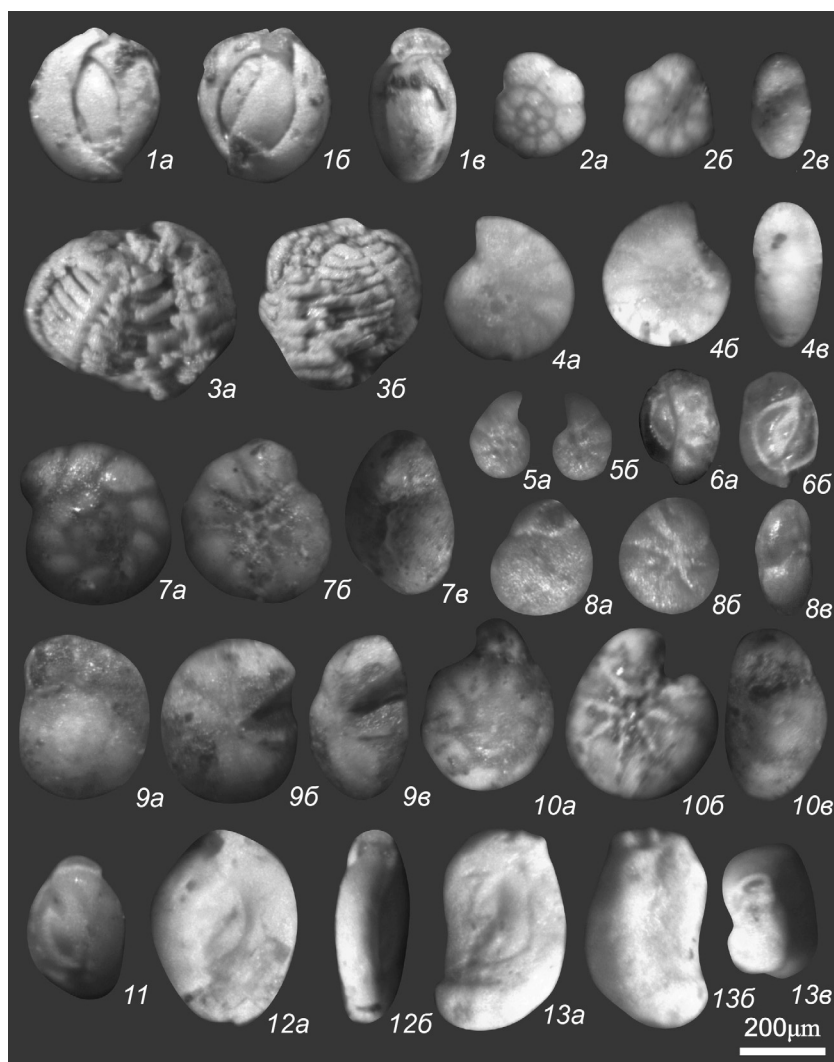


Рис. 3. Распределение фораминифер в конкских и сарматских отложениях разреза Уджарма (Кахетия, Восточная Грузия; определения К.П. Коиава)

Рис. 4. Фораминиферы из конкских и сарматских отложений разреза Уджарма (Кахетия, Восточная Грузия; определения К.П. Коиава): 1а, б, в — *Varidentella reussi sartaganica* (Krasheninnikov); 2а, б, в — *Rotalia conquistata* (Krasheninnikov); 3а, б — *Borelis melo* (Fichtel et Moll); 4а, б, в — *Porosononion granosum* (d'Orbigny); 5а, б — *Porosononion* sp.; 6а, б — *Triloculina* aff. *transverso-costata* Didkovskiy; 7а, б, в — *Rotalia maschanliensis* Pronina; 8а, б, в — *Rotalina* aff. *kalebergensis* (d'Orbigny); 9а, б, в — *Cibicides* aff. *dorotumidus* Serova; 10а, б, в — *Ammonia beccari* (Linnaeus); 11 — *Varidentella reussi reussi* (Bogdanovich); 12а, б — *Spiroloculina* aff. *kolesnikov* Bogdanovich; 13а, б, в — *Sinuloculina* aff. *microdon* (Reuss)



*Discorbis* sp., *Rotalia maschanliensis* Pronina, *Rotalina* aff. *kalebergensis* (d'Orbigny), *Triloculina* aff. *transverso-costata* Didkovskiy, *Elphidium jukovi* Serova, *Varidentella reussi sartaganica* (Krasheninnikov), *Cibicides* sp., *Porosononion* sp., *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina* sp. Представители рода *Ammonia* встречаются в большом количестве. Конкский возраст этих отложений подтверждается присутствием в них *Varidentella reussi sartaganica* (Krasheninnikov) и *Discorbis kartvelicus* Krasheninnikov [Maissuradze et al., 2014]. Предполагается, что рассматриваемые породы, скорее всего, относятся к веселянским слоям.

Отложения слоя 19 охарактеризованы единичными экземплярами *Varidentella reussi reussi* (Bogdanovich), *Sinuloculina* aff. *microdon* (Reuss), *Spiroloculina* aff. *kolesnikov* Bogdanovich, *Cicloforina* sp., *Varidentella* sp. Несмотря на бедный комплекс фораминифер, развитие милиолид в нем и появление *Varidentella reussi reussi* (Bogdanovich) позволяют рассматриваемые отложения относить к нижнему сармату [Maissuradze, Koiaeva, 2011].

Отложения разреза Уджарма мощностью около 90 м сложены в основном глинами. В разрезе присутствуют прослои песчаников, реже гравелитов

и мелкогалечных конгломератов. Алевритовый материал в основном встречается в виде примеси, реже образует самостоятельные отдельные прослои. Карбонатные породы, представленные двумя горизонтами мелких микробных желвачков (слой 9), наблюдаются только на одном уровне в разрезе. В отложениях присутствуют целлюлозные органогенные остатки и их обломки, местами образующие отдельные скопления. В разрезе встречаются единичные прослои с признаками вторичной карбонатизации.

**Материалы и методы исследования.** Для получения данных о циклостратиграфии была измерена магнитная восприимчивость пород ( $K$ ) изучаемых отложений. Измерения проводились непрерывно через каждые 20 см каппаметром КТ-5 («Geofyzika», BRNO, Чехия) по разрезу вкосте простирания пород. В каждой точке сделано три замера. Всего получено около 1314 определений. В дальнейшем данные обрабатывались статистическими методами с построением Lomb-Scargle и REDFIT периодограмм с использованием программы PAST 3, а также с помощью программы AnalySeries [Paillard et al., 1996; Hammer et al., 2001; Schulz, Mudelsee, 2002]. Циклостратиграфические

исследования выполнены в соответствии с общепринятой методикой [Weedon, 2003].

В результате терромагнитного анализа установлено, что в рассматриваемых породах основные минералы-носители намагниченности представлены магнетитом и маггемитом [Пилипенко и др., 2019]. Магнетит, скорее всего, — детритовый компонент.

Циклостратиграфические исследования сопровождались фациальным анализом толщ, что необходимо для определения обстановок седиментации. Установлено, что отложения содержат трансгрессивные слои размыва в основании разреза (слои 2–4), выше сменяющиеся глинистыми образованиями слабоподвижного прибрежного мелководья (слои 5–7) [Ростовцева, 2020]. В низах разреза выявлено также наличие алеврито-песчано-глинистых и песчаных осадочных образований краевых и центральных частей волновых аккумулятивных накоплений (песчаных покровов) активноводного прибрежного мелководья (слои 8–10), развитие которых определено также на отдельном интервале выше в рассматриваемых отложениях (слой 17). Большую часть разреза составляют подводные речные выносы, представленные в основном алеврито-песчано-глинистыми осадочными образованиями продельты (слои 11–14, 16, 18, 20–24), реже краевых частей фронта дельты (слои 15, 19), в целом отвечающими периферии авандельтовых отложений. Фациальное строение рассматриваемых толщ свидетельствует о их накоплении в пределах прибрежного мелководья (на глубине не более 40–50 м) при наличии разных режимов седиментации, что необходимо учитывать при интерпретации данных циклостратиграфических исследований [Rostovtseva et al., 2019].

#### Результаты исследований и их обсуждение.

В ходе исследования установлено, что магнитная восприимчивость ( $K$ ) изучаемых пород характеризуется значениями от 0,103 до  $0,387 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. Более высокими величинами  $K$  (до  $0,387 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ), приуроченными к отдельным интервалам в разрезе, отличаются отложения с признаками заметного опесчанивания. Этим интервалам соответствуют трансгрессивные слои размыва (слои 2–4), накопления песчаных покровов (слои 8–10) и часть авандельтовых отложений (краевых частей фронта дельты и верхних частей продельты) (слои 12–15, 19–24). Пониженные значения  $K$  ( $\leq 0,250 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ) свойственны осадкам слабоподвижного мелководья и более глинистым отложениям нижних частей продельты (слои 5–7, 11, 16, 18) (рис. 2).

Спектральный анализ эквидистантных рядов данных магнитной восприимчивости пород для всего разреза, включающего как конкские, так и сарматские отложения, позволил выявить наличие нескольких резко выраженных пиковых значений. На Lomb-Scargle периодограмме выделяется

единичный пик, который превышает интервал спектральных шумов с 99%-ным уровнем доверия и отвечает циклу протяженностью 166,5 м. Этот цикл с длиной почти в 2 раза большей, чем общая мощность разреза (около 91–98 м), не может быть использован для полноценных циклостратиграфических исследований. На REDFIT периодограмме наряду с этим пиком отмечается другой пик, который также превышает интервал спектральных шумов с 99%-ным уровнем доверия, соответствующий циклу протяженностью 2,4 м (рис. 5). Этот цикл в целом отвечает всем параметрам, которые необходимо рассматривать при выявлении долгопериодных астрономических колебаний.

Учитывая наличие действия разных режимов седиментации при формировании изучаемых отложений, определение пиковых значений частот выполнено также для отдельных интервалов разреза, характеризующих разные обстановки осадконакопления. В результате установлено, что на REDFIT периодограммах для преимущественно глинистых отложений слоев 5–9, 11, 12–15, 16–18, 19–24 выделяются валидные циклы длиной 3,3; 3,0; 2,4; 2,1 и 2,4 м соответственно. Толщам нижней части разреза свойственны циклы с чуть большей протяженностью, что может быть связано с более высокой скоростью седиментации в тот период времени. Для верхней части разреза выделяются циклы с близкими значениями длины от 2,1 до 2,4 м, что в целом совпадает с протяженностью цикла, установленной для всего разреза. Для конкских отложений длина цикла в среднем составляет 2,7 м, для сарматских — 2,4 м. Эти значения длины циклов выбраны за основу для дальнейшего анализа данных магнитной восприимчивости пород с помощью программы AnalySeries, позволяющей использовать разложение Гаусса (рис. 6).

Высокая сходимость результатов спектрального анализа, полученных для разных частей изучаемого разреза, свидетельствует о наличии общей закономерности строения рассматриваемых толщ, связанной с проявлением факторов астрономического масштаба (циклов Миланковича).

Конкский региоярус Восточного Паратетиса сопоставляется с косовием верхней части бадения Центрального Паратетиса, длительность которого не превышает 1 млн лет [Hohenegger et al., 2014]. Согласно новым данным [Palcu et al., 2017], формирование конкских отложений Восточного Паратетиса, включающих картвельские, сартаганские и веселянские слои, происходило на протяжении ~750 тыс. лет. В изучаемом разрезе мощность конкских отложений, включающих сартаганские и веселянские слои, составляет 67,8 (68) м. В этой последовательности осадочных образований выделяется от 25 до 28 циклов длиной 2,7 (в среднем для конкских отложений) и 2,4 м (в среднем для отложений всего разреза) соответственно. Если цикл длиной 2,4–2,7 м рассматри-

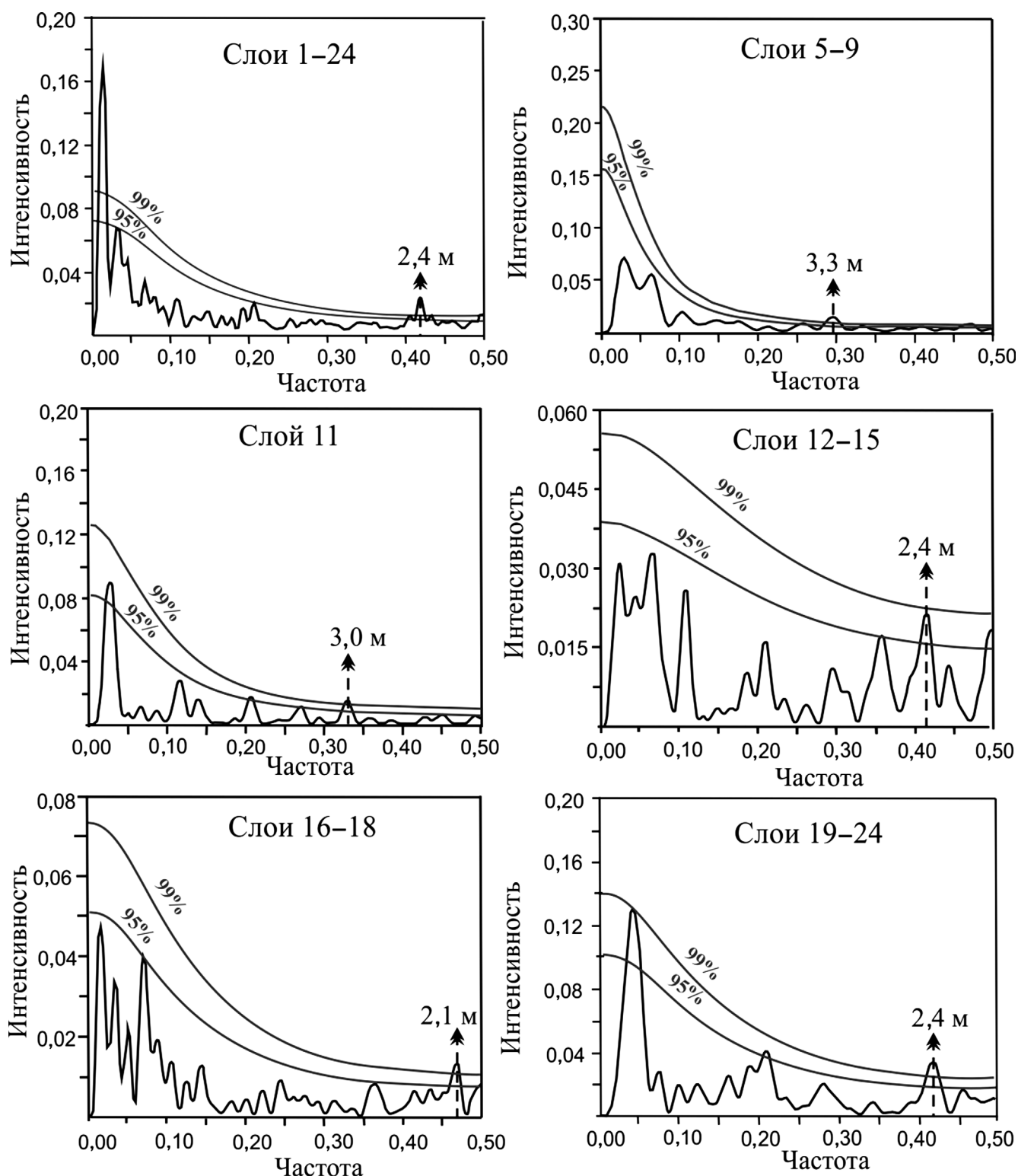


Рис. 5. REDFIT периодограммы спектрального анализа данных о магнитной восприимчивости изучаемых пород (разрез Уджарма, Восточная Грузия) с характеристикой длины выявленных циклов.

вать как запись, связанную с долгопериодными астрономическими колебаниями угла наклона земной оси и эксцентриситета орбиты Земли с периодами 41 000 и 100 000 лет, то время накопления рассматриваемых отложений составило бы >1 млн лет (1025÷2800 тыс. лет). На основании этого можно предположить, что этот цикл

лучше сопоставим с периодами лунно-солнечной прецессии (~19 000, 22 000 и 24 000 лет). В этом случае максимальную длительность формирования изучаемых конкских отложений можно оценить в ≤532÷672 тыс. лет, что в целом согласуется с представлениями о возможной продолжительности конкского регияруса.

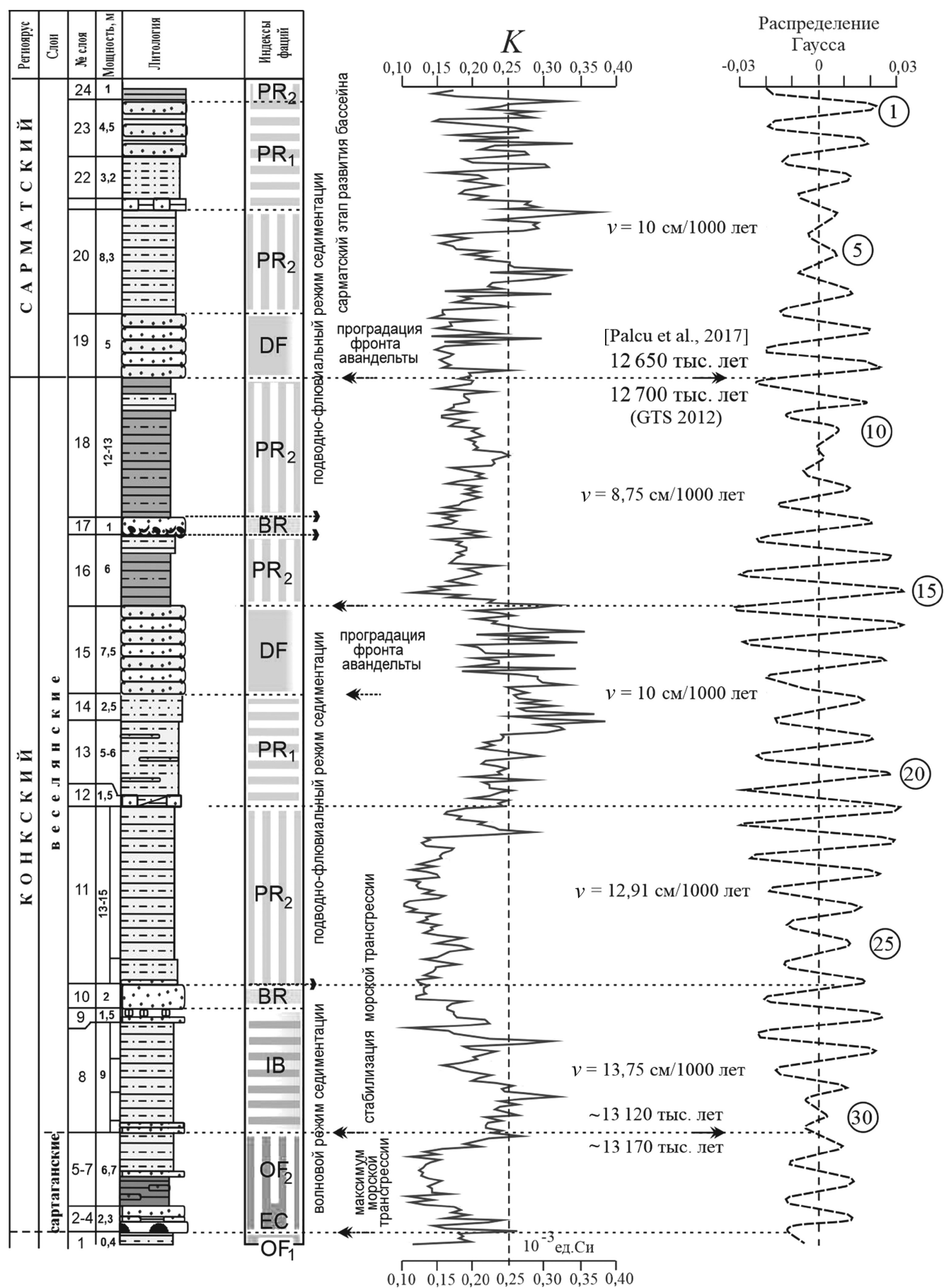


Рис. 6. Результаты AnalySeries анализа данных о магнитной восприимчивости изучаемых пород (разрез Уджарма, Восточная Грузия). Обозначения фаций см. на рис. 2



Если цикл длиной 2,4–2,7 м связан с периодом прецессии, то скорость седиментации рассматриваемых отложений составляла от 8,75 до 13,75 см/1000 лет. Отложения нижней части разреза, отвечающие трансгрессивным осадкам и накоплениям песчаных покровов, формировались с более высокой скоростью (в среднем ~13,75 см/1000 лет). Осадочные образования периферии авандельтовых образований, составляющие большую часть разреза и представленные преимущественно отложениями проделты, накапливались при чуть меньшей скорости — от 8,75 до 12,91 см/1000 лет. В верхах конкских отложений установлены наиболее низкие значения скорости седиментации (в среднем 8,75 см/1000 лет).

Анализ данных магнитной восприимчивости пород с помощью программы AnalySeries, включающей возможность использовать разложение Гаусса, позволил сопоставить выявленную цикличность по пиковым значениям (2,4 и 2,7 м) с послойным строением разреза (рис. 5). На основе имеющихся материалов можно получить несколько предположительных возрастных определений. Согласно представлениям многих исследователей [Hilgen et al., 2012; Попов и др., 2013; Hohenegger et al., 2014; Palcu et al., 2015; Palcu et al., 2017], границы между конкским и сарматским регионарусом в Восточном Паратетисе, а также между косовием и сарматом в Центральном Паратетисе в целом совпадают по возрасту.

По новым данным [Palcu et al., 2017], эти границы соответствуют 12,65 млн лет, а по материалам GTS2012 [Hilgen et al., 2012] отвечают 12,7 млн лет. С учетом этого, а также по результатам анализа особенностей цикличности толщ, предполагается, что накопление изучаемых отложений конкского возраста происходило на протяжении не менее 475–600 тыс. лет (в интервале от ~13 300–13 125 до 12 700–12 650 тыс. лет), а всего разреза — в течение ~620–790 тыс. лет (от ~13300–13125 до ~12500–12450 тыс. лет). При такой интерпретации отложения нижней части разреза (слои 2–7), относимые по наличию в них *Borelis melo* (Fichtel & Moll) к сартаганским слоям, имеют возраст древнее 13 100 тыс. лет. В этом случае выявленный в ходе тестовых палеомагнитных исследований [Пилипенко и др., 2019] интервал с прямой

намагниченностью в низах изучаемого разреза (слой 8) можно сопоставить с частью хрона C5AAn (13 183–13 032 тыс. лет) общей стратиграфической шкалы. Накопление сартаганских слоев по времени сопоставимо с максимумом поднятия уровня вод глобального цикла ТВ 2,5 [Hag et al., 1988]. Считается, что формирование отложений косовия Центрального Паратетиса, отвечающих развитию последней морской трансгрессии среднего миоцена, началось до 13,1 млн л. н. [Hohenegger et al., 2014].

**Заключение.** В результате исследований впервые составлено детальное послойное описание рассматриваемого разреза с учетом микроскопического изучения пород, а также выполнены пилотные циклостратиграфические исследования мелководно-морских отложений конкского и сарматского возраста Восточной Грузии.

Установлено, что магнитная восприимчивость (*K*) изучаемых пород характеризуется значениями от 0,103 до  $0,387 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ, ее повышенные величины свойственны интервалам опесчанивания отложений.

Спектральный анализ эквидистантных рядов данных магнитной восприимчивости пород позволил выявить цикл, сопоставимый с долгопериодными астрономическими колебаниями длиной 2,4 м для отложений всего разреза и длиной в среднем 2,7 м для толщ конкского регионаруса. Установленный цикл длиной 2,4–2,7 м лучше сопоставим с периодами прецессионных колебаний (19 000, 22 000 и 24 000 лет). С учетом этого были получены расчеты скорости седиментации, которая менялась во времени в зависимости от существовавших условий осадконакопления и составляла от 8,75 до 13,75 см/1000 лет. Трансгрессивные осадки и отложения краевых и центральных частей песчаных покровов накапливались с более высокой скоростью, чем осадки на периферии авандельтовых образований, представленных преимущественно глинами проделты.

Предполагается, что формирование отложений всего разреза происходило в течение не более ~790 тыс. лет, а толщ конкского регионаруса — на протяжении не менее 475–600 тыс. лет.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ (проект № 19-77-10075).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданович А.К. Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Тр. КФВНИИ, 1965. Т. 16. С. 300–350.

Грачевский М.М. К вопросу об условиях жизни и исторического развития фауны конкских пластов Восточной Грузии // Тр. Сектора палеобиологии АН ГССР. 1954. Т. 2. С. 89–135.

Джанелидзе О.И. Расчленение конкского горизонта Грузии по фауне фораминифер // Тр. Ин-та палеобиологии АН Грузии. 1961. Т. 6. С. 67–95.

Джанелидзе О.И. Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 88 с.

Жгенти Е.М., Майсурадзе Л.С. Караганский, картвельский и конкский регионарусы Грузии: история развития моллюсков и фораминифер и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Универсал, 2016. 91 с.

Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский и конкский регионарусы (стратиграфия, микропалеонтология, биономия, палеогеографические связи). М.: Научный мир, 2003. 193 с.

Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 2. С. 3–26.

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов европейской части России. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2004. 83 с.

Пилипенко О.В., Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И. Петромагнитные и палеомагнитные исследования конкских отложений разреза Уджарма (Кахетия, Грузия) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Мат-лы 25-й юбилейной Всеросс. школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. М., Ярославль: Филигрань, 2019. С. 193–198.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Головина Л.А. и др. Региональная стратиграфическая шкала неогена юга России: состояние и перспективы // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. М.: Наука, 2013. С. 356–359.

Ростовцева Ю.В. Обстановки осадконакопления во время последней в среднем миоцене трансгрессии в Восточном Паратетисе (Куринский прогиб, Восточная Грузия) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 6. С. 569–580.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes // Sea-level changes — an integrated approach // SEPM Spec. Publ. 1988. Vol. 42. P. 71–108.

Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis // Palaeontol. Electronica. 2001. Vol. 4, N 1. 9 p.

Hilgen F.J., Lourens L.J., Van Dam J.A. The Neogene Period // A Geological Time Scale. Cambridge University Press, 2012. P. 923–979.

Hohenegger J., Aoria S., Wagreich M. Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys // Geologica Carpathica. 2014. Vol. 65. P. 55–66.

Maissuradze L., Koiava K. Biodiversity of Sarmatian foraminifera of the Eastern Paratethys // Bull. of the Georgian National Academy of Sciences. 2011. Vol. 5. N 1. P. 143–151.

Maissuradze L., Koiava K., Kvaliashvili L., Spezzaferri S. Biodiversity, evolution and biostratigraphic significance of Konkian foraminifers of Euxine-Caspian basin of Eastern Paratethys // Proceed. Georgian National Museum, Natural Sciences and Prehistory Section. 2014. Vol. 6. P. 9–22.

Paillard D., Labeyrie L., Yiou P. Macintosh program performs timeseries analysis // Transaction Amer. Geophys. Un. 1996. Vol. 77. 379 p.

Palcu D.V., Golovina L.A., Vernyhorova Y.V. et al. Middle Miocene paleoenvironmental crises in Central Eurasia caused by changes in marine gateway configuration // Global Planet. Change. 2017. Vol. 158. P. 57–71.

Palcu D., Tulbure M., Bartol M. et al. The Badenian–Sarmatian extinction event in the Carpathian foredeep basin of Romania: paleogeographic changes in the Paratethys domain // Global Planet. Change. 2015. Vol. 133. P. 346–358.

Rostovtseva Yu.V., Rybkina A.I., Sokolova A.Yu. The depositional setting of the Konkian sediments of the Taman Peninsula // Moscow University Geol. Bull. 2019. Vol. 74, N 1. P. 50–55.

Schulz M., Mudelsee M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series // Computers and Geosci. 2002. Vol. 28. P. 421–426.

Studencka B., Gontsharova I.A., Popov S.V. The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys // Acta Geol. Polonica. 1998. Vol. 48, N 3. P. 285–342.

Weedon G.P. Time series analysis and cyclostratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 260 p.

Поступила в редакцию 24.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 553.048

**Ю.А. Малютин<sup>1</sup>**

## ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЗОН МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПО ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫМ ДАННЫМ

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

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

Анализ моделирования зон минерализации штокверковых месторождений свидетельствует, что включение в зону минерализации прослоев пустых пород, расположенных среди минерализованных участков, мало влияет на смещение оценок в сторону снижения содержания и, наоборот, на смещение оценок в сторону завышения значительно влияют экстремальные значения содержания компонента, часто встречающиеся среди геологоразведочных данных.

**Ключевые слова:** бортовое содержание, зона минерализации, декластеризация, групповые и рядовые пробы, экстремальное содержание компонента, коэффициент вариации, лог оцененное среднее, метод дезинтеграции.

An analysis of modeling the mineralization zones of ore deposits indicates that the inclusion of waste rocks in a zone of mineralization has little effect on the drift of the estimates towards a lower content. On the contrary, the extreme contents of a component often containing among exploration data influence towards an overestimating component.

**Key words:** cutoff grade, mineralization zone, de clustering, group and ordinary samples, extreme grade, coefficient of variation, log estimated of mean, disintegration method.

**Введение.** Сейчас на практике широко применяется несколько подходов к моделированию зон минерализации. В первом подходе каркасная модель рудной залежи не создается, но, тем не менее, задаются общие пространственные ограничения. Подобный подход в большей мере используется, когда разведочные данные позволяют выяснить структурный и литологический контроль минерализации. Второй подход предусматривает оконтуривание минеральных скоплений по геологическим контактам, если наблюдается резкий контакт между минерализацией и вмещающими породами.

Третий подход предусматривает оконтуривание минерализации по так называемому естественному борту, он распространен при моделировании штокверковых месторождений. В этом случае минерализованные интервалы выделяются среди распределенных разведочных данных (результатов исследований проб) по так называемому естественному борту — границе между распространением неминерализованных (или слабоминерализованных) пород и минерализованных пород. Обычно эту границу находят на гистограмме логарифмированных значений содержания компонента (рис. 1).

На снижение качества минеральной концентрации и ее потерю в недрах влияет размер минимальной мощности минерализованной зоны и размер максимальной мощности неминерализованных (пустых) пород, включаемых в контур распространения минерализации. Включение

пустых прослоев (рис. 2) и минимальный размер минерализованной зоны часто обусловлены невозможностью селективной добычи минеральных залежей, так как современные горнорудные предприятия стараются работать с большой производительностью.

**Методы и особенности моделирования минерализованных зон.** Минимальная мощность зоны минерализации, представляющей интерес для оценки ресурсов и запасов месторождения, может быть строго регламентированной горно-техническими условиями разработки, например, при подземной добыче вертикально ориентированных минерализованных залежей не имеет смысла учитывать мощность зоны минерализации <3 м из-за несоответствия габаритов технических средств разработки и размеров предполагаемой горной выработки. Присоединение к интервалам минерализации интервалов вмещающих пород увеличивает положительную асимметрию в распределении компонентов (рис. 3).

Выбор максимальной мощности пустых пород, включаемых в контур минерализации, может зависеть не только от технологических условий отработки, но и от характера снижения среднего содержания компонента в минерализованной зоне. В табл. 1 показан пример расчета снижения содержания компонента по сравнению с его содержанием в интервалах минерализации для месторождений Кальмакыр и Ёшлик 1 (Узбекистан). Этот пример свидетельствует о том, что при

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: malyutin55@mail.ru

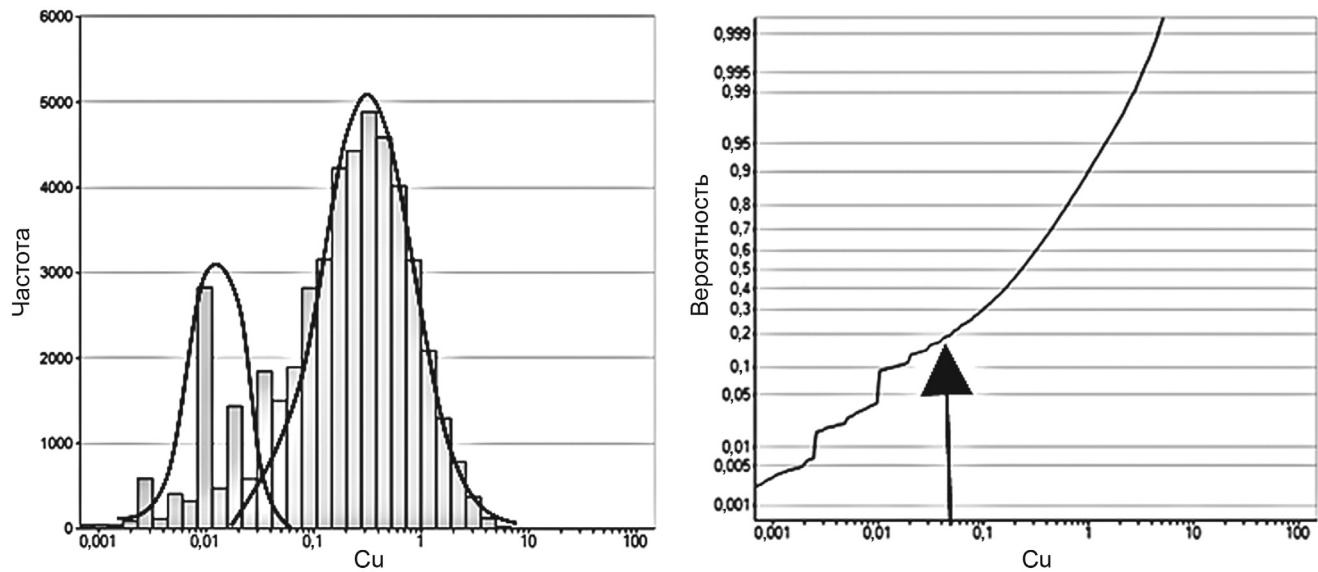


Рис. 1. Пример поиска «естественного» борта на лог-гистограмме содержания меди. На *А* под первой вершиной находятся значения содержания компонента в пробах, взятые вне зоны минерализации, а под второй вершиной — значения содержания компонента в пробах, взятых из зоны минерализации. Естественный борт находится между первой и второй вершинами. На *Б* на кумулятивном вероятностном графике стрелкой указана отметка, после которой начинается плавное увеличение содержания меди

включении пустого прослоя мощностью до 15 м в минерализованную зону происходит уменьшение среднего содержания компонента на 0,041%, т.е. в этом случае напрасны опасения, что при включении пустых прослоев может происходить резкое снижение содержания компонента.

Однако когда в небольших по мощности жилах и прожилках содержится минерализация с высоким содержанием металлов, любое увеличение мощности зоны минерализации до размера, удов-

Таблица 1

Пример расчета, иллюстрирующий снижение содержания меди на меднопорфировых месторождениях Кальмакыр (1) и Ёшлик (2) (Узбекистан)

| № п/п | Максимальный пустой прослой, м | Сумма мощностей пересечений, м | Средневзвешенное содержание меди, % | Сумма, метро-процентов, м% |
|-------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|----------------------------|
| 1     | 0                              |                                | 0,343                               |                            |
| 2     | 15                             | 490 857                        | 0,302                               | 148 416                    |

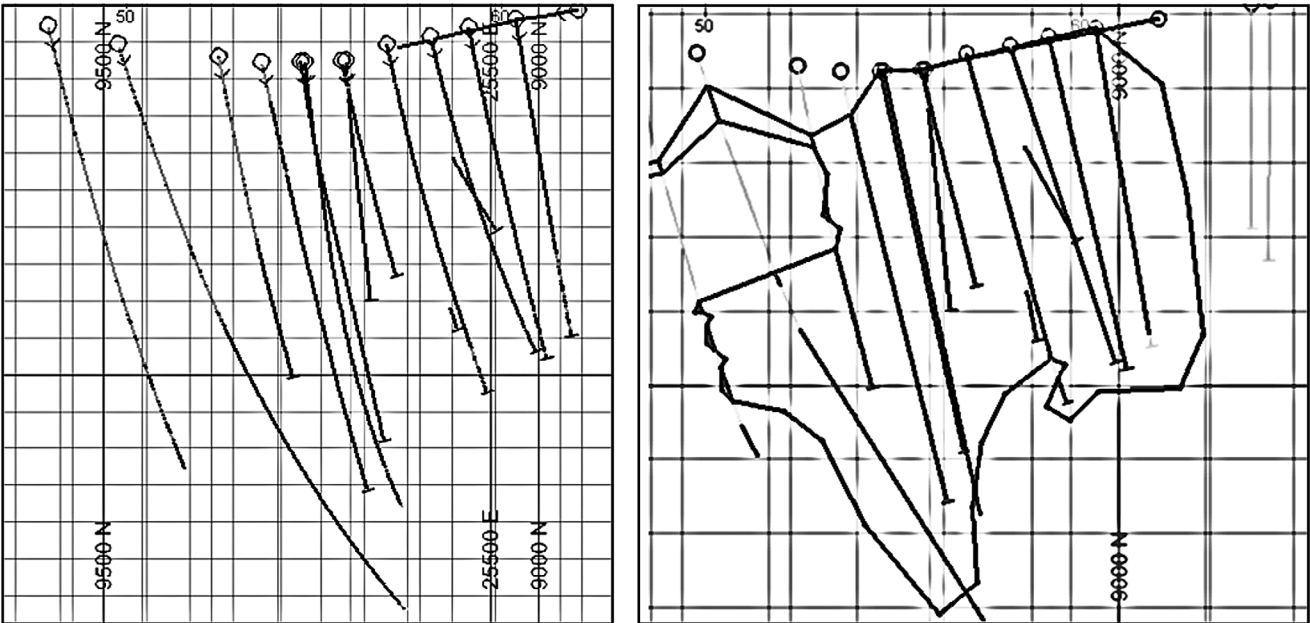


Рис. 2. Пример присоединения к интервалам минеральных концентраций ( $Cu > 0,05\%$ ) пустых пород, не содержащих минерализацию ( $Cu < 0,05\%$ ) с помощью перехода от содержания в пробах к содержанию в композитах, созданных при учете максимальной мощности пустого прослоя и минимальной мощности интервалов минерализации (15 м на меднопорфировом месторождении Аксуг, Россия). Интервалы и композиты с содержанием меди  $> 0,05\%$  на разрезе показаны черным. Содержание меди по разрезу от проб к композитам снижается от 0,541 до 0,493%

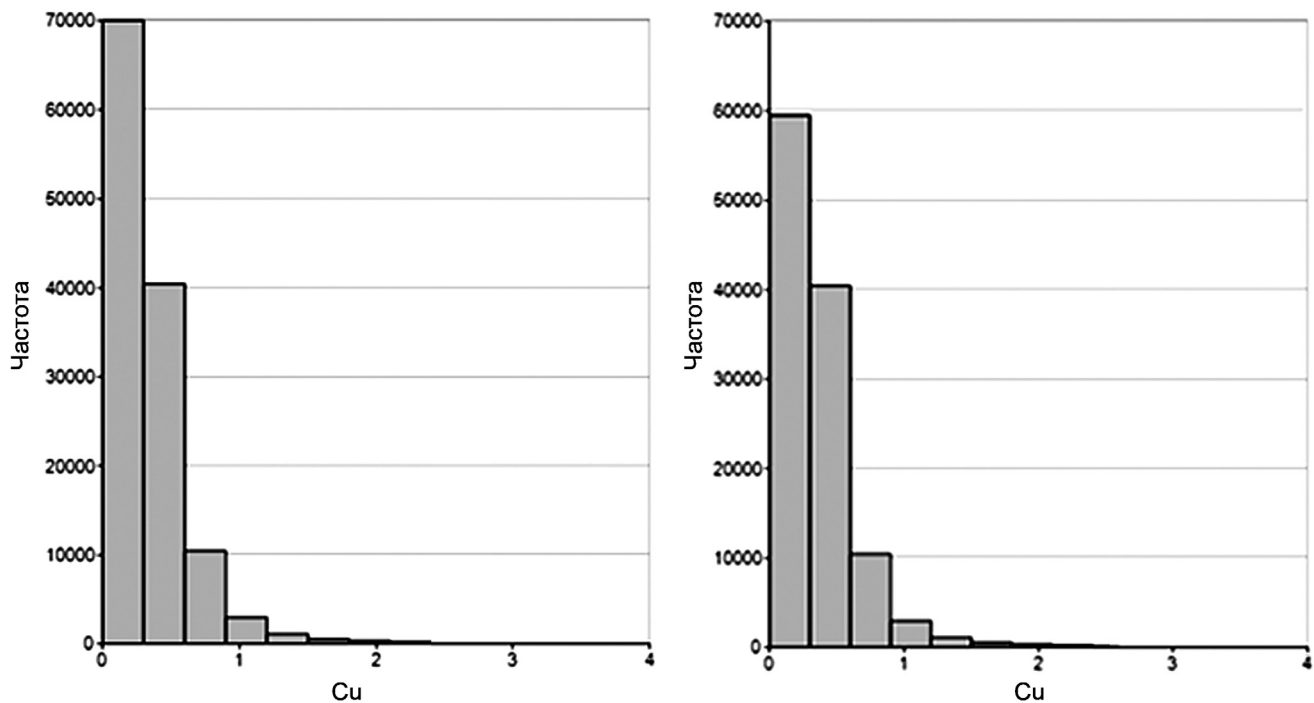


Рис. 3. Гистограммы распределения меди в выделенной зоне минерализации в левой части рисунка и в интервалах минерализации в правой части рисунка. Месторождение Аксуг (Россия)

летворяющего технологическим требованиям, и, наоборот, при присоединении к маломощным жилам пустых вмещающих пород приводит к резкому снижению содержания металлов (рис. 4, 5). Анализ рис. 4 и 5 показывает, что даже при небольшом искусственном увеличении зоны минерализации происходит резкое снижение содержания серебра более чем в 2 раза.

Чтобы получить представительные статистические данные, нужно создать равномерную разведочную сеть пунктов опробования. Любое избыточное создание пунктов опробования в участках с заранее предполагаемым повышенным содержанием компонента приведет к завышению оценки среднего содержания.

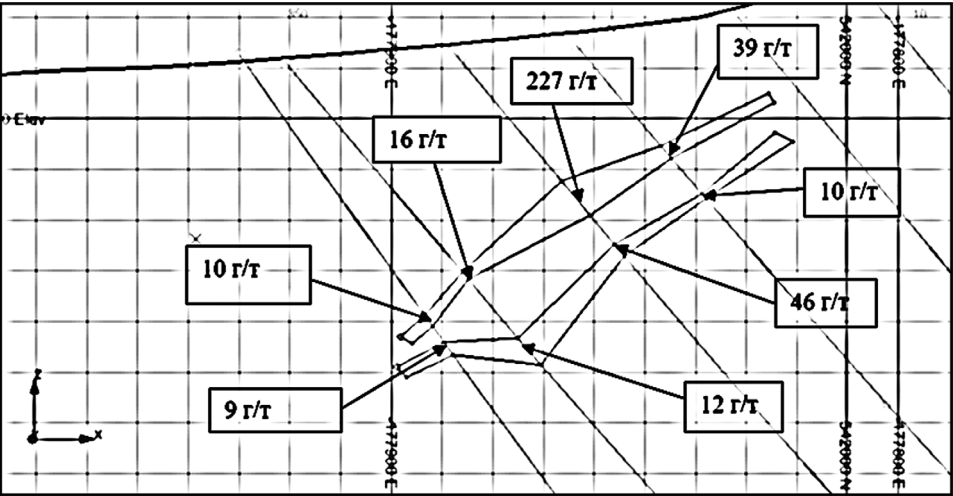
На практике очень часто предполагаемые богатые участки рудных тел разведываются большим числом скважин, чем остальные участки

месторождения. Если такой массив информации непосредственно использовать для интерполяции содержания компонента, то, скорее всего, придется столкнуться со смещением оценок компонента в эксплуатационных блоках в сторону их завышения на участках с большим числом проб. Во многих случаях корректнее проводить процедуру декластеризации. Декластеризация позволяет упорядочить разведочную сеть, сделать ее более равномерной с помощью выбора проб внутри заданного размера ячейки сети. Можно выбрать несколько способов декластеризации исходных данных [Капустин, 2007].

При первом способе из кластеров проб (или скважин) пробы (или скважины) удаляют из выборки (рис. 6).

При втором способе делается случайный выбор пробы внутри заданной ячейки сети (каждый

Рис. 4. Распределение содержания серебра в вертикальном разрезе в пробах нескольких скважин на месторождении Дукат (Россия)



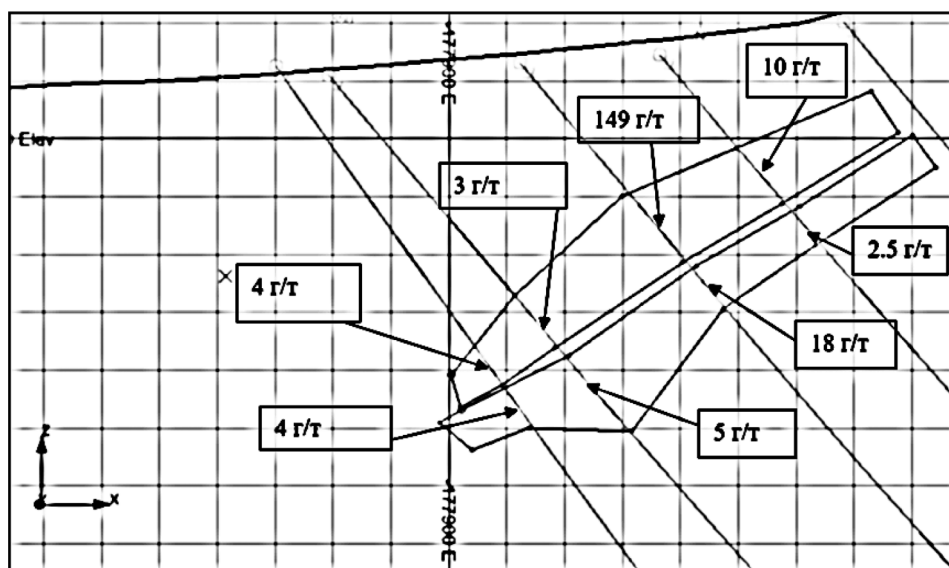


Рис. 5. Распределение содержания серебра в вертикальном разрезе в композитах нескольких скважин на месторождении Дукат (Россия)

раз новый). Можно сделать несколько вариантов разрежения данных и выбрать такой вариант, при котором получается минимальное содержание среднего значения компонента и других статистик. При третьем способе делается псевдослучайный выбор пробы внутри ячейки (выбор каждый раз повторяется).

При четвертом способе выбирается проба, ближайшая к центру ячейки (рис. 7). В этом случае частично происходит удаление проб или фрагментов скважин, особенно если скважины расположены рядом.

Выбирается не только проба внутри заданной ячейки, но и целиком скважина или некоторая ее часть. Однако если разведочная сеть создана вертикальными буровыми скважинами, декластеризация путем удаления скважин из кластера будет корректнее (рис. 6).

При пятом способе рассчитывается среднее из значений содержания компонента в пробах внутри ячейки.

Уменьшение среднего содержания компонента после процедуры декластеризации свидетельствует об оправданности применения одного из описанных способов.

Декластеризация позволяет также правильное оценить среднее содержание компонента, стандартное отклонение и коэффициент вариации. Декластеризация используется также непосредственно при интерполяции для оценки среднего содержания в блоковых моделях и выемочных единицах при помощи ограничения проб, методом октантов и путем ограничения числа композитов, участвующих в интерполяции, из одной скважины.

Перед интерполяцией обычно строят вариограммы. Расчет вариограммы строго справедлив только тогда, когда переменная стационарна, имеет нормальное распределение, а полученные данные аддитивны и известно, что является их «основанием». Геостатистический термин «основание» относится к размеру и форме единичной пробы и способу, которым ее отобрали (например, керновая или шламовая проба). Среднеарифметическое значение содержания компонента для проб разного размера и при разных способах отбора даст ложную оценку истинного среднего в оцениваемом блоке. Однако это не всегда так. Например, в некоторых базах данных содержатся результаты опробования компонентов, полученные как по групповым, так и по рядовым пробам. На-

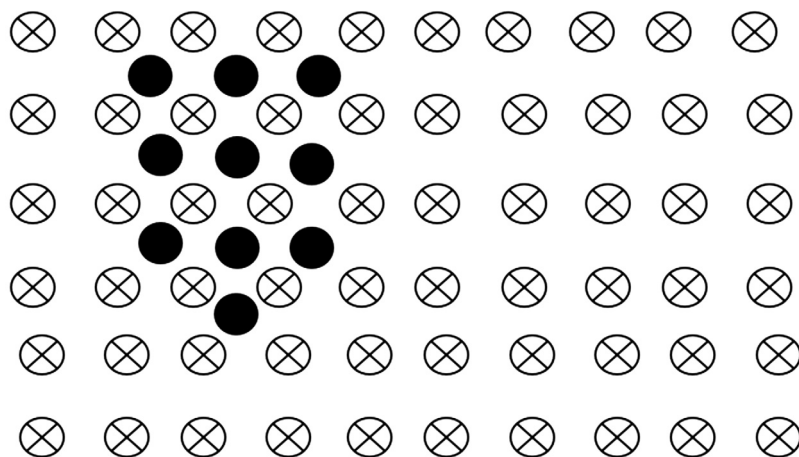


Рис. 6. Физическое удаление проб (скважин) из кластера. Скважины, показанные черными кружками, необходимо удалить из выборки, чтобы избавиться от кластера



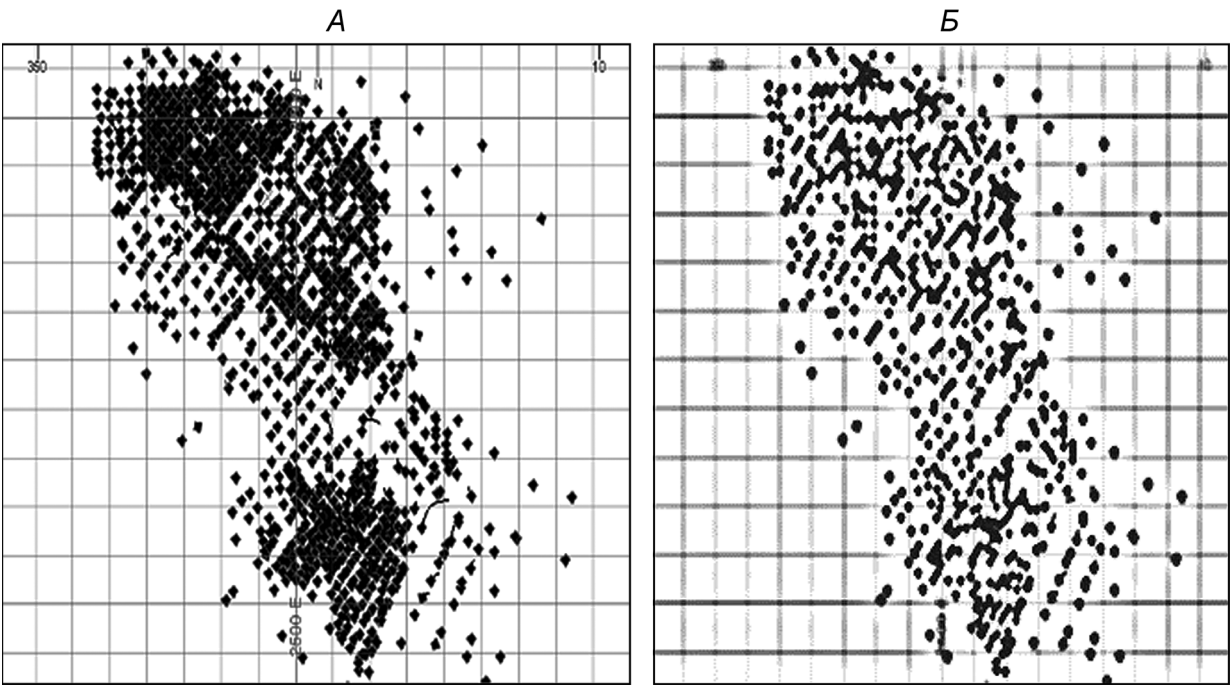


Рис. 7. Разведочная сеть до декластеризации (А) и после декластеризации (Б) с помощью метода выбора пробы, ближайшей к центру ячейки при выбранном размере ячейки сети 150×150 м на меднопорфировом месторождении Кальмакыр (Узбекистан)

пример, база данных месторождения Кальмакыр (Узбекистан) включает значения содержания золота, полученные как по групповым, так и по рядовым пробам. Из общей базы данных удалось сделать две достаточно достоверные выборки, которые содержат результаты опробования на золото групповых и рядовых проб. Затем был проведен квантильный анализ. Обе выборки были разделены на децили, значения которых по двум выборкам сравнивали на графике (рис. 8). На рис. 8 видно, что результаты анализа групповых проб имеют несколько заниженные значения по сравнению с результатами опробования рядовых проб.

Данные табл. 2 показывают, что результаты анализа рядовых проб характеризуются большим разбросом значений содержания золота, большим значением коэффициента вариации и более высоким средним содержанием золота по сравнению с результатами анализов групповых проб. Результаты анализов групповых проб на золото более сглажен-

ные относительно результатов анализов рядовых проб, но нет причин, чтобы их нельзя было использовать для интерполяционных процедур.

Значения содержания компонентов для геостатистических исследований должны быть получены от проб равной длины, имеющих близкую массу и из одной и той же лаборатории, исследованы одним и тем же методом и в одно и то же время. Эти обстоятельства позволяют получить однородные представительные выборки. Однако на практике длина проб часто бывает разной, поэтому и необходимо привести ее через математические преобразования к одной величине. Процесс вы-

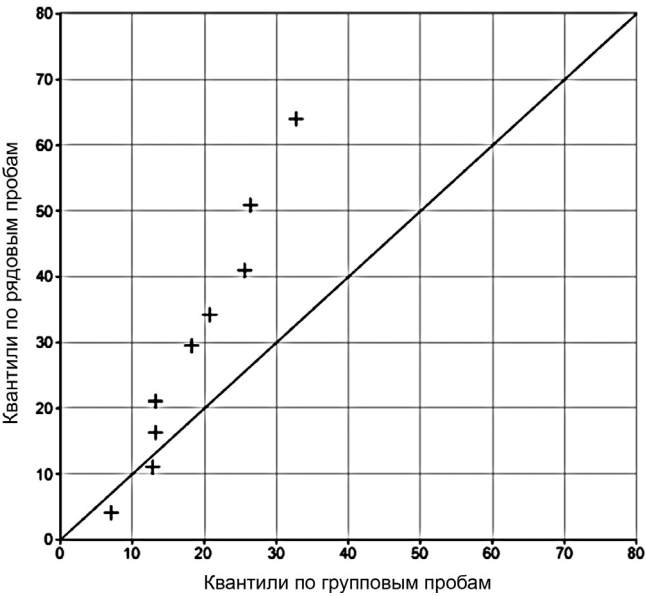


Рис. 8. График сравнения квантилей в групповых пробам и в рядовых пробам месторождения Кальмакыр (Узбекистан)

Таблица 2

Сравнение статистических показателей по содержанию золота в выборках групповых и рядовых проб меднопорфирового месторождения Кальмакыр (Узбекистан)

| Статистики             | По групповым пробам | По рядовым пробам |
|------------------------|---------------------|-------------------|
| Число проб             | 327                 | 512               |
| Минимум                | 0,1                 | 0                 |
| Максимум               | 1,6                 | 4,8               |
| Среднее                | 0,645               | 0,725             |
| Дисперсия              | 0,096               | 0,316             |
| Стандартное отклонение | 0,309               | 0,562             |
| Коэффициент вариации   | 0,479               | 0,775             |

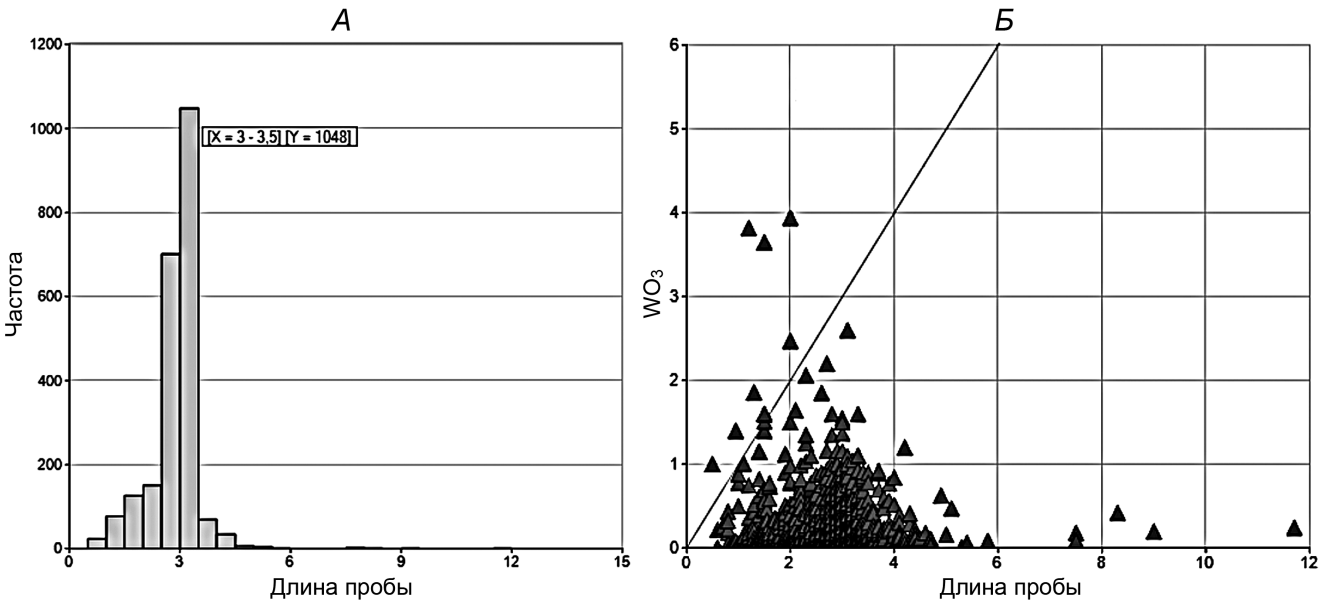


Рис. 9. Гистограмма распределения длин проб (А) и график влияния длины пробы на содержание компонента (Б). На Б отчетливо видно, что почти 50% от всех проб составляют пробы длиной 2,5–3,5 м. На Б видно, что для проб с низким содержанием компонента характерна длина проб >5 м, пробы длиной от 2 до 4 м — наиболее представительны

равнивания длины проб называют композитированием, а пробы — композитами. Для выбора единой длины проб строят гистограмму значений их длин и выбирают преобладающую длину (рис. 9).

Для анализа влияния длины пробы на содержание компонента строят точечный график «содержание — длина пробы». Пробы с низким содержанием часто имеют большую длину. Часто длину композита выбирают исходя из соображений относительно степени сглаживания, а не только ориентируясь на преобладающую длину. На практике установлено, что количество композитов должно быть 4–6 на высоту блока. Часто высоту блока устанавливают по высоте уступа карьера при открытой отработке. Например, если размер уступа карьера небольшой, не больше 5 м, а размер пробы равен 1 м, то композит можно выбрать по размеру пробы. Если размер уступа карьера, например, равен 15 м и при той же длине пробы, то размер композита может быть выбран равным 3 или 4 м. Выбор маленького или большого размера для композитов может приводить к занижению оценки содержания компонента в блоковой модели.

В целом можно проанализировать динамику уменьшения среднего содержания компонента при каждой операции от моделирования контуров на вертикальных разрезах минерализованных зон, создания их каркасных моделей, декластеризации до интерполяции компонента в блоковых моделях минерализованных зон. В табл. 3 показаны расхождения между средним значением содержания меди в пробах, расположенных внутри каркасов минерализованных зон месторождений Кальмакыр и Ёшлик 1, и средними значениями интерполированного содержания меди в блоковых моделях этих минерализованных зон.

Анализ этих изменений содержания компонента при каждой операции показывает, что уменьшение его среднего значения из-за внутреннего разубоживания, неточности интерполяции и, возможно, чрезмерного сглаживания произошло на 0,05%.

Полезные компоненты, которые занимают большую долю в рудной массе, например, железо, часто имеют отрицательное асимметричное распределение, т.е. большинство проб имеет высокую концентрацию и небольшое число ее низких значений. Драгоценные металлы и металлы с содержаниями <1%, наоборот, занимают мизерную долю в рудной массе и имеют в основном положительную асимметрию при распределении (большинство проб имеет низкое содержание компонентов и небольшое число экстремально

Таблица 3

Пример снижения значений содержания компонента от значений содержания в пробах к значениям содержания в блоках

| Участок                 | Среднее содержание компонента в пробах | Среднее содержание компонента в модели | Разница в содержаниях компонента |
|-------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|----------------------------------|
| Месторождение Кальмакыр |                                        |                                        |                                  |
| Малый Кальмакыр         | 0,32                                   | 0,273                                  | 0,05                             |
| Большой Кальмакыр       |                                        |                                        |                                  |
| Акчеку                  |                                        |                                        |                                  |
| Джанибек                |                                        |                                        |                                  |
| Месторождение Ёшлик 1   |                                        |                                        |                                  |
| Балыкты                 | 0,279                                  | 0,270                                  | 0,01                             |
| Центральный             |                                        |                                        |                                  |
| Карабулак               | 0,219                                  | 0,161                                  | 0,06                             |

высоких их значений). Металлы с содержанием от умеренного до высокого (в диапазоне 7,5–15%) не имеют доминирующей асимметрии.

Наиболее достоверные и надежные результаты интерполяции получаются только тогда, когда зона минерализации стационарная или однородная, т.е. среднее и стандартное отклонение компонента постоянны (допускается небольшой дрейф среднего содержания) и распределение компонента строго подчиняется нормальному закону распределения, т.е. его форма колоколообразная и строго симметричная.

До построения вариограмм необходимо сделать некоторые преобразования данных в выборке, что позволит привести данные к относительно симметричному (нормальному) распределению. Существует несколько часто используемых способов преобразований:

- логарифмирование (трансформация данных происходит через натуральные логарифмы);
- приведение данных к нормально распределенным методом анаморфозы;
- приведение данных к нормально распределенным методом многочленов Эрмита (методом полиномиальной аппроксимации Эрмита);
- приведение данных к нормально распределенным с помощью стандартизации;
- приведение данных к логнормально распределенным методом коррекции экстремальных значений.

Когда изучаемые данные распределены симметрично, колоколообразно, то исходные данные в выборке перед построением вариограмм оставляют без преобразований.

Большое значение для принятия решения о преобразовании данных играет коэффициент вариации

$$V_s = S/\chi,$$

где  $S$  — стандартное отклонение,  $\chi$  — среднее.

Экстремальные (ураганные) значения содержания компонента при расчете среднего содержания компонента вызывают смещение оценки в сторону ее завышения. В табл. 4 демонстрируется, как максимальное содержание влияет на оценку среднего, стандартного отклонения и коэффициента вариации. Анализ табл. 4 показывает, что коэффициент вариации больше у набора данных с большим экстремальным значением.

В разведочных данных, в которых коэффициент вариации  $>1,2$ , экстремальные значения содержания уже значительно влияют на смещение оценки среднего. Если коэффициент вариации  $<1,2$ , то это означает, что экстремальные значения в данных мало влияют на смещение оценок, хотя распределение компонента может и не быть нормальным.

**Обсуждение способов нейтрализации экстремальных значений в выборочных данных.** Если

коэффициент вариации меньше 1,2, то перед вариограммным анализом используют такие способы преобразования данных, как стандартизацию, метод анаморфозы и метод многочленов Эрмита. Эти преобразования помогают конвертировать исходные данные в набор данных с нормальным распределением. На практике часто используют метод анаморфозы. Это такой тип временных преобразований, когда из выборки удаляют пробы с экстремально большим содержанием и пробы с низким содержанием, т.е. распределение искусственно приводят к симметричному виду, насколько это возможно (рис. 10).

Таблица 4

**Влияние максимальных (экстремальных) значений содержания компонента на статистические оценки**

| Номер пробы            | Наборы данных |      |      |       |       |
|------------------------|---------------|------|------|-------|-------|
|                        | 1             | 2    | 3    | 4     | 5     |
| 1                      | 0,7           | 0,7  | 0,7  | 0,7   | 0,7   |
| 2                      | 0,9           | 0,9  | 0,9  | 0,9   | 0,9   |
| 3                      | 1,1           | 1,1  | 1,1  | 1,1   | 1,1   |
| 4                      | 1             | 1    | 1    | 1     | 1     |
| 5                      | 2             | 2    | 2    | 2     | 2     |
| 6                      | 2,5           | 2,5  | 2,5  | 2,5   | 2,5   |
| 7                      | 3             | 3    | 3    | 3     | 3     |
| 8                      | 3             | 3    | 3    | 3     | 3     |
| 9                      | 3,5           | 3,5  | 3,5  | 3,5   | 3,5   |
| 10                     | 8             | 16   | 32   | 60    | 120   |
| Среднее                | 2,57          | 3,37 | 4,97 | 7,77  | 13,77 |
| Стандартное отклонение | 2,16          | 4,55 | 9,55 | 18,38 | 37,34 |
| Коэффициент вариации   | 0,84          | 1,35 | 1,92 | 2,37  | 2,71  |

После преобразования вариограмма строится по композитированным данным, не подвергшимся логарифмированию. Далее расчеты оценок компонента в эксплуатационных блоках выполняют также без логарифмического преобразования данных, но перед интерполяцией все удаленные значения обычно возвращают в выборку, и значения снова пересчитывают в композиты, так как при таком низком коэффициенте вариации экстремальные значения содержания компонента не влияют на оценку среднего в блоке.

Если коэффициент вариации  $>1,2$ , это указывает на то, что оценка истинного среднего (математического ожидания) по выборке может сильно зависеть от экстремальных значений содержания компонента в пробах этой выборки.

Что нужно делать, чтобы получить представительные оценки (статистики) при работе с асимметричными данными? Один из путей борьбы с экстремальными значениями содержания заключается в трансформации данных через натуральные логарифмы, когда каждое выборочное содержание

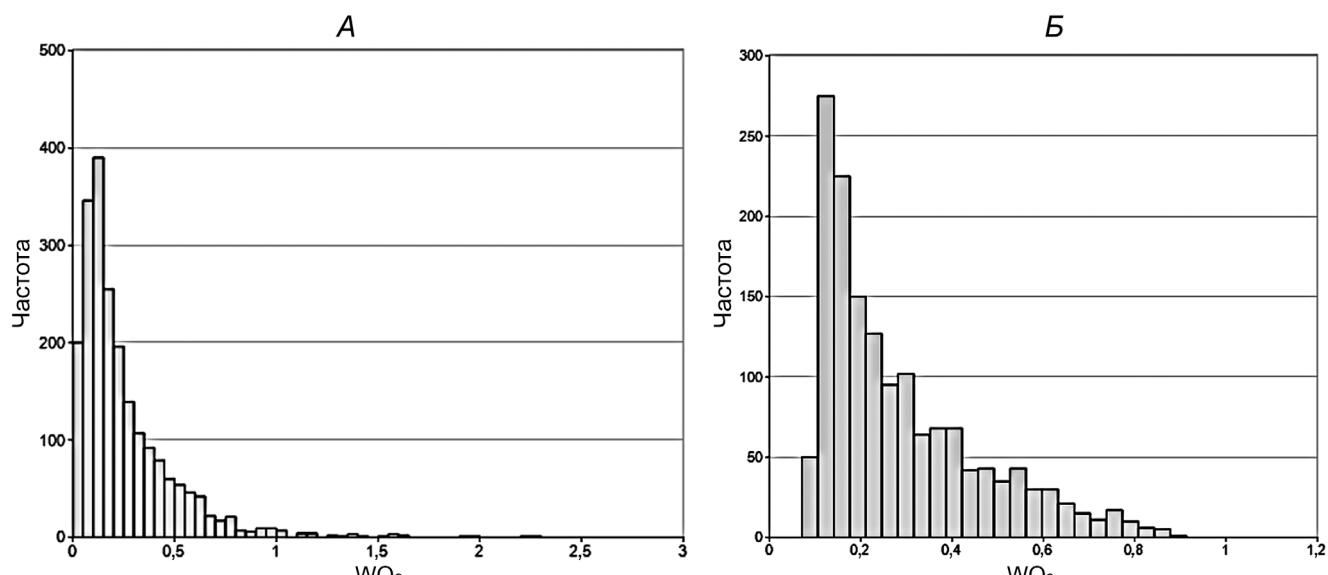


Рис. 10. Пример преобразования первоначально асимметрично распределенных данных к более симметричному виду (из выборки удалены экстремальные значения содержания и частично удалены пробы с низким содержанием). На А приведена гистограмма распределения компонента до преобразований, на Б — после преобразований

компонента в пробе преобразуется в натуральный логарифм.

Если гистограмма в логарифмической шкале данных имеет колоколообразную форму (Белл-форму) и на вероятностном кумулятивном графике она выглядит прямой, то данные распределены логнормально.

Преобразование в натуральные логарифмы производит эффект сжатия рангов высоких значений содержания компонента и расширения рангов низких значений, если данные распределены логнормально. После преобразования на средние арифметические логпреобразованных данных оригинальные экстремальные содержания не оказывают влияния, так как эти экстремальные значения сглаживаются логнатуральной трансформацией. Эти логарифмированные средние содержания путем обратной трансформации могут быть приведены к обычным значениям содержания, если взять экспоненту логарифма среднего. Если логарифмически преобразованные данные имеют нормальное распределение, то среднее, мода, медиана при абсолютной симметрии совпадут, а в другом случае они будут близки. Это значит, что среднее логарифмически преобразованных данных и их медиана эквивалентны, а если это так, то среднее логарифмических данных делит выборку данных пополам (как и медиана) и, таким образом, логарифмическое среднее данных можно использовать в качестве 50%-ного перцентиля. Когда логарифмическое среднее преобразуется обратно, то полученное значение является еще и эквивалентом медианы оригинальных данных. Известно, что значение медианы всегда меньше, чем представительное (несмещенное) среднее. Это представительное среднее содержание может быть рассчитано умножением обратно трансфор-

мированного логарифмического среднего на обратно трансформированное значение логарифма дисперсии, деленной на 2 (рис. 11). Полученную величину называют логоценным средним, или средним Сичела, она рассчитывается по формуле

$$\text{Логоценное среднее} = \text{Exp}(\text{логсреднее}) \times (\text{Exp}(\text{логдисперсия}/2)).$$

Если множество данных имеет высокую дисперсию логарифмированных значений, то эти данные очень асимметричны и разница между медианой и несмещенным средним очень большая. Если множество данных имеет низкую дисперсию логарифмированных значений содержания компонента, то эти данные более симметричны и разница между медианой и несмещенным средним небольшая. Это несмещенное среднее Сичела получается, как лучшая несмещенная оценка истинного среднего (математического ожидания), когда рассматриваемые данные имеют логнормальное распределение и когда коэффициент вариации  $>1,2$ . Когда асимметричность данных очень большая, то логдисперсия зависит от асимметричности данных в логарифмической шкале и, следовательно, не является представительной, тогда среднее Сичела может оказаться смещенным. Когда выборка данных маленькая, логдисперсия может быть чувствительна к экстремальным значениям содержания. Чтобы учесть возможные смещения из-за небольшого числа проб Сичел создал таблицу преобразований для использования в оценке среднего (табл. 5). Среднее Сичела рассчитывается умножением обратно трансформированного лог-среднего ( $\text{Exp}(\text{логсреднее})$ ) на множитель Сичела, который берется из таблицы в соответствии с рассчитанной логдисперсией и числом проб с значе-

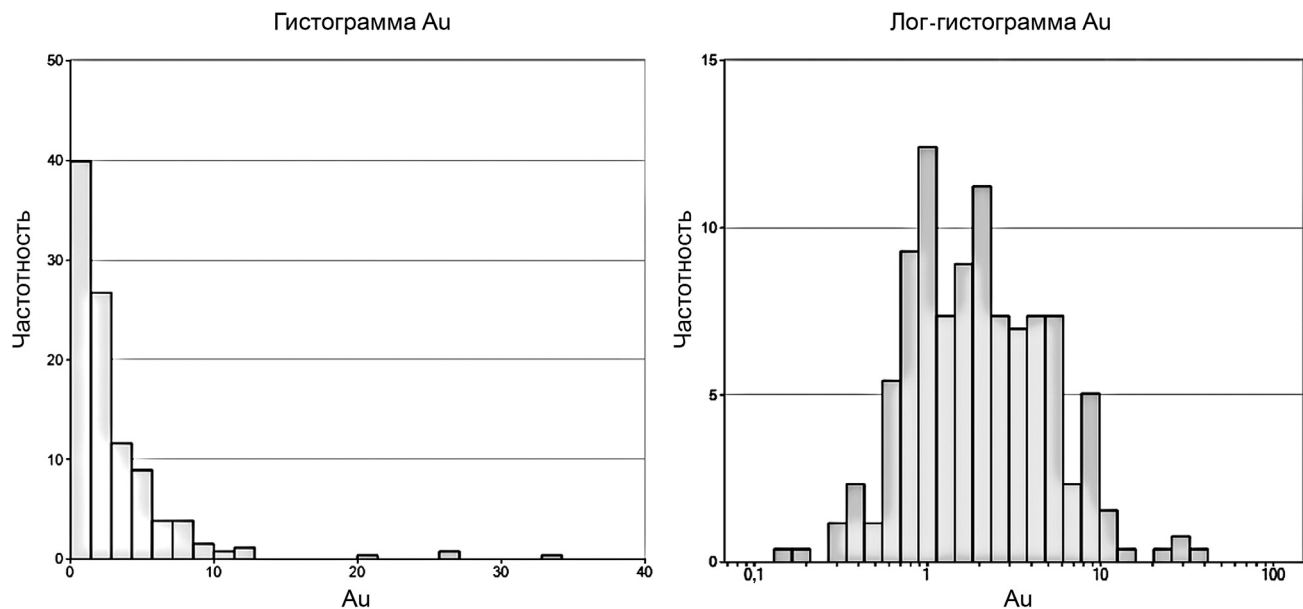


Рис. 11. Пример обратного трансформирования логсреднего, масштабируемого на обратно трансформированную половину логдисперсии: 0,676 (среднее логарифмов) — 1,966 (экспонента среднего логарифмов);  $0,854/2=0,427$  — логдисперсия, деленная на 2; 1,532 — экспонента (логдисперсия/2). Логотененное среднее = экспонента среднего логарифмов  $\times$  экспонента (логдисперсия/2);  $3,015=1,966 \cdot 1,523$  (3,015 — логотененное среднее, или среднее Сичела)

ниями содержания компонента, участвующими в расчете логдисперсии.

Логотененное среднее, или среднее Сичела, рассматривается как более точная несмещенная оценка математического ожидания, чем расчет среднеарифметического содержания.

Другой путь борьбы с экстремальными значениями содержания компонента, когда коэффи-

циент вариации  $>1,2$ , предлагает корректировать экстремальные значения. Корректировка экстремальных значений заключается в том, что любые значения содержания в композитах выше уровня коррекции должны быть снижены до этого уровня. Например, для набора № 3 (табл. 4), если уровень коррекции равен 20, то содержание в пробе, равное 32, должно быть снижено до 20. Это гарантирует,

Таблица 5

Значения коэффициента Сичела

| Логдисперсия | Число проб |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
|--------------|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
|              | 3          | 5     | 7     | 10    | 15    | 20    | 25    | 30    | 50    | 70    | 100   | >100 |
| 0,1          | 1,051      | 1,051 | 1,051 | 1,051 | 1,051 | 1,051 | 1,051 | 1,051 | 1,051 | 1,051 | 1,051 | 1,05 |
| 0,2          | 1,103      | 1,103 | 1,104 | 1,104 | 1,104 | 1,105 | 1,105 | 1,105 | 1,105 | 1,105 | 1,105 | 1,10 |
| 0,3          | 1,158      | 1,158 | 1,159 | 1,159 | 1,160 | 1,161 | 1,161 | 1,161 | 1,161 | 1,161 | 1,162 | 1,10 |
| 0,4          | 1,210      | 1,214 | 1,215 | 1,217 | 1,218 | 1,219 | 1,220 | 1,220 | 1,220 | 1,221 | 1,221 | 1,22 |
| 0,5          | 1,268      | 1,272 | 1,275 | 1,277 | 1,278 | 1,280 | 1,281 | 1,282 | 1,282 | 1,283 | 1,283 | 1,28 |
| 0,6          | 1,323      | 1,332 | 1,336 | 1,339 | 1,343 | 1,344 | 1,345 | 1,346 | 1,348 | 1,348 | 1,349 | 1,35 |
| 0,7          | 1,382      | 1,393 | 1,399 | 1,404 | 1,409 | 1,411 | 1,413 | 1,414 | 1,416 | 1,416 | 1,417 | 1,41 |
| 0,8          | 1,442      | 1,457 | 1,465 | 1,472 | 1,478 | 1,481 | 1,483 | 1,484 | 1,487 | 1,489 | 1,490 | 1,49 |
| 0,9          | 1,503      | 1,523 | 1,533 | 1,542 | 1,550 | 1,554 | 1,557 | 1,560 | 1,562 | 1,564 | 1,565 | 1,56 |
| 1,0          | 1,566      | 1,591 | 1,604 | 1,615 | 1,625 | 1,630 | 1,634 | 1,636 | 1,641 | 1,643 | 1,645 | 1,64 |
| 1,1          | 1,630      | 1,681 | 1,677 | 1,691 | 1,703 | 1,710 | 1,714 | 1,717 | 1,723 | 1,726 | 1,728 | 1,73 |
| 1,2          | 1,696      | 1,733 | 1,758 | 1,770 | 1,785 | 1,793 | 1,798 | 1,802 | 1,810 | 1,813 | 1,816 | 1,82 |
| 1,3          | 1,784      | 1,807 | 1,833 | 1,851 | 1,870 | 1,880 | 1,886 | 1,891 | 1,900 | 1,905 | 1,906 | 1,91 |
| 1,4          | 1,832      | 1,884 | 1,912 | 1,937 | 1,958 | 1,971 | 1,978 | 1,984 | 1,995 | 1,997 | 2,004 | 2,01 |
| 1,5          | 1,906      | 1,963 | 1,986 | 2,025 | 2,051 | 2,085 | 2,075 | 2,081 | 2,085 | 2,095 | 2,105 | 2,11 |
| 1,6          | 1,976      | 2,044 | 2,082 | 2,117 | 2,147 | 2,184 | 2,175 | 2,183 | 2,198 | 2,204 | 2,212 | 2,22 |
| 1,7          | 2,049      | 2,128 | 2,172 | 2,212 | 2,247 | 2,287 | 2,290 | 2,299 | 2,308 | 2,315 | 2,323 | 2,34 |
| 1,8          | 2,124      | 2,214 | 2,285 | 2,310 | 2,352 | 2,375 | 2,390 | 2,400 | 2,422 | 2,431 | 2,440 | 2,46 |
| 1,9          | 2,203      | 2,303 | 2,361 | 2,413 | 2,450 | 2,487 | 2,504 | 2,517 | 2,542 | 2,552 | 2,563 | 2,58 |
| 2,0          | 2,280      | 2,335 | 2,400 | 2,519 | 2,574 | 2,604 | 2,624 | 2,638 | 2,668 | 2,679 | 2,692 | 2,71 |
| 2,1          | 2,300      | 2,489 | 2,563 | 2,630 | 2,691 | 2,726 | 2,740 | 2,765 | 2,800 | 2,815 | 2,827 | 2,85 |

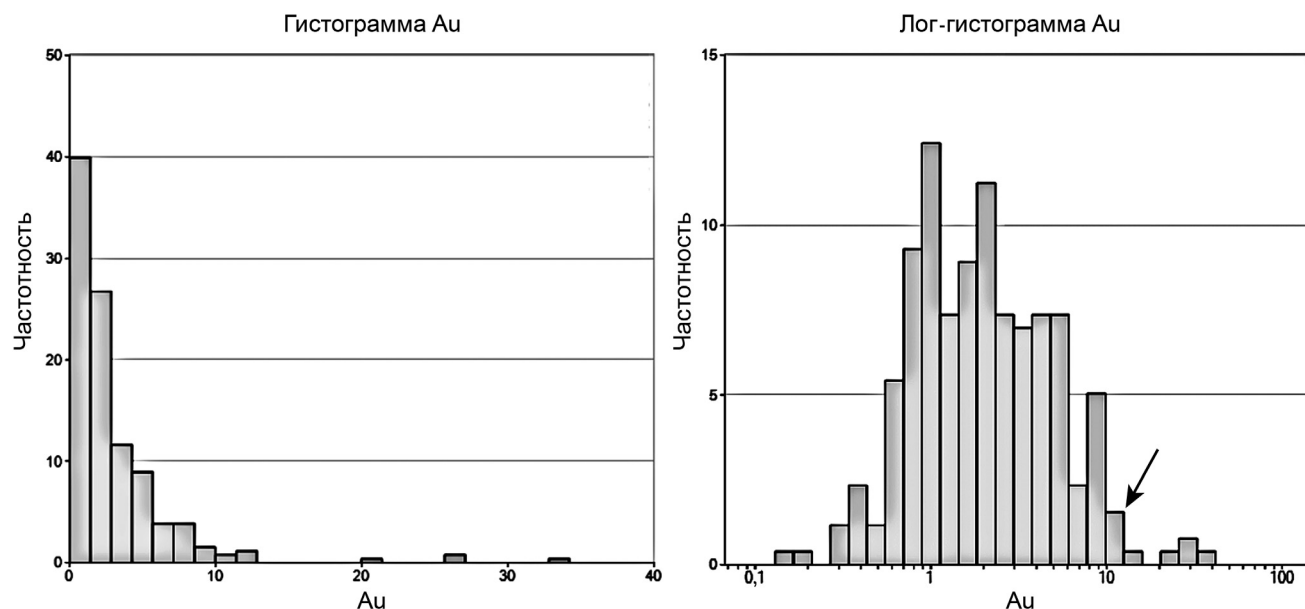


Рис. 12. Иллюстрация метода дезинтеграции для определения уровня коррекции экстремальных значений содержания золота в пробах (уровень коррекции показан стрелкой)

что пробы с высокими значениями содержания компонента будут включены в последующий анализ, но их экстремальность не будет негативно влиять на расчет и анализ вариограмм и при интерполяции не повлияет на смещение оценки среднего и оценку других параметров.

Для логнормальных данных при выборе уровня коррекции экстремальных значений в пробах ориентируются на логоченное среднее Сичела [Coombes, 2005], т.е. итерационным путем проводят коррекцию экстремальных значений содержания компонента до того уровня коррекции, при котором среднее становится близким к логоченному среднему у исходных данных. Если данные не логнормальные, то уровень коррекции обычно находят методом дезинтеграции хвостовой части высоких значений содержания компонента на гистограмме логарифмированных данных, и все значения содержания компонента, находящиеся в хвостовой части распределения выше этого уровня, снижают до этого уровня (рис. 12).

Если коэффициент вариации очень большой, например  $>3$ , то первоначально выборку стараются разбить на однородные области (домены), если это не удастся, т.е. экстремальные значения содержания разбросаны внутри домена, то перед построением вариограмм и интерполяций используют индикаторную технику преобразования

данных в выборке. Индикаторную технику интерполяции используют только после того, как убедятся, что при проверке результатов интерполяции обыкновенным кригингом или методом обратных расстояний были выявлены значительные расхождения при сравнении результатов опробования и значений содержания компонента в блоках после интерполяции, т.е. когда экстремальные значения значительно повлияли на оценку в блоках, расположенных рядом с экстремальными значениями содержания компонента в пробах.

**Заключение.** Анализ моделирования зон минерализации штокверковых месторождений свидетельствует о том, что включение в зону минерализации прослоев пустых пород, расположенных среди минерализованных участков, мало влияет на смещение оценок в сторону снижения содержания и, наоборот, значительно влияют в сторону завышения оценок экстремальные значения содержания компонента. В случае наличия в выборке экстремальных значений содержания компонента коэффициент вариации можно использовать как ориентир для принятия решения о необходимости проведения разных способов преобразования результатов опробования, но нет математически обоснованных доказательств, что эти действия приводят к корректным оценкам истинных параметров минерализованной залежи или ее участков.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Капустин Ю.Е. Моделирование месторождений и оценка ресурсов с использованием Студии 3: Учебный курс. СПб.: Недра, 2007.

Coombes J. The art and science of resource estimation. Western Australia, Post Office Box, 2008.

Поступила в редакцию 04.03.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020



УДК 553.98

**Ян Хоуцян<sup>1</sup>, Е.В. Соболева<sup>2</sup>****ЮРСКИЕ НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ  
УГЛЕВОДОРОДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ВПАДИНЫ ФУКАН (ДЖУНГАРСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАСЕЙН)***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

В последние годы достигнуты значительные успехи в поисках и разведке залежей нефти и газа в юрских резервуарах восточного борта впадины Фукан — наименее изученной части Джунгарского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Для выяснения источника генерации нефти исследованы юрские нефтегазоматеринские породы (НГМП), пробы нефти из залежей и нефтеносные песчаники (23 образца из 14 скважин) из бадаованьских, саньгунхэских, шишаньяоских, тоутунхэских и цигуских продуктивных свит изучаемой области впадины Фукан. На основании этих исследований детально рассмотрены состав органического вещества (ОВ) юрских НГМП, свойства и молекулярный состав нефтей, а также особенности состава биомаркеров в них. Результаты исследований и интерпретации данных показали, что источником нефти зоны Гумуди, впадины Фукан, выступа Байцзяхай и выступа Шацзи были юрские бадаованьские НГМП.

**Ключевые слова:** Джунгарский нефтегазоносный бассейн, впадина Фукан, юрские продуктивные горизонты, нефтегазоматеринские породы, нефть, биомаркеры, пиролиз, изотопный состав углерода.

In recent years, significant successes have been achieved in the search and exploration of oil and gas reservoirs in the Jurassic deposits on the eastern side of the Fukang depression, which is the least studied part of the Junggar oil and gas Basin. In order to find out the source of hydrocarbon generation, we studied source rocks, oil and oil-bearing sandstones (24 samples from 13 wells) from the Badaowan, Sangonghe, Xishanyao, Toutunhe and Qigu production beds of the Fukang depression research area. Based on these studies, the composition of the organic matter of the Jurassic source rocks, the properties and molecular composition of oils, as well as the characteristics of the composition of biomarkers in them are examined in detail. The results of research and interpretation of the data showed that the mudstones of the Badaowan formation were source rocks of oil from the Gumudi zone, the Fukang depression, the Bajiahai ledge and the Shaqi ledge.

**Key words:** Junggar oil and gas basin, Fukang depression, Jurassic production beds, source rocks, oil, biomarkers, pyrolysis, carbon isotopic composition.

**Введение.** Впадина Фукан — один из основных очагов генерации углеводородных флюидов в центральной части Джунгарского нефтегазоносного бассейна (НГБ) (рис. 1) [Zheng et al., 2015]. Нефтегазоматеринские породы (НГМП), находящиеся в осадочном выполнении впадины, обеспечили достаточное количество углеводородных флюидов для нефтяных и газовых залежей, которые расположены в пределах выступов, ограничивающих ее восточную часть [Chen et al., 2016]. Основные продуктивные горизонты этих залежей находятся главным образом в юрских отложениях (рис. 2).

Впадина представляет собой почти изометричную синеклизу, мощность осадочного чехла и входящих в его состав юрских НГМП наибольшая в центральной части, к бортам впадины их мощность постепенно уменьшается. Разломы, в основном это взбросы, имеющие простирание с запада на

восток, осложняют выступы на восточной и юго-восточной перифериях впадины.

Некоторые исследователи считают, что источники нефтей залежей юрских продуктивных горизонтов в восточной части впадин Фукан и Цзэн Цзюнь, зоны разломов Фукан и выступа Бейсаньтай — зрелые пермские НГМП [Zeng et al., 2008]. Эту точку зрения принимают не все исследователи. В связи с увеличением объема геологоразведочных работ в восточной части впадины Фукан в последние годы получены новые данные геохимических исследований нефтей и органического вещества (ОВ) НГМП. Интерпретация этих данных позволила выявить другой вероятный источник нефтей залежей в восточной части впадины Фукан.

**Материалы и методы исследований.** Всего исследовано 46 образцов юрских НГМП и 23 об-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail*: yanghouqiang@qq.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, канд. геол.-минер. н., доцент; *e-mail*: phitan@yandex.ru

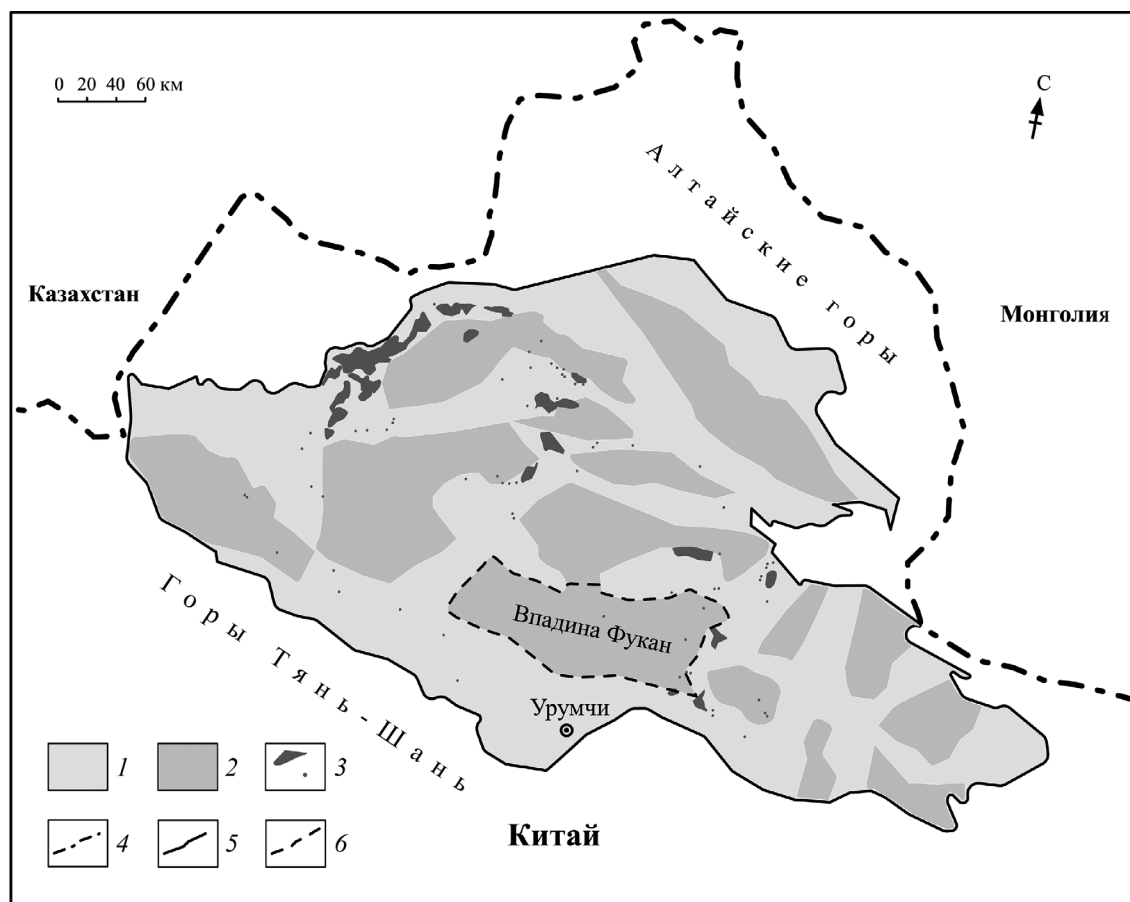


Рис. 1. Расположение и тектонические элементы Джунгарского нефтегазоносного бассейна: 1 — выступы, 2 — впадины, 3 — нефтяные месторождения, 4 — государственные границы, 5 — границы Джунгарского НГБ, 6 — границы впадины Фукан

разца нефтей из юрских залежей и битумоидов из бадаованьских ( $J_{1b}$ ), саньгунхэских ( $J_{1s}$ ), сишаньяоских ( $J_{2x}$ ), тоутунхэских ( $J_{2t}$ ) и цигуских ( $J_{3q}$ ) продуктивных свит, которые предоставлены Научно-исследовательским институтом по разведке и разработке (Синьцзянский нефтяной филиал компании «PetroChina»).

Молекулярный состав биомаркеров нефтей и ОВ пород изучен методами газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии. Для выявления нефтегазоматеринских свойств пород использовался метод пиролиза Rock-Eval, по параметрам которого определяли содержание и тип ОВ, оценивали его генерационный потенциал и степень зрелости [Гончаров, Харин, 1982].

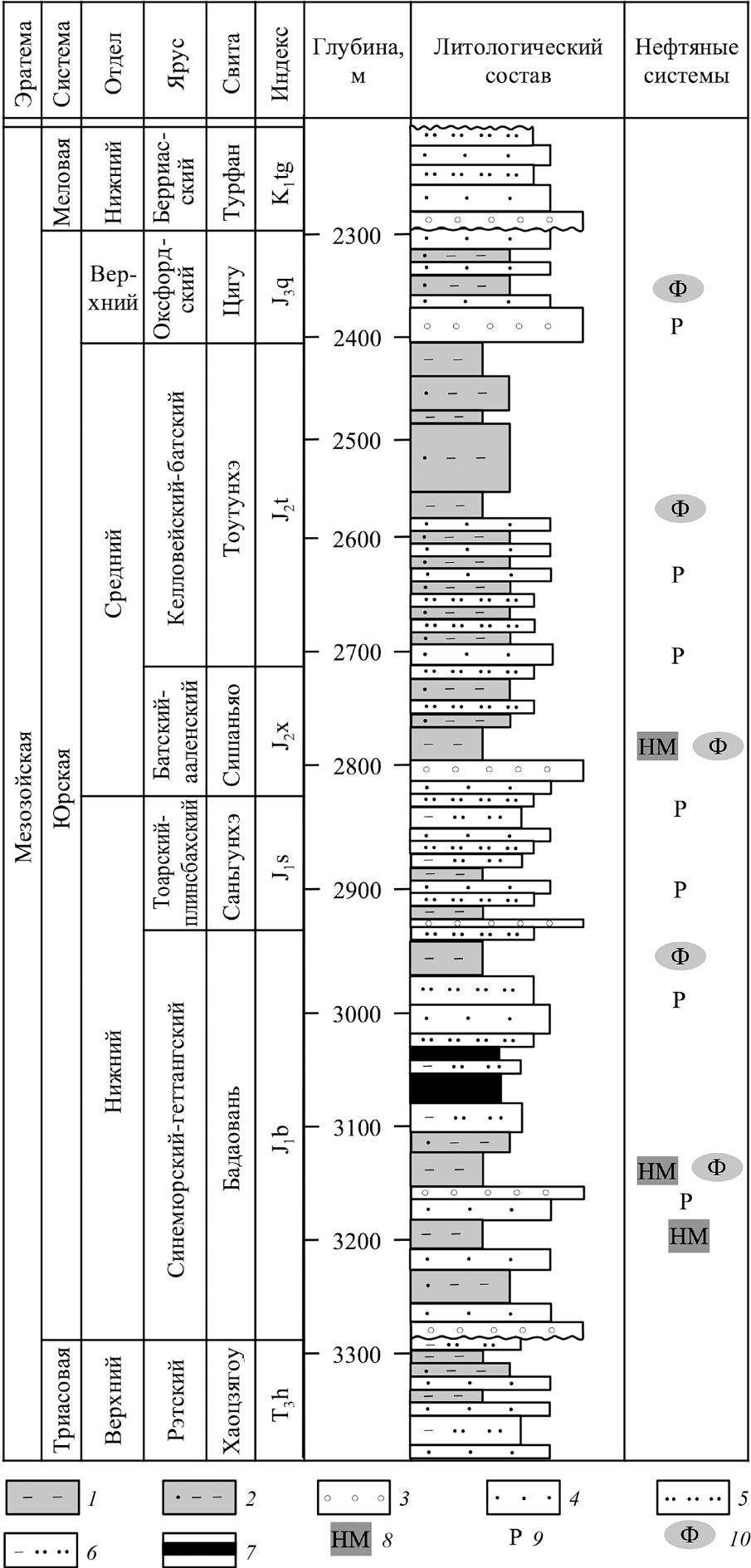
#### Результаты исследований и их обсуждение.

При выделении НГМП надо учитывать, что они должны обладать неотъемлемым свойством — способностью порождать и отдавать углеводородные флюиды, газообразные и жидкие (микронепть). Это будет выполняться при достаточном количестве, определенном качестве ОВ ( $C_{орг}$ ) и его зрелости. Нижний предел концентрации  $C_{орг}$  в породе, с которого начинается отдача микронепти и газа (в случае сапропелевого и/или существенно сапропелевого ОВ), — значение 0,2% на породу при средних градациях мезокатагенеза ( $МК_1$ – $МК_3$ ).

В юрских осадочных отложениях впадины Фукан выделяются все 3 отдела, отложения которых несогласно залегают на триасовых и так же несогласно перекрыты меловыми (рис. 2). Все юрские отложения снизу вверх по разрезу залегают согласно. В нижнеюрских породах выделяются свиты Бадаовань ( $J_{1b}$ ) синемюр-геттангского возраста, Саньгунхэ ( $J_{1s}$ ) тоар-плинсбахского, а также аален-батская свита Сишаньяо ( $J_{2x}$ ) (рис. 2). НГМП в этих свитах представлены черными глинистыми аргиллитами [Fu et al., 1996]. Осадконакопление черных глинистых аргиллитов происходило в обстановке пресноводного озера с относительно окислительными условиями седиментации [Zheng et al., 2015]. Общая мощность юрских НГМП во впадине Фукан увеличивается с севера (от 0 м) на юг в погруженную часть впадины, достигая максимальной толщины 500 м (скважина CS1).

Содержание  $C_{орг}$  по данным пиролиза (ТОС) в образцах НГМП варьирует от 0,30 до 3,70%. Среднее содержание ТОС для бадаованьских НГМП составляет 1,33%, для саньгунхэских и сишаньяоских — 0,69%. Вариация значений  $S1+S2$  (параметр оценивает генерационный потенциал) весьма широкая: от 0,45 до 7,67 мг УВ/г породы. Среднее значение  $S1+S2$  для бадаованьских НГМП составляет 3,00 мг УВ/г породы, для саньгунхэских и сишаньяоских — 0,82 мг УВ/г породы. При-

Рис. 2. Сводная литолого-стратиграфическая колонка юрской системы в пределах впадины Фукан (по данным бурения скв. В28, 2020 г.): 1 — глинистые аргиллиты, 2 — песчанистые аргиллиты, 3 — конгломераты, 4 — песчаники, 5 — алевролиты, 6 — глинистые алевролиты, 7 — угли, 8 — нефтегазоматеринские породы, 9 — резервуары (коллекторы), 10 — флюидоупоры



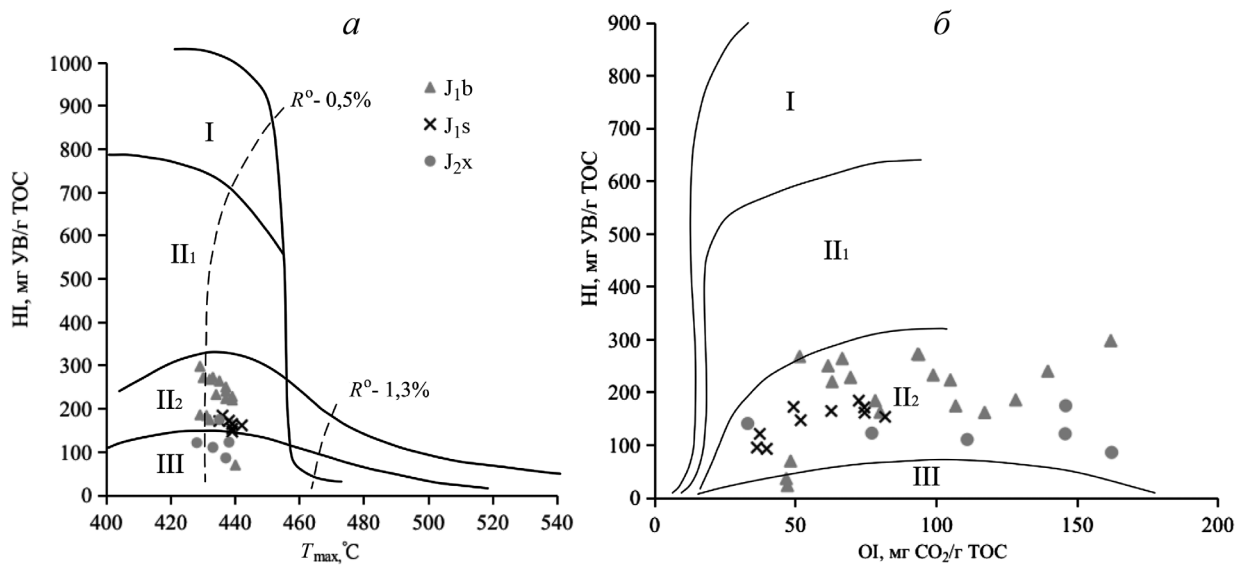


Рис. 3. Определение качества (тип керогена) органического вещества юрских нефтегазоматеринских пород в восточной части впадины Фукан по модифицированной диаграмме Ван-Кревелена с использованием пиролитических параметров HI и  $T_{max}$  (а) и HI и OI (б)

веденные данные показывают, что бадаованьские НГМП богаты ОВ ( $ТОС > 1\%$ ) и имеют хороший генерационный потенциал ( $S1 + S2 > 2$  мг УВ/г породы), а саньгунхэские и сишаньяоские НГМП характеризуются более низким содержанием ОВ и менее богатым нефтегенерационным потенциалом. Степень зрелости ОВ большинства изученных образцов пород по результатам пиролиза оценивается градациями мезокатагенеза  $МК_1 - МК_2$  ( $T_{max} = 428 - 445$  °С) (рис. 3, а), что не противоречит выводам о значениях отражательной способности витринита из углистых фрагментов этих пород ( $R_0 = 0,55 \pm 0,83\%$ ); таким образом, рассматриваемые породы находятся в главной зоне нефтеобразования (ГЗН).

На модифицированной диаграмме Ван-Кревелена (рис. 3, а, б) образцы расположены в областях двух типов керогена ( $II_2$  и  $III$ ). Кероген большинства образцов НГМП юрского возраста представлен типом  $II_2$  — смешанным гумусово-сапропелевым. Таким образом, интерпретация данных пиролиза свидетельствует о том, что эти породы можно отнести к НГМ.

**Физические свойства нефти.** Объектами исследования были нефти и экстракты битумоидов нефтесодержащих песчаников из юрских продуктивных горизонтов восточной части впадины Фукан (рис. 4, таблица). Физические свойства нефти зависят от ее химического состава. Физические свойства и состав нефтей в разных регионах впадины Фукан существенно различаются.

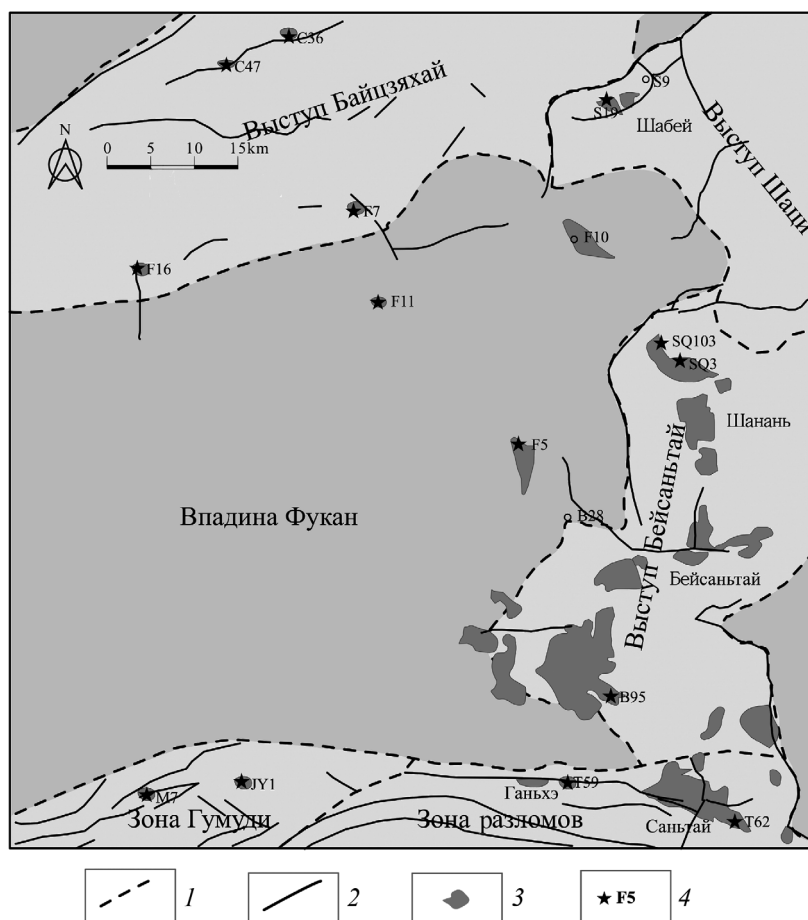
Величина плотности исследованных нефтей варьирует в широких пределах: от низких значений ( $< 0,87$  г/см<sup>3</sup>), которые обычно характерны для легких нефтей, до  $> 0,92$  г/см<sup>3</sup>, что дает возможность классифицировать такие нефти как тяжелые. В соответствии с диапазоном изменения плотности ( $0,7459 - 0,8632$  г/см<sup>3</sup>) легкие нефти в основном

находятся в залежах выступов Байцзяхай и Шацзи в северной части впадины Фукан, в зоне Гумуди и в северной части выступа Бейсаньтай. Тяжелая нефть с плотностью  $0,8742 - 0,9783$  г/см<sup>3</sup> отмечена в основном в зонах разломов на восточной и юго-

Описание исследованных проб нефтей и битумоидов нефтесодержащих песчаников из восточной части впадины Фукан

| Скважина | Глубина, м      | Свита           | Тип образца         | Район             |               |
|----------|-----------------|-----------------|---------------------|-------------------|---------------|
| F16      | 4096,84         | J <sub>2t</sub> | экстракт битумоидов | Выступ Байцзяхай  |               |
| F16      | 4097,17         | J <sub>2t</sub> |                     |                   |               |
| F7       | 3233–3245       | J <sub>2t</sub> |                     |                   |               |
| F7       | 3342–3346       | J <sub>2t</sub> |                     |                   |               |
| C36      | 2496–2499       | J <sub>2x</sub> |                     |                   |               |
| C47      | 3160–3166       | J <sub>2x</sub> |                     |                   |               |
| S19      | 1473–1475,5     | J <sub>2x</sub> |                     |                   |               |
| S19      | 1588,70         | J <sub>1s</sub> | экстракт битумоидов | Выступ Шацзи      |               |
| F5       | 3457–3465       | J <sub>1s</sub> |                     | Впадина Фукан     |               |
| F11      | 4114,00         | J <sub>1s</sub> | нефть               |                   |               |
| SQ3      | 1350,51         | J <sub>1b</sub> | экстракт битумоидов | Выступ Бейсаньтай |               |
| S103     | 1199,43–1204,50 | J <sub>1b</sub> |                     |                   |               |
| B95      | 2295,62         | J <sub>2t</sub> |                     |                   |               |
| B95      | 2340–2346       | J <sub>2t</sub> | нефть               |                   |               |
| B95      | 2342,88         | J <sub>2t</sub> | экстракт битумоидов |                   |               |
| T59      | 3101,01         | J <sub>2t</sub> | нефть               |                   | Зона разломов |
| T62      | 2454–2466       | J <sub>2t</sub> |                     |                   |               |
| M7       | 4144–4152       | J <sub>2t</sub> |                     |                   |               |
| JY1      | 4572,95         | J <sub>2t</sub> | экстракт битумоидов | Зона Гумуди       |               |
| JY1      | 4578,88         | J <sub>2t</sub> |                     |                   |               |
| JY1      | 4581,11         | J <sub>2t</sub> |                     |                   |               |
| JY1      | 4120,18         | J <sub>3q</sub> |                     |                   |               |
| JY1      | 4122,64         | J <sub>3q</sub> |                     |                   |               |

Рис. 4. Схема расположения нефтяных месторождений и скважин отбора проб нефтей из юрских залежей и пород восточной части впадины Фукан: 1 — границы тектонических элементов; 2 — разломы; 3 — нефтяные месторождения; 4 — скважины, из которых отбирали образцы пород и нефтей



восточной перифериях впадины и в южной части выступа Бейсаньтай.

#### **Групповой углеводородный состав нефтей.**

Групповой углеводородный состав нефтей юрских залежей в восточной части впадины Фукан значительно различается и имеет неодинаковые характеристики в разных структурных элементах. Состав большинства нефтей: насыщенные углеводороды (УВ) — от 69,67 до 96,22%, ароматические УВ — от 4,27 до 18,41%, гетероатомные в кислых смолах — от 1,31 до 11,28%, асфальтены — от 0,04 до 5,52%. Небольшое количество нефтей в южной части Бейсаньтайского выступа и в зоне разломов выделяется по групповому составу — более низкое содержание насыщенных УВ (в среднем 41,45, вариация 27,52–51,98%) и высокое содержание ароматических (в среднем 17,95, вариация 4,58–39,65%), гетероатомных компонентов в кислых смолах (в среднем 26,95, вариация 9,97–46,58%) и асфальтенов (в среднем 3,74, вариация 0,54–10,15%).

Таким образом, эти особенности группового состава нефтей в южной части выступа Бейсаньтай и зоне разломов определили высокую плотность и вязкость нефти. Глубина их залегания обычно не превышает 2500 м. Потеря насыщенных УВ этих нефтей вызвана длительной тектонической активностью, которую испытали эти два района, и, соответственно, дизъюнктивной нарушенностью

разреза. При этом в течение длительного времени происходила дисмиграция легких углеводородных флюидов. Первичные нефти в залежах претерпели вторичные изменения, такие, как растворение легких УВ при активной гидродинамике пластовых вод, окисление, особенно биохимическое (биодеградация нефти). В процессе воздействия этих факторов нефти становятся тяжелыми и вязкими [Li et al., 2006]. Вероятно, нефти в других рассматриваемых районах не испытали воздействие перечисленных факторов.

**Изотопный состав углерода нефти.** Изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) нефти — важный показатель для определения генетического типа исходного ОВ НГМП, особенно для нефтей со значительно отличающимся изотопным составом углерода [Галимов, 1986]. Как правило, нефти, образованные из исходного ОВ преимущественно сапропелевого состава, имеют меньшие значения  $\delta^{13}\text{C}$ , а нефти из ОВ с большим вкладом гумусовой составляющей имеют большие значения  $\delta^{13}\text{C}$  [Фрик, 1997].

Нефти из зоны разлома и выступа Бейсаньтай имеют более легкий изотопный состав углерода  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-30,90$  до  $-31,95\text{‰}$ ; нефти из зоны Гумуду, впадины Фукан, выступов Байцзяхай и Шацзи по изотопному составу углерода несколько тяжелее —  $\delta^{13}\text{C}$  варьирует от  $-26,25$  до  $-28,38\text{‰}$  (рис. 5).

**Геолого-геохимическая интерпретация состава биомаркеров** очень разносторонняя, с одной сторо-

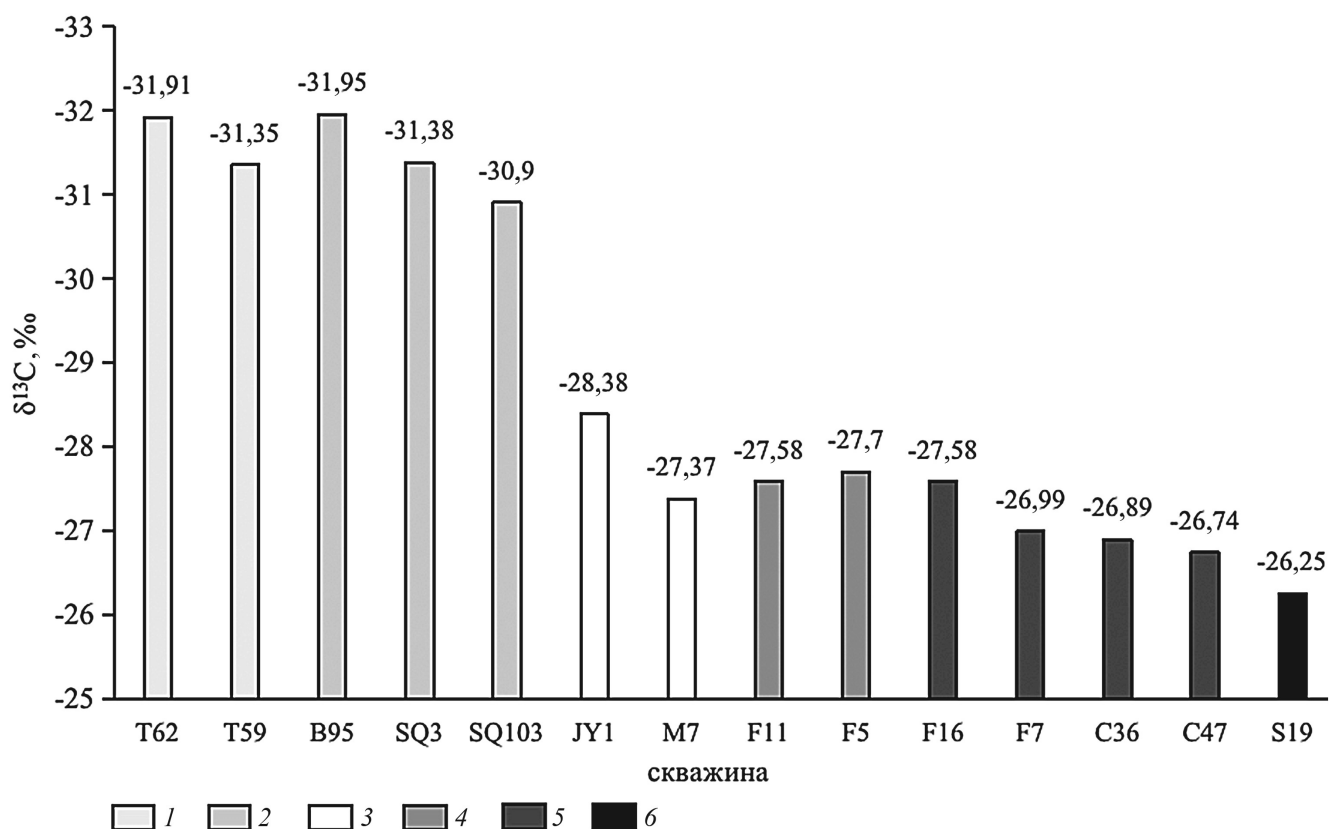


Рис. 5. Изотопный состав углерода нефтей в восточной части впадины Фукан. Районы: 1 — зона разломов, 2 — выступ Бейсаньтай, 3 — зона Гумуди, 4 — впадина Фукан, 5 — выступ Байцзяхай, 6 — выступ Шацзи

ны, по их составу можно судить о типе исходного ОВ НГМП, условиях его накопления, степени зрелости, а с другой — получить информацию о вторичных преобразованиях нефти в залежи, в частности, о биodeградации и процессах третичной миграции нефти.

*Соотношение относительной концентрации пристана и фитана.* Отношение пристана к фитану (Pr/Ph) используется для определения условий накопления НГМП и начальной фоссилизации в раннем диагенезе: фитан образуется из фитола, который в свою очередь является частью молекулы хлорофилла зеленых низших и высших растений, в восстановительных условиях седиментогенеза и раннего диагенеза, а пристан в той же зоне литогенеза — из фитола, но в относительно окислительных условиях [Mei, Liu, 1980].

Величина отношения Pr/Ph для нефтей из зоны разлома и выступа Бейсаньтай составляет 0,96–1,43, что указывает на относительно восстановительные условия седиментогенеза и диагенетического преобразования ОВ. Значение отношения Pr/Ph для нефтей из зоны Гумуди, впадины Фукан, выступов Байцзяхай и Шацзи значительно больше единицы и изменяется от 1,94 до 3,61, что свидетельствует об относительно окислительных условиях на этих этапах литогенеза НГМП, что не противоречит геологическим оценкам условий седиментации.

Согласно взаимосвязи между изотопным составом углерода и соотношением фитана и пристана (Pr/Ph) нефти из юрских залежей в восточной части впадины Фукан разделяются на две группы (рис. 6).

Нефти I группы в основном распространены в зоне разломов и в залежах выступа Бейсаньтай. Нефти II группы находятся в пределах зоны Гумуди, впадины Фукан, выступов Байцзяхай и Шацзи. Точно такие же группы нефтей по территориальной приуроченности были выделены по физико-химическим параметрам.

*Наличие β-каротана* может отражать условия осадконакопления ОВ НГМП: β-каротан — насыщенный бициклический нафтен C<sub>40</sub>H<sub>78</sub>, который образуется из липоидов живого вещества (ЖВ) водорослей, существующих в условиях соленого озера с дефицитом растворенного кислорода, поэтому этот биомаркер, по всей вероятности, указывает на озерные условия обитания этих водорослей, и их некрома стала частью исходного ОВ осадков. Если содержание β-каротана высокое, можно утверждать, что седиментогенез будущих НГМП происходил в озере с повышенной соленостью [Yi et al., 2005].

Нефти выделенной I группы имеют высокое содержание β-каротана, относительная концентрация которого даже выше, чем нормального пентоксана (nC<sub>25</sub>H<sub>52</sub>), а значение отношения β-каротан/nC<sub>25</sub>H<sub>52</sub> несколько больше единицы —



1,03–1,12, что свидетельствует об озерно-восстановительных условиях накопления ОВ НГМП. Нефти II группы почти не содержат биомаркера  $\beta$ -каротана.

**Гаммацеран/ $C_{30}\alpha\beta$ гопан.** Гаммацеран (тетрациклический нафтен), так же, как  $\beta$ -каротан, содержится в ЖВ галофильных простейших организмов, а бактериогепанотетрол, из которого образуются гопаны, входит в клеточную мембрану большинства бактерий, оба соединения — биомаркеры, поэтому коэффициент гаммацеран/ $C_{30}\alpha\beta$ гопан также может отражать соленость вод обстановки осадконакопления. Значения этого коэффициента для большинства нефтей I группы составляют 0,1–0,2, что указывает на солонатоводную обстановку, а значение коэффициента для большинства нефтей II группы ниже  $0,05 \pm 0,10$ , что напрямую зависит от количества гаммацерана. Возможно, исходное ОВ будущих НГМП нефтей II группы накапливалось в более пресноводных условиях (рис. 7).

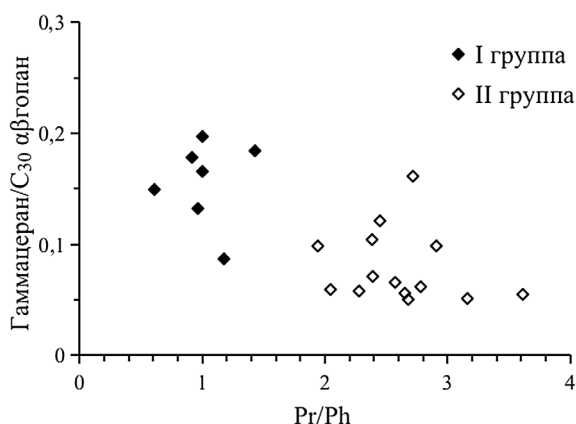


Рис. 7. Выявление среды седиментогенеза по соотношениям пристана и фитана, гаммацерана и геогопана

**Соотношение био- и геоэпимеров ситостерана  $C_{29}H_{52}$  и гопанов  $C_{27}H_{48}$  ( $Tm$  и  $Ts$ ).** Соотношение био- и геоэпимеров оптически активных стеранов и гопанов используются для определения относительной зрелости нефти. По мере увеличения степени термических преобразований нефти или ОВ молекулы с биоконфигурацией эволюционируют в геоконфигурации. В геохимической интерпретации из всех стеранов чаще других гомологов используются регулярный ситостеран ( $C_{29}H_{52}$ ), биоситостеран ( $5\alpha 14\alpha 17\alpha 20R$  —  $\alpha\alpha\alpha 20R$ ) и геоситостеран ( $5\alpha 14\alpha 17\alpha 20R+20S$  —  $\alpha\alpha\alpha 20R+20S$ ). На графике, приведенном на рис. 8, видно, что значения отношения  $20R/(20R+20S)$  био- ( $20R$ ) и геостеранов ( $20R+20S$ ) для всех образцов не превышают 0,6; это означает, что нефти этих двух групп зрелые. Напротив, значение отношения  $Ts$  ( $18\alpha-22,29,30$ -трисноргопан)/ $Tm$  ( $17\alpha-22,29,30$ -трисноргопан), не обязательно отражает зрелость

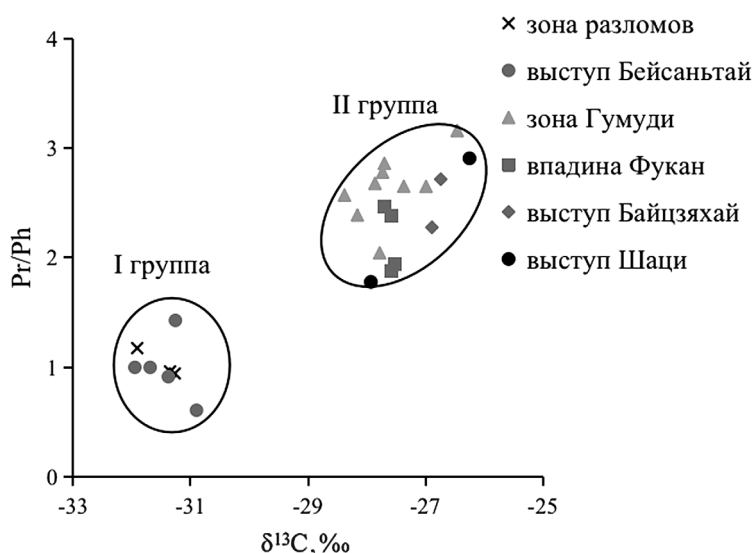


Рис. 6. Выделение групп нефтей по изотопному составу углерода и соотношению пристана и фитана

нефти, значения  $Ts/Tm$  образцов нефтей варьируют в широком диапазоне (рис. 8).

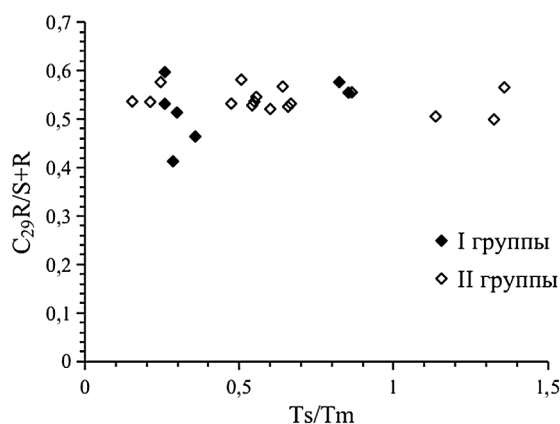


Рис. 8. Выделение групп нефтей по соотношениям гопанов  $Ts$  и  $Tm$ , биоситостеранов и геоситостеранов

**Регулярные стераны.** Стероиды с разной величиной углеродного скелета присущи ЖВ разных организмов:  $C_{27}$  — животным,  $C_{28}$  — простейшим водорослям и  $C_{29}$  — высшей растительности и некоторым видам протерозойских цианобактерий. Поэтому содержание регулярных стеранов  $C_{27}$ ,  $C_{28}$ ,  $C_{29}$  отражает тип исходного ОВ: регулярные ситостераны  $C_{29}$  должны преобладать в нефти, образованной из ОВ с большим вкладом гумусовой составляющей, а регулярные стераны  $C_{27}$ ,  $C_{28}$  преобладают в нефти, сформированной из некромы фито- и зоопланктона. Нефти II группы обогащены регулярными ситостеранами  $C_{29}$ . Отношение биостеранов  $C_{27}(\alpha\alpha\alpha 20R)/C_{29}(\alpha\alpha\alpha 20R)$  составляет 0,11–0,36, это указывает на то, что вероятный источник нефти II группы — ОВ смешанного, но преимущественно гумусового состава. Содержание ситостеранов  $C_{29}$  в нефти I группы невелико (коэффициент  $C_{27}(\alpha\alpha\alpha 20R)/C_{29}(\alpha\alpha\alpha 20R)=0,38 \pm 0,75$ ),

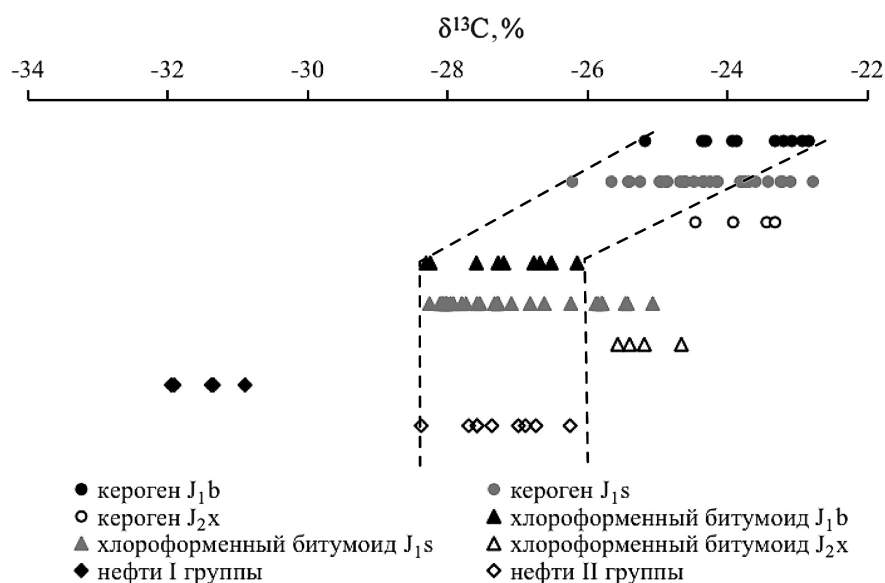


Рис. 9. Изотопный состав углерода керогена, хлороформенного битумоида и выделенных I и II групп нефтей

это указывает на то, что возможным источником нефти I группы также было смешанное ОВ, но в нем преобладало сапропелевое озерное планктонное ОВ.

**Корреляция состава выделенных групп нефтей и нефтегазоматеринских пород.** При термическом преобразовании керогена в главной зоне нефтеобразования происходит фракционирование изотопов углерода. Фракционирование перераспределяет легкие и тяжелые стабильные изотопы углерода — в керогене должно относительно накопиться больше тяжелого изотопа  $^{13}\text{C}$ , а в микро-нефти (в аналитическом смысле в битумоиде) и в нефти в залежи — легкого  $^{12}\text{C}$ . Согласно большому количеству статистических данных можно прийти к заключению, что по показателю соотношения изотопов  $\delta^{13}\text{C}_{\text{кероген}} > \delta^{13}\text{C}_{\text{битумоид}} \geq \delta^{13}\text{C}_{\text{нефть}}$ , в котором разница между  $\delta^{13}\text{C}_{\text{кероген}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{битумоид}}$  не должна превышать 2–3‰ [Галимов, 1973].

Хлороформенный битумоид бадаованских (J<sub>1</sub>b) и большинство саньгунхэских (J<sub>1</sub>s) НГМП имеют более тяжелый изотопный состав углерода от –26,15 до –28,31‰, что хорошо коррелирует с нефтями II группы, выделенной по другим показателям. Изотопный состав углерода битумоида и керогена сишаньяоских пород (J<sub>2</sub>x) еще более тяжелый — >–25‰ и не совпадает с показателями для нефтей (рис. 9).

Таким образом, нефти I группы имеют более легкий изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C} < -30,90\text{‰}$ ) и богаты гаммацерами, β-каротанами, регулярными холестеранами C<sub>27</sub> и эргостанами C<sub>28</sub>, коэффициент Pr/Ph составляет 0,96–1,43, что характеризует восстановительную обстановку седиментации, поэтому вероятный источник нефти I группы — ОВ НГМП гумусово-сапропелевого типа, накопившегося в солоноватоводном озере с относительно восстановительной обстановкой седиментации. В таких условиях во впадине Фукан накапливались пермские НГМП [Zeng et al., 2008].

Нефти II группы имеют более тяжелый изотопный состав углерода (от –26,25 до –28,38‰), низкую концентрацию гаммацера, содержат больше, чем нефти I группы, регулярных ситостеранов C<sub>29</sub>, почти не содержат β-каротана, Pr/Ph варьирует от 1,94 до 3,61, что свидетельствует об относительно окислительных условиях осадконакопления. Следовательно, источником нефти II группы было ОВ НГМП также континентального генезиса, но с преобладанием гумусовой составляющей, накопившейся в озере с низкой соленостью в относительно окислительной обстановке, что соответствует условиям седиментации бадаованской (J<sub>1</sub>b) и саньгунхэской (J<sub>1</sub>s) свит. Эти выводы не противоречат геологическим данным об условиях накопления и преобразования выделенных юрских нефтегазоматеринских пород.

**Выводы.** 1. В юрских залежах в восточной части впадины Фукан выделено две группы нефтей: I группа — нефти залежей зоны разломов и выступа Бейсаньтай и II группа — нефти зоны Гумуди впадины Фукан, выступов Байцзяхай и Шаши.

2. Бадаованские (J<sub>1</sub>b) НГМП содержат достаточное для средних градаций мезокатагенеза (МК<sub>1</sub>–МК<sub>2</sub>) количество ОВ смешанного гумусово-сапропелевого состава и имеют хороший нефтегенерационный потенциал, они достигли и находятся в главной зоне нефтеобразования и представляют собой основную НГМП для нефтей юрских залежей зоны Гумуди впадины Фукан, выступов Байцзяхай и Шаши.

3. Тяжелые нефти юрских залежей зоны разломов и выступа Бейсаньтай образовались из ОВ пермских НГМП, что подтверждается более легким изотопным составом углерода и молекулярным составом биомаркеров нефтей. Восточные и южные склоны впадины Фукан характеризуются тектонической раздробленностью и активной гидродинамикой, что способствовало биодеградации и химическому окислению нефтей.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Галимов Э.М. Изотопный метод выявления нефтематеринских отложений на примере месторождений ряда регионов СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 3–21.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.

Гончаров И.В., Харин В.С. Использование пиролиза в инертной атмосфере при исследовании органического вещества пород // Проблемы нефти и газа Тюмени. 1982. Вып. 56. С. 8–10.

Фрик М.Г. Влияние процессов литогенеза на распределение биомаркеров в органическом веществе нефтегазоматеринских пород // Геохимия. 1997. № 8. С. 863–871.

Chen Jianping, Wang Xulong, Deng Chunping et al. Geochemical features of source rocks and crude oil in the Junggar Basin, Northwest China // Acta Geol. Sin. 2016. Vol. 90, N 1. P. 37–67.

Fu Heng, Liu Qiaohong, Yang Shusheng. Sedimentary environments of the limnic source rocks and their influence on hydrocarbon-generating potentiality: An example from the Jurassic source rocks in the Junggar Basin, Xingjiang // Lithol. Palaeogeography. 1996. Vol. 16, N 5. P. 31–37.

Li Bin, Yang Jun, Wang Gangfen et al. Distribution and formation mechanism of heavy oil in southern Beitaitai of Junggar Basin // J. Oil and Gas Technology. 2006. Vol. 28, N 5. P. 38–40.

Mei Bowen, Liu Xijiang. The distribution of isoprenoid alkanes in China's crude oil and its relation with the geologic environment // Oil & Gas Geol. 1980. Vol. 1, N 2. P. 99–110.

Yi Wei, Zhen Herong, Meng Xianlong. Geochemical behaviors of crude oils in central Junggar basin // Oil & Gas Geol. 2005. Vol. 26, N 4. P. 461–466.

Zeng Jun, Kang Yongshang, Han Jun et al. Analysis on formation of oil and gas pools in the area of southwestern slope of Beisantai, Junggar Basin // J. Southwest Petrol. University (Science and Technology Edition). 2008. Vol. 30, N 5. P. 53–57.

Zheng Jinhai, Xiang Caifu, Wang Xulong et al. Characteristics of the Jurassic source rocks and their shale gas exploration potential in the Fukang Sag of the Junggar Basin // Geol. Rev. 2015. Vol. 61, N 1. P. 217–226.

Поступила в редакцию 12.05.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 553.41

А.В. Сначёв<sup>1</sup>, Ф.Ф. Латыпов<sup>2</sup>, В.И. Сначёв<sup>3</sup>, М.А. Рассомахин<sup>4</sup>,  
Д.Г. Кошчуг<sup>5</sup>, С.В. Вяткин<sup>6</sup>

## СИРАТУРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА В УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

ФГБУН Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,  
450077, Республика Башкортостан, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2  
ОАО «Башкиргеология», 450059, Республика Башкортостан, Уфа, ул. Крайняя, 2  
Институт минералогии Южно-Уральского ФНЦ МиГ УрО РАН,  
456317, Челябинская область, Миасс, Ильменский заповедник  
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Institute of Geology Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences;  
450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2*

*Open Joint Stock Company «Bashkirgeologiya»; 450059, Ufa, Kraynyaya st., 2*

*Institute of Mineralogy — a division of the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geo-ecology  
of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences; 456317, Miass, Ilmenskiy Zapovednik*

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

Сиратурское золоторудное месторождение расположено в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома. Его рудная зона приурочена к области тектонического сочленения серпентинитов Нуралинского массива и субмеридиональной полосы углеродистых сланцев ордовикской поляковской свиты. В ее составе широко представлены базальты с петрогеохимическими характеристиками основных эффузивов срединно-океанических хребтов.

В черносланцевых отложениях Сиратурского месторождения золоторудная минерализация представлена преимущественно золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе — золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым. Микрозондовые исследования золотин показали, что золото в рудах первого типа имеет пробность 670–820, а второго — 940–970. Месторождение можно отнести к полигенному и полихронному типу.

**Ключевые слова:** Сиратурское месторождение, золото, офиолитовая ассоциация, углеродистые сланцы, базальты, петрогеохимия, лиственит-березитовый комплекс, рудное тело, пирит.

The Siratur gold deposit is located in the northern part of the South Ural segment of the Main Ural Fault. Its ore zone is confined to the area of the tectonic junction of the serpentinite of the Nurali massif and the submeridional strip of carbonaceous schists of the Ordovician Polyakovka Formation. Its composition is widely represented basalts with chemical characteristics of the main effusive rocks of the mid-ocean ridges.

In the black shale deposits of the Siratur deposit, gold ore mineralization is mainly represented by the gold-sulfide vein-disseminated type, and in the listwanite-beresite complex, gold-quartz-low-sulfide vein-streaked type. Microprobe studies of zolotins showed that gold in ores of the first type has a low-quality of 670–820, and in the second — 940–970. The deposit can be attributed to the polygenic and polychronous type.

**Key words:** Siratur gold deposit, gold, ophiolite association, carbonaceous schists, basalts, petrogeochemistry, listwanite-beresite complex, ore body, pyrite.

**Введение.** В последние годы в пределах Южного Урала в углеродистых отложениях открыта серия золоторудных месторождений и проявлений (Отнурок, Осиповское, Амурское, Светлинское, Увельское, Тетечное, Каменское, Черноозерское, Сиратурское) [Рыкус и др., 2009; Сначёв и др.,

2010], среди которых лишь Сиратурское залегает в черных сланцах, пространственно ассоциирующихся с гипербазитами и габбро меланократового основания, а также с продуктами вулканизма океанического типа, представляющими собой единую раннепалеозойскую офиолитовую ассоциацию. Из

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

<sup>2</sup> Открытое акционерное общество «Башкиргеология», начальник отряда; e-mail: fan908@yandex.ru

<sup>3</sup> Институт геологии Уфимского ФИЦ РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: SAVant@inbox.ru

<sup>4</sup> Институт минералогии Южно-Уральского ФНЦ МиГ УрО РАН, мл. науч. с.; e-mail: Miha\_Rassomahin@mail.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: koshchug@geol.msu.ru

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, науч. с.; e-mail: vyt\_box@mail.ru

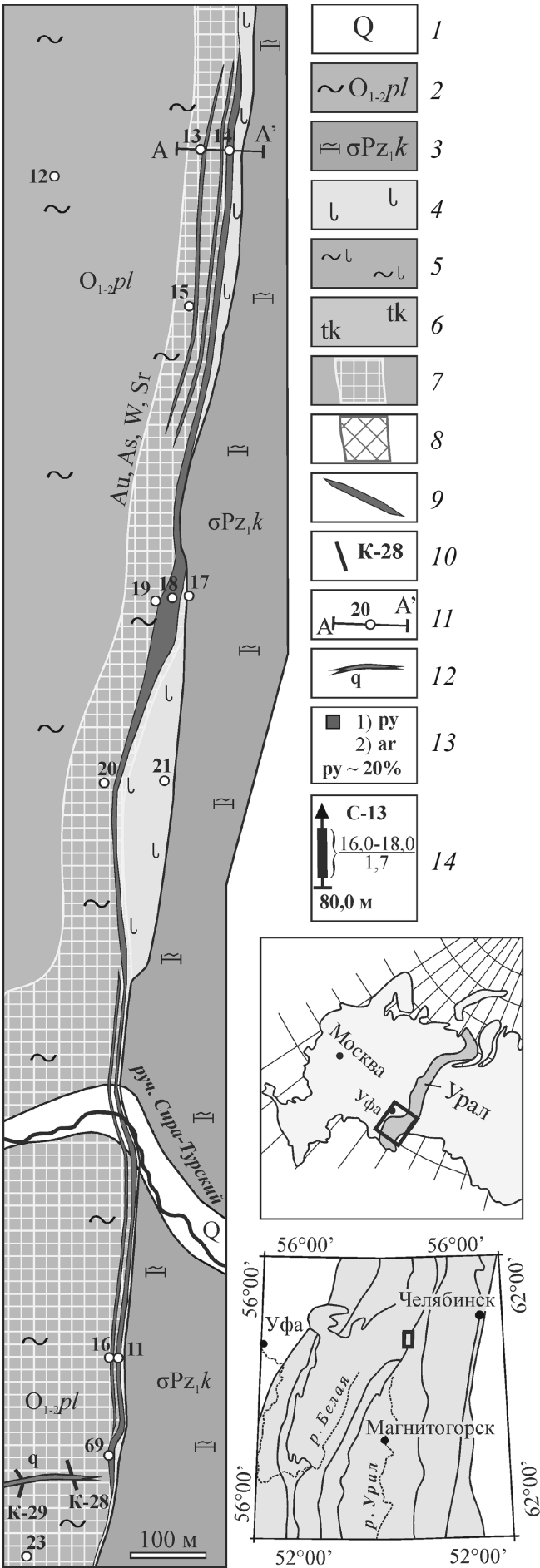
перечисленных объектов именно оно и Светлинское оказались наиболее интересны с научной и практической точек зрения.

**Геологическое строение.** Сиратурское рудное поле находится в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома (рис. 1). В его пределах известны три коренных золоторудных месторождения (Сиратурское, Кузьма-Демьяновское и Камышакское) и несколько проявлений (Барсучий Лог, Бугор, Голенькие Горки, Раздольное). Все они приурочены к крайней восточной части субмеридиональной полосы углеродистых, углеродисто-хлорит-кварцевых и хлорит-кварцевых сланцев поляковской свиты, надежно датированной ордовиком по находкам конодонтов [Маслов, Артющкова, 2000], а также к зоне ее тектонического сочленения с серпентинитами и гипербазитами Нуралинского массива, возраст которого по последним данным составляет  $450 \pm 4$  млн лет [Краснобаев и др., 2018]. Севернее Сиратурского месторождения (Кузьма-Демьяновский участок) широко развиты малые тела гранитоидов балбукского комплекса ( $C_2b$ ), Rb–Sr датирование которых показало возраст  $311 \pm 9$  млн лет [Салихов и др., 2013].

Геологоразведочные, геохимические, минералогические и петрологические исследования, выполненные авторами на рассматриваемой территории в 2009–2018 гг., позволили установить, что в черносланцевых отложениях золоторудная минерализация представлена преимущественно золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в листовенит-березитовом комплексе — золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым.

Собственно Сиратурское месторождение включает Фельдшерский (на севере), Центрально-Сиратурский (в центре) и Южно-Сиратурский (на юге) золоторудные участки и протягивается на 3,7 км при ширине от 100 до 400 м (рис. 1). В ее пределах установлено 4 рудных тела, первое из которых (восточное) — главное (рис. 2), оно

Рис. 1. Геологическая карта и положение (внизу справа) Сиратурского золоторудного месторождения: 1 — четвертичная система (аллювиальные отложения); 2 — ордовикская система, поляковская (кураганская) свита (серицит-хлорит-кварцевые, углеродисто-хлорит-кварцевые сланцы); 3 — кемпирсайско-войкарский габбро-гипербазитовый комплекс (Нуралинский массив); 4 — листовениты по углеродистым сланцам и гипербазитам; 5 — метасоматиты по листовенитам и хлорит-углеродисто-кварцевым сланцам; 6 — тальк-карбонатные породы; 7 — зона тектонической переработки углеродистых сланцев с интенсивной сульфидизацией, к которой приурочена комплексная геохимическая аномалия Au, As, W, Sr; рудное тело: 8 — на разрезе, 9 — на плане; 10 — канавы, 11 — положение скважин и их номера на плане и в разрезе, 12 — кварцевые жилы и прожилки, 13 — сульфидная минерализация и ее процентное соотношение к общей массе породы (1 — пирит; 2 — арсенопирит игольчатый); 14 — скважины на разрезе, их глубина, номер и результаты опробования (над чертой — интервал, м; под чертой — среднее содержание Au, г/т)



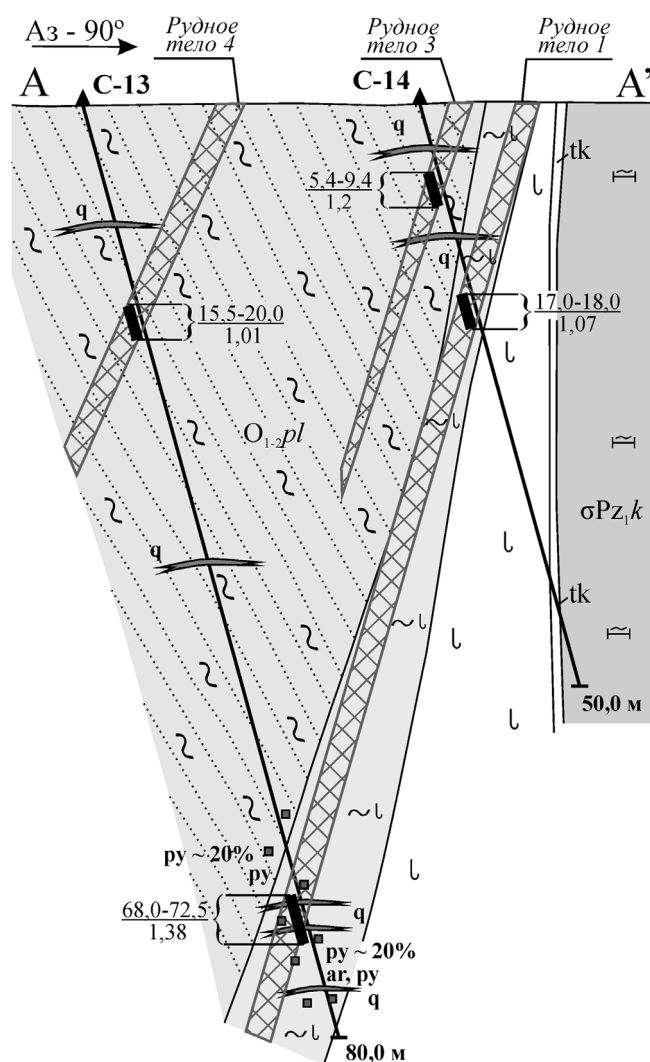


Рис. 2. Разрез по линии А—А'. Положение разреза и условные обозначения см. на рис. 1

прослежено на расстоянии 2,1 км, его средние параметры: мощность 3,0 м, содержание золота 2,12 г/т. Это рудное тело приурочено к лежащему контакту черносланцевой толщи с лиственитами и имеет крутое (85°) западное падение. Сульфидная минерализация в породах рудной зоны занимает до 10% и представлена пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. В углеродистых сланцах кроме них отмечены пирротин и сфалерит. Три других рудных тела расположены среди черных сланцев параллельно первому, по простиранию и падению они не оконтурены. В пределах рудной зоны отчетливо выражена закономерность — наиболее высокое содержание золота фиксируется на участках с прожилково-жильным («сетчатым») окварцеванием и высокой степенью сульфидизации, особенно в зоне развития пород кварц-альбитового состава. При этом кварц-сульфидная минерализация сопровождается ореолами повышенной концентрации As, W, Mo, Ag, Sr и Sc.

Кроме перечисленных выше рудных тел в крайней южной части Сиратурского месторождения отмечена и так называемая Широкая жила,

расположенная под углом 75° к ним (рис. 1) и прослеженная в западном направлении в скв. 69 и в трех канавах (к-28, к-29 и к-30). Она приурочена к зоне трещиноватости, оперяющей Главный Уральский разлом. Руды ограничены зоной дробления углеродистых сланцев и представлены кварц-малосульфидным жильно-прожилковым типом. Распределение золота в них неравномерное. На участках, густо пронизанных кварцевыми жилами, его содержание достигает 25 г/т.

**Материалы и методы исследований.** Микрозондовый анализ золотин Сиратурского рудного поля выполнен на растровом электронном микроскопе «Tescan Vega 3sbu» с энерго-дисперсионным спектрометром «Oxford Instruments X-act» (ускоряющее напряжение 20 кВ, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин). Термогравиметрический анализ проведен на дериватографе Q-1500 (Венгрия) (аналитик Т.И. Черникова, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа). Нагрев осуществлялся на воздухе при температуре от 20 до 1000 °С со скоростью 10 °С/мин. Изотопный состав углерода изучали с использованием масс-спектрометра «Delta V Advantage», сопряженного с элементным анализатором «Flash EA» в ЦКП «Геонаука» (аналитик И.В. Смолева, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар). Точность определения изотопного состава углерода равна  $\pm 0,15\%$ .

Силикатный анализ 80 проб углеродистых пород и 36 проб базальтов, а также атомно-абсорбционный анализ 27 проб черных сланцев и 39 проб кварца на Au и Ag выполнены в химической лаборатории Института геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова). Содержание редкоземельных элементов в основных эффузивах изучено нейтронно-активационным методом в ЦЛАВ ГЕОХИ (г. Москва, аналитик Д.Ю. Сапожников). Измерение концентрации Al-, Ti- и Ge-центров проводилось после  $\gamma$ -облучения образцов (источник  $^{60}\text{Co}$ ) дозой  $10^5$  Гр для Al-центров, дозой  $2 \cdot 10^4$  Гр для Ti-центров, дозой  $2 \cdot 10^3$  Гр для Ge-центров. Al-центры регистрировали в форме  $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$ , Ti-центры — в формах  $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ ,  $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$  и (редко)  $[\text{TiO}_4^-/\text{Na}^+]^0$ , Ge-центры — в форме  $[\text{GeO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ . Регистрация спектров Al и Ti парамагнитных центров осуществлялась на ЭПР спектрометре CMS-8400 в X-диапазоне ( $\sim 9,4$  ГГц) при амплитуде модуляции 0,1 мТл, частоте модуляции 100 кГц и мощности СВЧ излучения 10 мВт при температуре жидкого азота (77 °К) с использованием кварцевого криостата. Спектр Ge парамагнитных центров измеряли при мощности СВЧ излучения 50 мВт при комнатной температуре (аналитик С.В. Вяткин, кафедра минералогии МГУ имени Ломоносова). Концентрация парамагнитных центров рассчитана с использованием эталонных образцов по интенсивности аналитических линий. В качестве

аналитических линий использовались высокополевые линии сверхтонкой структуры с  $g_{\text{эфф}}=1,993$  для Al-центра, с  $g_{\text{эфф}}=1,913$  для Ti-центра и с  $g_{\text{эфф}}=1,997$  для Ge-центра.

#### Результаты исследований и их обсуждение.

Известно, что черносланцевые отложения представляют собой благоприятный объект для их типизации [Парада, 2002], определения степени регионального метаморфизма [Блюман и др., 1974], реконструкции палеогеографических условий накопления осадков [Юдович, Кетрис, 2015]. Результаты термогравиметрического анализа 44 образцов сланцев Сиратурской площади показывают [Сначёв, 2019], что среднее содержание  $C_{\text{орг}}$  в них составляет 0,8–3,5% (низкоуглеродистый тип по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2015]), а максимальная температура экзотермического эффекта углерода укладывается в интервал 650–715 °С (температура метаморфизма 550–620 °С) и соответствует эпидот-амфиболитовой фации [Блюман и др., 1974]. Изотопный состав углерода  $\delta^{13}\text{C}$  в черных сланцах, сопоставленный со стандартом PDB, находится в пределах (–24,84)–(–27,28) [Сначёв, 2019], что указывает на его биогенную природу [Бушнев, Смолева, 2011].

Фигуративные точки 80 проб углеродистых пород на диаграмме А–S–С [Горбачев, Созинов, 1985] образуют непрерывный ряд по оси S от 200 до 1200 ед. (более 85% точек находится в интервале 650–1000 ед.) и относятся, как правило, либо к карбонатно-углеродистой, либо к терригенно-углеродистой формациям (рис. 3). В соответствии с параметром S, связанным обратно пропорциональной зависимостью с долей терригенной примеси в осадках, рассматриваемые углеродистые отложения имеют значительную долю терригенной примеси и накапливались, по-видимому, вблизи размываемого источника. По данным атомно-абсорбционного анализа они первоначально содержали 0,045–0,055 г/т золота, что соответствует границе между сильной и рудогенной аномалиями [Юдович, Кетрис, 2015].

Примечательно, что черносланцевые отложения Сиратурского месторождения, вмещающие для 2, 3 и 4 рудных тел и золото-сульфидного оруденения первого типа, содержат (%)  $\text{Na}_2\text{O}$  1,84;  $\text{K}_2\text{O}$  1,95 (средние значения по 21 пробе) и относятся, согласно классификации, предложенной С.Г. Парадой [Парада, 2002], к нормальнокалиевому литохимическому типу ( $\text{Na}_2\text{O} = 1,74\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 3,39\%$ ). Жильно-прожилковое кварц-малосульфидное оруденение, развитое преимущественно в первом (главном) рудном теле и Широкой жиле, залегает в терригенно-углеродистых породах, заметно обогащенных  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O} = 3,27\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 1,30\%$ , средние значения по 59 пробам) и принадлежащих к более позднему по времени аномальнонатриево-му типу ( $\text{Na}_2\text{O} = 3,31\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 3,30\%$ ).

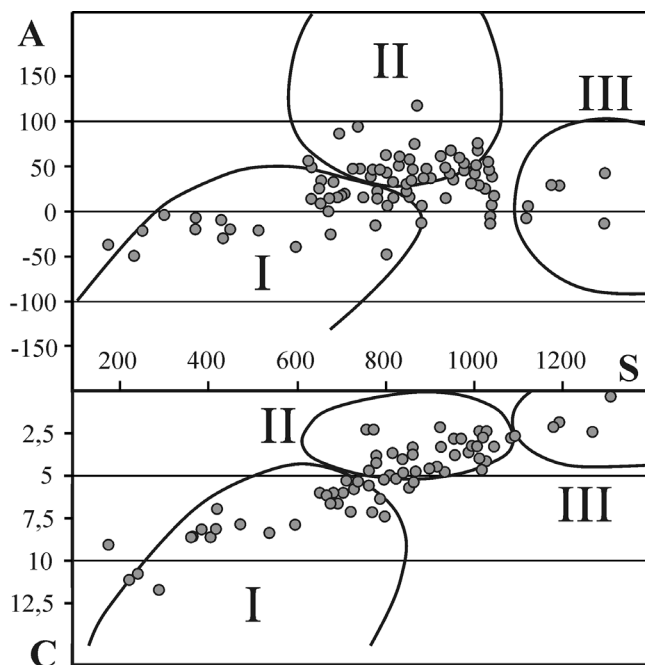


Рис. 3. Типизация углеродистых отложений поляковской свиты с помощью диаграммы О.В. Горбачева, Н.А. Созинова [1985]. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая. Параметры  $A = (\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})) \cdot 1000$  и  $S = (\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO})) \cdot 1000$  выражены в молекулярных количествах, параметр  $C = (\text{CaO} + \text{MgO})$  — в массовых долях оксидов

С целью реконструкции геодинамической обстановки формирования ордовикских основных эффузивов поляковской свиты нами изучен химический состав 36 проб, 12 из которых принадлежат метабазальтам Сиратурского рудного поля, а 24 пробы — ее стратотипическому разрезу, обнаженному вблизи д. Поляковка и расположенному в 9 км юго-восточнее месторождения [Сначёв и др., 2019].

Анализ диаграмм  $\text{TiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 4) и  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$  показал, что субщелочные высокотитанистые базальты западного фланга (низы стратотипического разреза) поляковской свиты, а также сиратурские образуют компактную область в пределах поля эпиплатформенных континентальных рифтов [Савельев и др., 2009]. Содержание редкоземельных элементов в них (г/т) по данным нейтронно-активационного анализа ( $\text{La} = 18,2 \div 27,3$ ;  $\text{Ce} = 40,3 \div 51,3$ ;  $\text{Sm} = 4,2 \div 5,4$ ;  $\text{Yb} = 1,1 \div 2,2$ ;  $\text{Lu} = 0,3 \div 0,5$ ) отвечает геодинамическим обстановкам континентальных рифтовых зон [Геодинамические..., 1989]. Несмотря на эти данные, основанием черносланцево-базальтовых толщ служат базит-гипербазитовые комплексы, что может говорить об их образовании при рифтогенном разрыве континентальной коры и переходе от рифтогенеза к спредингу. Действительно, низкотитанистые толеитовые основные эффузивы, развитые в пределах восточного фланга (центральная и верхняя части разреза) в районе



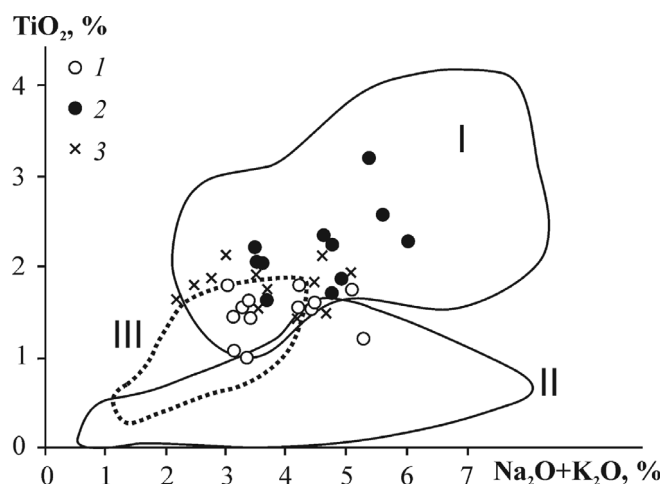


Рис. 4. Диаграмма  $\text{TiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  для базальтов Сиратурского рудного поля: 1–2 — базальты района д. Поляковка: 1 — низкотитанистые, 2 — высокотитанистые; 3 — базальты Сиратурского месторождения. Поля составов базальтов: I — эпиплатформенных континентальных рифтов, II — островных дуг, III — срединно-океанических хребтов. Поля составов базальтов — по [Савельев и др., 2009]

д. Поляковка, расположены в области срединно-океанических хребтов. Подтверждение тому находим и при рассмотрении содержания в них РЗЭ ( $\text{La} = 2,2 \div 3,3$ ;  $\text{Ce} = 6,3 \div 9,7$ ;  $\text{Sm} = 2,1 \div 2,9$ ;  $\text{Yb} = 2,3 \div 2,4$ ;  $\text{Lu} = 0,5 \div 0,7$ ).

Обратимся к результатам изучения структурных парамагнитных Al, Ti и Ge примесных центров в кварце золото-сульфидных прожилково-вкрапленных (первый тип) и золото-кварц-малосульфидных жильно-прожилковых (второй тип) руд. Из данных табл. 1 хорошо видно, что содержание Al довольно низкое, что характерно для плутоногенных золоторудных объектов [Прудникова и др., 2017]. Концентрация Al-центров в кварце руд второго типа составляет от 8,8 до

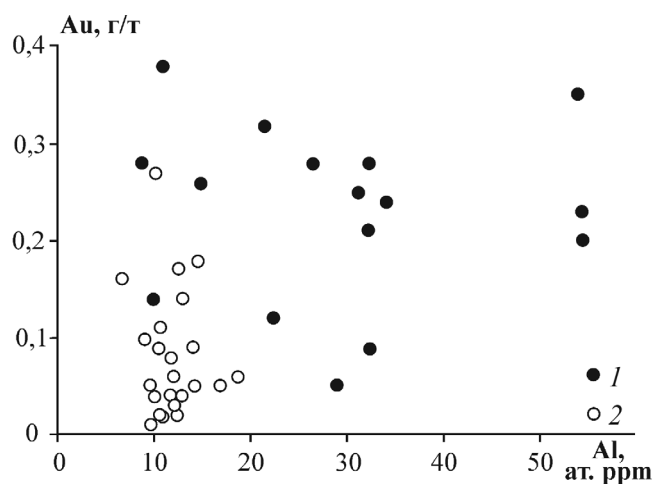


Рис. 5. Содержание Al-центров (ат. ppm) и Au (г/т) в кварце разных типов руд: 1 — золото-кварц-малосульфидный тип, 2 — золото-сульфидный тип

54,4 ат. ppm (в среднем 29,3 ат. ppm), а в кварце первого типа — она заметно меньше — от 6,7 до 18,7 ат. ppm (в среднем 12,0 ат. ppm). Примечательно, что содержание Au и Ag в кварце всех 39 выше указанных проб имеет довольно отчетливую связь с примесью Al (рис. 5). Так, в кварце золото-кварц-малосульфидных руд содержание Au и Ag составляет в среднем 0,23 и 0,12 г/т соответственно (по 16 пробам), а для золото-сульфидных руд — 0,08 и 0,08 г/т (по 23 пробам), что в 2,9 и в 1,5 раза меньше. Кроме того, последние образуют обособленное компактное поле в левой нижней части диаграммы, где концентрация Al-центров преимущественно составляет 9–17 ат. ppm, а Au — 0,01–0,08 г/т. Ge-центры установлены в 8 образцах кварца и, что особенно важно, только в золото-кварц-малосульфидных рудах. Содер-

Таблица 1

Содержание Al\*, Ti\*\*, Ge\*\* парамагнитных центров в кварце Сиратурского рудного поля

| № п/п | Номер пробы | C(Al), ат. ppm* | № п/п | Номер пробы | C(Al), ат. ppm | № п/п | Номер пробы | C(Al), ат. ppm |
|-------|-------------|-----------------|-------|-------------|----------------|-------|-------------|----------------|
| 1     | СТ-3-97     | 34,1            | 14    | Ф-4,1       | 32,3           | 27    | СТ-43-29    | 10,6           |
| 2     | СТ-12-38    | 32,2            | 15    | Ф-4,6       | 54,3           | 28    | СТ-44-80    | 12,3           |
| 3     | СТ-15-73    | 53,9            | 16    | Ф-4,7       | 26,5           | 29    | СТ-47-85    | 12,6           |
| 4     | СТ-16-54-58 | 54,4            | 17    | СТ-4        | 10,6           | 30    | СТ-53-33    | 10,4           |
| 5     | СТ-23-31    | 14,9            | 18    | СТ-13-68    | 18,7           | 31    | СТ-53-98    | 9,1            |
| 6     | СТ-28-46,6  | 8,8             | 19    | СТ-23-34    | 6,7            | 32    | СТ-53-99    | 10,7           |
| 7     | СТ-28-66    | 10,8            | 20    | СТ-33-22    | 12,0           | 33    | СТ-54-152   | 9,8            |
| 8     | СТ-28-70    | 21,6            | 21    | СТ-33-92    | 16,9           | 34    | СТ-62-14    | 13,0           |
| 9     | СТ-45-99    | 29,0            | 22    | СТ-33-139,5 | 14,3           | 35    | СТ-ШТ/1     | 10,1           |
| 10    | СТ-48-145   | 22,4            | 23    | СТ-33-166   | 11,7           | 36    | ГГ-5,2      | 10,1           |
| 11    | СТ-48-199   | 9,9             | 24    | СТ-37-10    | 9,9            | 37    | Ф-КВ        | 12,1           |
| 12    | ГГ-2,7      | 32,3            | 25    | СТ-37-70    | 11,9           | 38    | КАМ-2,2     | 14,6           |
| 13    | ГГ-2,8      | 31,3            | 26    | СТ-41-51    | 14,0           | 39    | 1226-107    | 12,7           |

Примечания. 1–16 — кварц, отобранный из золото-кварц-малосульфидных руд; 17–39 — кварц, отобранный из золото-сульфидных руд. Содержание Ti- и Ge- парамагнитных центров в пробах (ат. ppm): 1 — 0,25 (Ge); 2 — 0,10 (Ge), 0,10 (Ti-H); 3 — 0,16 (Ge); 5 — 0,02 (Ge), 0,05 (Ti-H), 0,27 (Ti-Li); 8 — 0,08 (Ti-H), 0,09 (Ti-Li); 0,24 (Ti-Na); 12 — 0,01 (Ge); 13 — 0,02 (Ge), 0,10 (Ti-H), 0,25 (Ti-Li); 14 — 0,02 (Ge); № 15 — 0,03 (Ge); 35 — 0,27 (Ti-Li). \* ат. ppm — число атомов Al на  $10^6$  атомов Si.

жание Ge невелико — 0,01–0,25 ат. ppm. Во всех остальных пробах концентрация Ge-центров ниже чувствительности ЭПР спектрометра. Подобная закономерность отмечена и для Ti–H, Ti–Li и Ti–Na-центров — все они приурочены ко второму типу руд. Столь низкое содержание структурных примесей Al, Ti, Ge в кварце может указывать не только на их низкую концентрацию в гидротермальном растворе, но и на низкое значение pH среды минералообразования.

В пределах месторождения Сиратурское, проявлений Голенькие Горки и Фельдшерское при промывке дресвяно-щебнистых кор выветривания, развитых по углеродистым сланцам и листовникам, нами получено несколько десятков золотинок. Микрозондовый анализ (табл. 2) позволил разделить золотины на две группы, первая из которых (главное рудное тело и Широтная жила Сиратурского месторождения, проявление Фельдшерское) характеризуется высокой пробностью (900–980), а вторая (золото-сульфидные руды Сиратурского месторождения и проявление Голенькие Горки) — содержит значимую примесь серебра (вплоть до электрума) (Au = 67÷82%, Ag = 17÷33% и до 0,36% Cu). При изучении аншлифов золото-сульфидных руд Сиратурского месторождения в пирите установлена мелкая золоти́на (3–5 мкм) (рис. 6), состав которой — 75,55% Au и 24,45% Ag (табл. 3). Кроме нее здесь отмечены теллурид серебра (гессит) и два никелевых сульфида (миллерит и герсдорфит). Последние часто встречаются в среднетемпературных гидротермальных месторождениях золота.

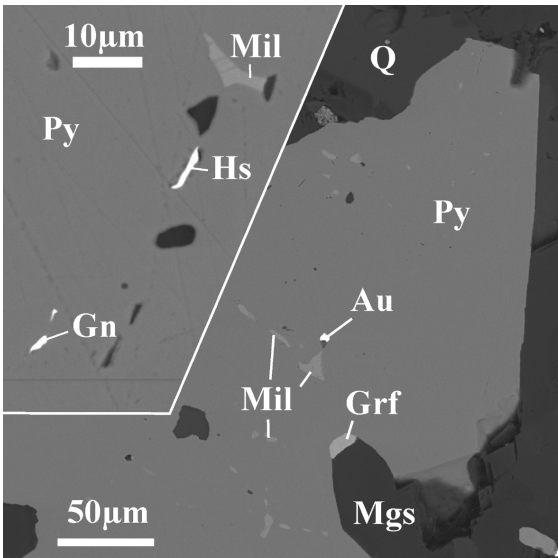


Рис. 6. Электронно-микроскопические фото минералов-включений в пирите Сиратурского месторождения. Py — пирит, Au — золото, Mil — миллерит, Hs — гессит, Q — кварц, Grf — герсдорфит, Gn — галенит, Mgs — магнетит

**Закключение.** Ордовикские черносланцевые отложения поляковской свиты, рудовмещающие для Сиратурского золоторудного месторождения, совместно с базальтами и базит-гипербазитовым основанием представляют собой единую офиолитовую ассоциацию. Они относятся к низкоуглеродистому типу, терригенно-углеродистой и карбонатно-углеродистой формациям. Образовались рассматриваемые вулканогенно-осадочные отложения в эпиконтинентально-рифтогенной

Таблица 2

Результаты микрозондового анализа золоти́н Сиратурского рудного поля

| №  | Ag    | Au    | Сумма  | №  | Ag    | Au    | Сумма  | №  | Ag    | Au     | Сумма  |
|----|-------|-------|--------|----|-------|-------|--------|----|-------|--------|--------|
| 1  | 33,22 | 66,60 | 99,82  | 12 | 9,48  | 90,09 | 99,57  | 23 | 3,38  | 96,62  | 100,00 |
| 2  | 30,74 | 67,69 | 98,43  | 13 | 9,03  | 89,00 | 98,04  | 24 | 11,19 | 88,81  | 100,00 |
| 3  | 31,97 | 69,00 | 101,31 | 14 | 8,18  | 91,51 | 99,69  | 25 | 9,71  | 90,29  | 100,00 |
| 4  | 29,32 | 71,38 | 100,70 | 15 | 4,74  | 95,26 | 100,00 | 26 | 1,25  | 98,75  | 100,00 |
| 5  | 23,83 | 75,32 | 99,16  | 16 | 4,63  | 95,37 | 100,00 | 27 | 1,42  | 98,58  | 100,00 |
| 6  | 21,22 | 78,78 | 100,00 | 17 | 5,74  | 94,26 | 100,00 | 28 | 23,89 | 76,11  | 100,00 |
| 7  | 27,59 | 72,41 | 100,00 | 18 | 4,41  | 94,06 | 98,78  | 29 | 4,54  | 95,46  | 100,00 |
| 8  | 2,93  | 97,07 | 100,00 | 19 | 4,30  | 94,57 | 99,23  | 30 | 3,93  | 96,07  | 100,00 |
| 9  | 2,60  | 97,08 | 99,68  | 20 | 16,71 | 84,31 | 101,02 | 31 | 3,89  | 96,11  | 100,00 |
| 10 | 17,00 | 83,18 | 100,18 | 21 | 3,66  | 95,63 | 99,29  | 32 | 0,00  | 100,00 | 100,00 |
| 11 | 17,90 | 82,10 | 100,00 | 22 | 3,59  | 97,54 | 101,13 |    |       |        |        |

Примечания. Проявления: 1–11 — Голенькие Горки, 12–23 — Сиратурское, 24–32 — Фельдшерское. В анализе 3 отмечена примесь Te (0,34%), в 18 и 19 — Cu (0,3% и 0,36% соответственно). В золотине 1 установлен сульфид железо-никелевого состава (Fe 25,3%, Ni 38,9%, Co 1,9%, S 32,7%).

Таблица 3

Состав минералов-включений в пирите Сиратурского месторождения

| Минерал | S     | Fe   | Ni    | As    | Ag    | Te    | Au    | Сумма | Формула                                                                    |
|---------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------------------------------------------------------------|
| Au (a)  |       |      |       |       | 24,45 |       | 75,55 | 100   | Au <sub>0,63</sub> Ag <sub>0,37</sub>                                      |
| Mil (b) | 35,34 | 4,26 | 60,40 |       |       |       |       | 100   | Ni <sub>0,93</sub> Fe <sub>0,07</sub> S <sub>1,00</sub>                    |
| Grf (c) | 19,99 | 2,18 | 33,86 | 43,97 |       |       |       | 100   | Ni <sub>0,95</sub> Fe <sub>0,06</sub> As <sub>0,97</sub> S <sub>1,03</sub> |
| Hs (m)  |       |      |       |       | 61,50 | 38,50 |       | 100   | Ag <sub>1,96</sub> Te <sub>1,04</sub>                                      |

Примечания: золото (Au), миллерит (Mil), герсдорфит (Grf), гессит (Hs).

геодинамической обстановке, сменившейся затем океаническим спредингом. В составе углеродистых осадочных образований содержалась повышенная концентрация золота. В результате последующей длительной истории развития Магнитогорской мегазоны в раннем и среднем палеозое (океаническая и островодужная стадии) черносланцевые толщи испытали интенсивное погружение, катагенетические преобразования, зональный приразломный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В это время были сформированы прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды (пробность 670–820).

В коллизионный этап развития Южного Урала ( $C_2-P_1$ ), по-видимому, в связи с гидротермальной деятельностью гранитоидов балбукского комплекса образовались жильно-прожилково-вкрапленные

золото-кварц-малосульфидные руды. Последние представлены высокопробным (940–970) золотом и залегают в породах, испытавших натриевый метасоматоз. Многочисленные различия в обоих типах руд заключаются в условиях формирования оруденения и, вероятно, в составе флюидных систем, эволюция которых и привела к их образованию. В целом Сиратурское месторождение можно отнести к полигенному и полихронному типу. Это пока единственный объект на Южном Урале, который расположен в черносланцевых отложениях офиолитовой ассоциации и представляет несомненный интерес для дальнейших оценочных и разведочных работ.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках Госзадания по теме № 0246-2019-0078, микрозондовые исследования проведены в рамках государственной темы № AAAA-A19-119072390050-9.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Блюман Б.А., Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н., Павлов М.Г. Использование термо- и рентгенографических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма // Зап. ВМО. 1974. Т. 103, вып. 1. С. 95–103.

Бушнев Д.А., Смолева И.В. Изотопы углерода органического вещества позднелурских горючих сланцев Волго-Печорской сланцевой провинции и механизмы его накопления // Докл. РАН. 2011. Т. 441, № 2. С. 227–229.

Геодинамические реконструкции / Под ред. В.А. Унксова. Л.: Недра, 1989. 278 с.

Горбачев О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. С. 46–57.

Концентрационные измерения электронно-дырочных центров в кварце методом ЭПР // Инструкция. М.: ВИМС, 1986. 230 с.

Краснобаев А.А., Вализер П.М., Перчук А.Л. Ордовикский возраст дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого комплекса массива Нурали (Южный Урал, Россия) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 60–70.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.

Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 275–288.

Прудникова А.Д., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В. и др. Оценка температуры кристаллизации жильного кварца

золото-молибден-медно-порфирового месторождения Песчанка (Западная Чукотка) по содержанию парамагнитных титановых центров в кварце // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 13–21.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Кузнецов Н.С. и др. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7, № 2. С. 17–27.

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначев В.И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 3–26.

Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале // Геол. сб. № 10. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. С. 176–199.

Сначев А.В. Геология и условия накопления углеродистых отложений Сиратурского рудного поля // Вестн. АН РБ. 2019. Т. 32, № 3. С. 15–25. DOI: 10.24411/1728-5283-2019-10302

Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В. Перспективы рудоносности углеродистых отложений западного обрамления Суундукского гранитного массива // Нефтегазовое дело. 2010. Т. 8, № 2. С. 11–20.

Сначев В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В. Петрохимические особенности и палеогеодинамические условия формирования ордовикских базальтов северной части Главного уральского разлома (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2019. Т. 17, № 3. С. 15–24. DOI: 10.17122/ngdelo-2019-3-15-24

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М; Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с. DOI: 10.23681/428042

Поступила в редакцию 29.04.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 549.353 (571.55)

Э.М. Спиридонов<sup>1</sup>, Н.Н. Кривицкая<sup>2</sup>, И.А. Брызгалов<sup>3</sup>, Н.Н. Коротаева<sup>4</sup>,  
К.Н. Кочетова<sup>5</sup>**ФЮЛЁППИТ  $Pb_3Sb_8S_{15}$  ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ДАРАСУН (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Позднеюрское орогенное вулканогенно-плутоногенное месторождение золота Дарасун (Восточно-Забайкальский сегмент Монголо-Охотского складчатого пояса) включает послезолоторудную сурьмяную минерализацию. Ее более ранние образования — агрегаты рисовидного кварца и минералов ряда иорданит—геокронит—шульцит, а также сфалерита, галенита, арсенопирита, теннантита—тетраэдрита, кальцита, Mn-Mg сидерита; более поздние образования — агрегаты рисовидного кварца, маложелезистого сфалерита, сульфосолей Pb-Sb, антимонита, бертьерита, кальцита. Дарасунский тренд последовательности сульфосолей Pb-Sb от буланжерита до фюлёппита типичен для послемагматических гидротермальных месторождений золота и отличен от телетермальных. В рудах Дарасуна развиты два типа фюлёппита — обогащенный мышьяком (до 7,5 масс.%), продукт замещения минералов ряда геокронита и блеклой руды, и не содержащий мышьяка, который ассоциирует с антимонитом, клейофаном и кальцитом. Состав мышьяксоодержащего фюлёппита  $(Pb_{2.90}Ag_{0.06}Cu_{0.05})_{3.01}(Sb_{7.05}As_{0.91}Bi_{0.04})_{8.00}S_{14.99}$  и состав фюлёппита без мышьяка  $(Pb_{2.83}Cu_{0.18})_{3.01}Sb_{7.98}S_{15.01}$  близки к стехиометричному. Для дарасунского фюлёппита характерна положительная корреляция содержания As, Bi и Ag; медью обогащен фюлёппит без мышьяка.

**Ключевые слова:** месторождение Дарасун, послезолоторудная сурьмяная минерализация, фюлёппит.

The Late Jurassic orogenic volcanogenic—plutonogenic gold deposit Darasun (the Eastern Transbaikalian segment of Mongolo-Okhotsk folded zone) includes postgold ore antimony mineralization. Aggregates of rice-like quartz, minerals of jordanite—geocronite—schultzeite, sphalerite, galena, arsenopyrite, tennantite-tetrahedrite, calcite and Mn-Mg siderite are its earlier formations; aggregates of rice-like quartz, low-iron sphalerite, Pb-Sb sulphosalts, antimonite and berthierite are its late formations. The Darasun trend of Pb-Sb sulphosalts sequence from bulangerite to fülöppite is typical for post-magmatic hydrothermal gold deposits and differs from telethermal ones. There are two fülöppite types in Darasun ores: fülöppite enriched in arsenic (up to 7.5 %wt), which is probably the product of replacement of geocronite and fahl ore row minerals and fülöppite without arsenic associating with antimonite and calcite. The arsenic-bearing fülöppite composition is  $Pb_{2.90}Ag_{0.06}Cu_{0.05})_{3.01}(Sb_{7.05}As_{0.91}Bi_{0.04})_{8.00}S_{14.99}$  and the composition of fülöppite without arsenic is  $(Pb_{2.83}Cu_{0.18})_{3.01}Sb_{7.98}S_{15.01}$ , which are close to stoichiometry. Darasun fülöppite is characterized by positive correlation of As, Bi and Ag; fülöppite without arsenic is enriched in copper.

**Key words:** Darasun deposit, postgold ore antimonite mineralization, fülöppite.

**Введение.** Сульфосоли Pb-Sb — сульфоантимониды свинца — распространенные минералы разнообразных относительно низкотемпературных гидротермальных месторождений Sb, Hg, Sb-Hg, Ag, Ag-Pb-Zn, Au, Au-Ag, как магматогенных (вулканогенных от убогосульфидных — эпитептермальных до колчеданных; малоглубинных плутоно-

генных; вулканогенно-плутоногенных), так и амагматических — телетермальных. Для магматогенных месторождений характерна эволюция сульфоантимонидов свинца с накоплением сурьмы — от галенита через буланжерит, семсейит, гетероморфит, плагионит, робинсонит, джемсонит, цинкениит до фюлёппита и далее до антимонита [Jambor, 1969;

<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 минералогии, ст. науч. с.; e-mail: nnkriv@mail.ru

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

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. инженер; e-mail: nata.korotaeva2013@yandex.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, бакалавр; e-mail: co4etova.c@yandex.ru

Moëlo, 1983; Чвилёва и др., 1988; Спиридонов и др., 2008]. Для телетермальных месторождений нередко характерен обратный тренд — от антимонита до цинкениита, иногда до галенита [Moëlo, 1983; Fortey et al., 1984; Antony et al., 1990].

Фюлëппит  $Pb_3Sb_8S_{15}$  был открыт в рудах вулканогенного золото-серебряного месторождения Бая-Маре в Западных Карпатах, в Венгрии [DeFinally, Koch, 1929]; в настоящее время это территория Румынии. Фюлëппит — относительно редкий сульфoантимонид свинца, наиболее сурьмянистый член ряда галенит—антимонит. Описания фюлëппита редки, так как его легко пропустить из-за сходства с другими сульфoантимонидами свинца и с антимонитом. Фюлëппит описан в телетермальных месторождениях Sb, Sb—Pb, Hg [Вершковская и др., 1982; Moëlo, 1983; Fortey et al., 1984; Чвилёва и др., 1988; Seikora et al., 2017], в вулканогенных Au—Ag месторождениях Карпат и Северо-Востока России [DeFinally, Koch, 1929; Чвилёва и др., 1988; Cook, Damian, 1997; Савва, 2018], в плутоногенном золото-антимонитовом месторождении Северного Казахстана [Спиридонов и др., 1990], в скарново-полиметаллическом месторождении Центральной Азии с наложенной сурьмяной минерализацией [Клемперт и др., 1979]. Во многих из этих месторождений фюлëппит ассоциирует с антимонитом и/или богатыми сурьмой сульфoантимонидами свинца.

Фюлëппит в рудах Дарасунского месторождения золота в Восточном Забайкалье установлен Н.Н. Кривицкой и И.А. Брызгаловым.

**Материалы и методы исследований.** Образцы руд, содержащие фюлëппит, собраны М.С. Сахаровой, Н.Н. Кривицкой, В.Г. Демидовым с сотрудниками в подземных шахтных выработках на участках Центральный и Восточный месторождения Дарасун. Методы изучения руд стандартные. Химический состав минералов определен в лаборатории микрозондового анализа кафедры минералогии (микрозонд «Camebax SX-56», аналитик-исследователь И.А. Брызгалов) и 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, аналитик-исследователь Н.Н. Коротаева; ею же получены электронные фотографии).

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Месторождение Дарасун.** Месторождение Дарасун расположено в Восточно-Забайкальском сегменте Монголо-Охотского складчатого пояса [Тимофеевский, 1972]. Дарасун — типичный представитель орогенной гидротермальной вулканогенно-плутоногенной золото-сульфидно-кварцевой березит-лиственитовой формации [Спиридонов

и др., 2008]. Возраст месторождения позднеюрский [Чернышов и др., 2014]. Месторождение связано с амуджиканским вулкано-плутоническим монцонит-латит-трахириолитовым комплексом, характерный элемент которого — трубки взрыва. Рудные тела и залежи месторождения слагают минеральные агрегаты трех главных стадий: 1) кварц-турмалиновой, 2) золото-сульфидно-кварцевой, 3) послезолоторудной сурьмяной [Зенков, 1946; Филимонова, 1967; Сахарова, 1972; Тимофеевский, 1972; Брызгалов и др., 2015]. По нашим данным, кварц-турмалиновая формация Дарасуна генетически связана с малыми интрузивными телами монцонитов и трубками взрывных брекчий; две другие формации — золоторудная березит-лиственитовая и сурьмяная джаспероидная — связаны с амуджиканским рудоносным комплексом парагенетически. Изотопный состав свинца золоторудной минерализации и сурьмяной минерализации идентичен и близок к составу свинца рудовмещающих гранитоидов пермского возраста [Кривицкая и др., 2019].

Сурьмяная минерализация относительно широко развита на Центральном и Восточном участках месторождения Дарасун, где она представлена жилами и прожилками мощностью от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров, секущими под различными углами золото-сульфидно-кварцевые и кварц-турмалиновые жилы, нередко вдоль зальбандов этих жил, а также слагает цемент брекчий из обломков золоторудных жил.

Более ранние образования сурьмяной минерализации представлены агрегатами мелких рисовидных кристаллов кварца, промежутки между которыми заполнили кристаллы маложелезистого сфалерита, галенита, Pb-As-Sb сульфосолей ряда иорданит—геокронит—шульцит, а также теннантита—тетраэдрита, арсенопирита, кальцита и Mn-Mg сидерита [Брызгалов и др., 2011; Кривицкая и др., 2019].

Более поздние образования сурьмяной минерализации представлены агрегатами мелких рисовидных кристаллов кварца, промежутки между которыми заполнены игольчатыми сульфосолями Pb-Sb от буланжерита до фюлëппита и/или антимонитом, кальцитом и/или Mn-Mg сидеритом, бертьеритом [Брызгалов и др., 2015; Кривицкая и др., 2019]. Наиболее широко развиты агрегаты тонкоигольчатых кристаллов буланжерита, полностью заместившие или проросшие галенит. Почти столь же широко распространены агрегаты тонкоигольчатых кристаллов джемсонита (до войлокоподобных), которые заместили галенит и арсенопирит, местами и более ранний буланжерит. Нередко наблюдается картина последовательного замещения галенита все более сурьмянистыми сульфосолями свинца — сначала гетероморфитом,

Рис. 1. Последовательное замещение галенита (Gal) гетероморфитом (Htr), цинкенимом (Znk) и фюлëппитом (Ful). В отраженных электронах

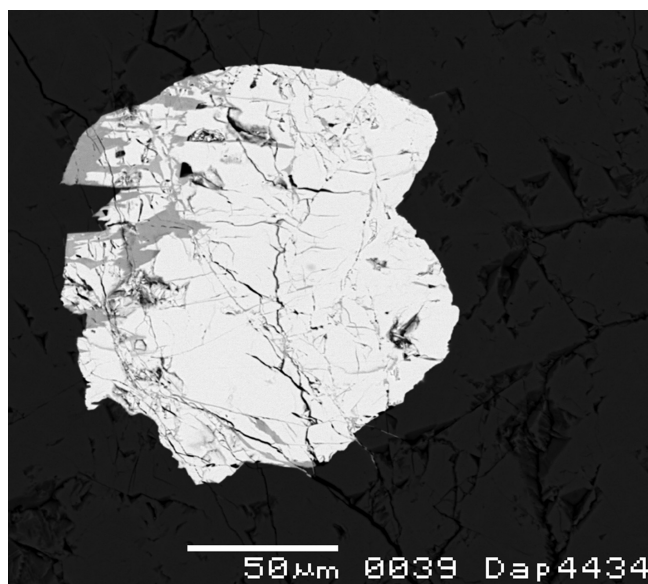
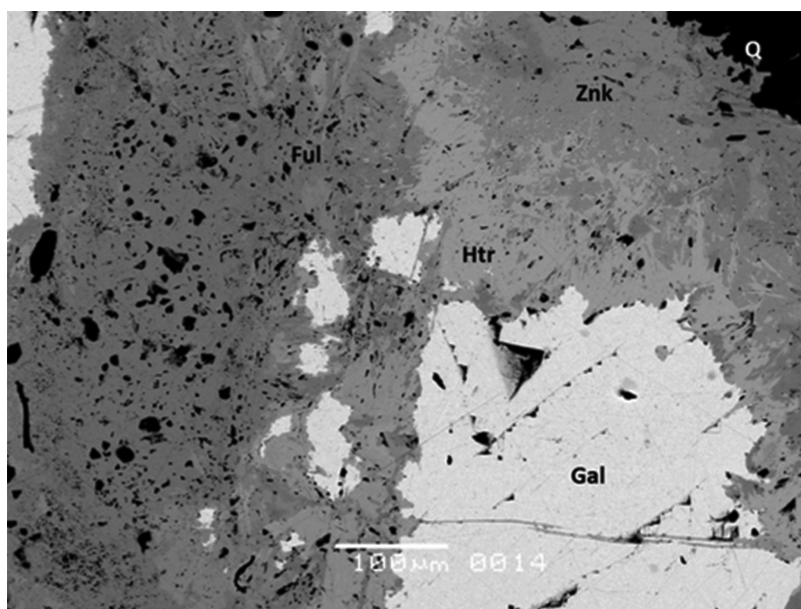
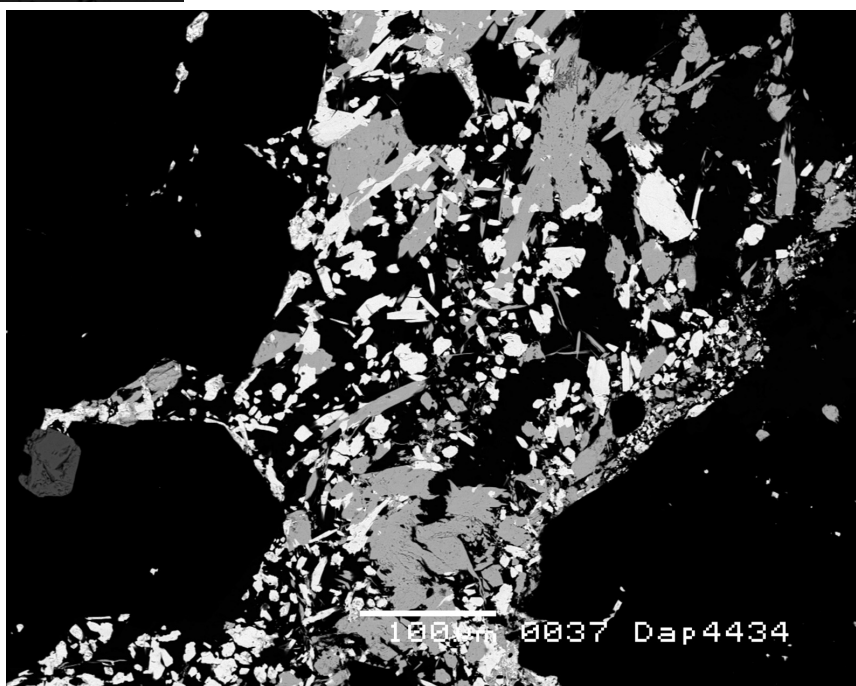


Рис. 2. Фюлëппит (серый, ан. 1, таблица), замещающий геокронит (светлый). Матрица — маложелезистый сфалерит (темно-серый). В отраженных электронах

затем цинкенимом, фюлëппитом (рис. 1). Фюлëппит замещает также геокронит (рис. 2) и блеклую руду — теннантит—тетраэдрит. Значительная часть фюлëппита развита в виде самостоятельных выделений в ассоциации с антимонитом и кальцитом в интерстициях кварца (рис. 3, 4); при этом антимонит нередко обрастает кристаллы фюлëппита (рис. 4). Итак, наиболее богатый сурьмой сульфоантимонид свинца фюлëппит завершает процесс кристаллизации сульфосолей Pb-Sb. Некоторая часть фюлëппита слагает реликтовые выделения в антимоните (рис. 5). С поздним антимонитом, который замещает фюлëппит, иногда ассоциирует бертьерит.

**Фюлëппит месторождения Дарасун.** Обособленные выделения фюлëппита — призматические, длиннопризматические и игольчатые

Рис. 3. Агрегаты призматических кристаллов фюлëппита (светлое, ан. 8, таблица), более позднего антимонита (серое) и кальцита (черное) выполняют промежутки между кристаллами кварца (черные гексагоны). В отраженных электронах



## Химический состав фюлëппита Дарасунского месторождения

| Состав                                 | Номер образца |             |             |             |             |             |             |             |        |
|----------------------------------------|---------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------|
|                                        | 1             | 2           | 3           | 4           | 5           | 6           | 7           | 8           | 9      |
| масс. %                                |               |             |             |             |             |             |             |             |        |
| Pb                                     | 28,90         | 29,27       | 29,90       | 28,33       | 30,07       | 30,87       | 30,03       | 28,75       | 28,24  |
| Cu                                     | 0,16          | 0,03        | нпо         | 0,36        | 0,28        | нпо         | 0,19        | 0,39        | 0,70   |
| Ag                                     | 0,94          | 0,77        | 0,30        | 0,09        | нпо         | нпо         | 0,06        | нпо         | нпо    |
| Sb                                     | 36,84         | 38,08       | 39,22       | 44,04       | 44,92       | 45,05       | 46,90       | 47,14       | 47,52  |
| As                                     | 7,51          | 6,48        | 5,02        | 2,24        | 1,29        | 1,02        | 0,11        | нпо         | нпо    |
| Bi                                     | 1,33          | 1,31        | 0,14        | 0,23        | 0,16        | 0,13        | 0,05        | нпо         | нпо    |
| S                                      | 24,30         | 24,24       | 23,62       | 23,23       | 23,38       | 23,32       | 23,39       | 22,24       | 23,63  |
| Сумма                                  | 99,98         | 100,18      | 98,20       | 98,52       | 100,10      | 100,39      | 100,73      | 99,52       | 100,09 |
| Число атомов в формуле в расчете на 26 |               |             |             |             |             |             |             |             |        |
| Pb                                     | 2,75          | 2,82        | 2,94        | 2,82        | 2,98        | 3,07        | 2,98        | 2,87        | 2,78   |
| Cu                                     | 0,05          | 0,01        | —           | 0,12        | 0,09        | —           | 0,06        | 0,13        | 0,23   |
| Ag                                     | 0,17          | 0,14        | 0,06        | 0,02        | —           | —           | 0,01        | —           | —      |
| Сумма                                  | <b>2,97</b>   | <b>2,97</b> | <b>3,00</b> | <b>2,96</b> | <b>3,07</b> | 3,07        | <b>3,05</b> | 3,00        | 3,01   |
| Sb                                     | 5,97          | 6,20        | 6,58        | 7,45        | 7,58        | 7,64        | 7,92        | 8,01        | 7,96   |
| As                                     | 1,98          | 1,71        | 1,37        | 0,62        | 0,35        | 0,28        | 0,03        | —           | —      |
| Bi                                     | 0,13          | 0,12        | 0,01        | 0,02        | 0,02        | 0,01        | —           | —           | —      |
| Сумма                                  | <b>8,08</b>   | 8,03        | <b>7,96</b> | <b>8,09</b> | 7,95        | <b>7,93</b> | <b>7,95</b> | <b>8,01</b> | 7,96   |
| S                                      | 14,95         | 15,00       | 15,04       | 14,95       | 14,98       | 15,00       | 15,00       | 14,99       | 15,03  |

Примечания. Se, Zn, Cd, Sn, Tl — не обнаружены; 1–7 — аналитик И.А. Брызгалов, 8–9 — аналитик Н.Н. Коротаева; нпо — ниже предела обнаружения.

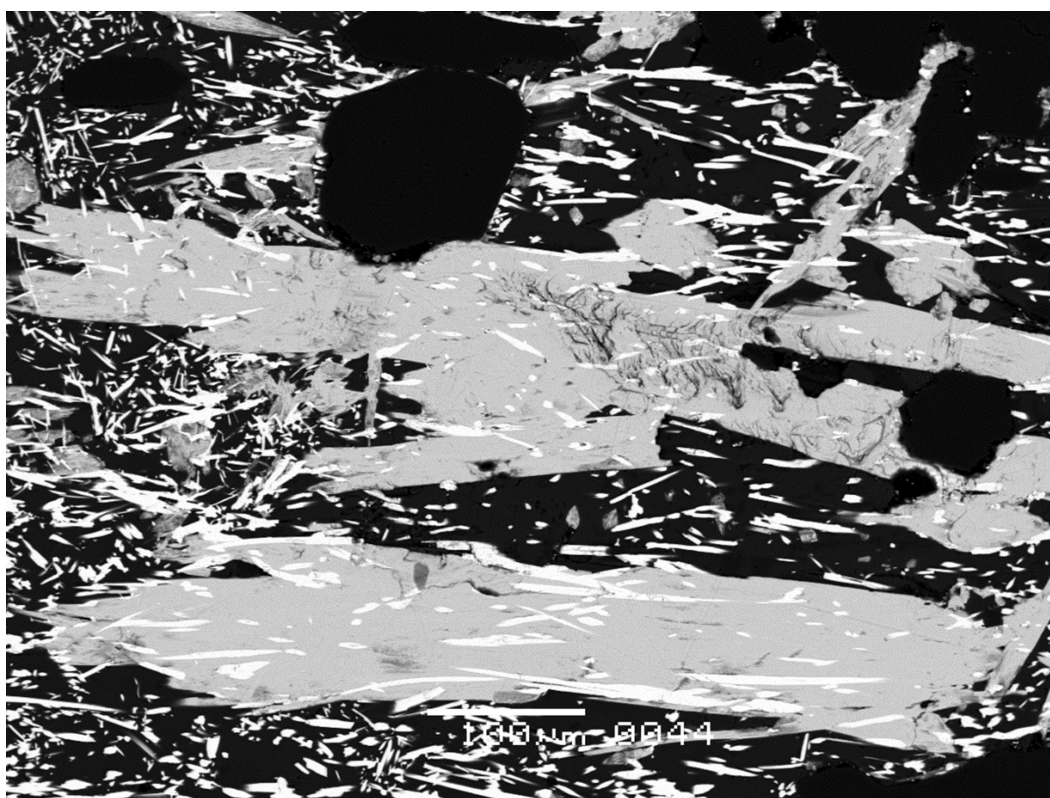
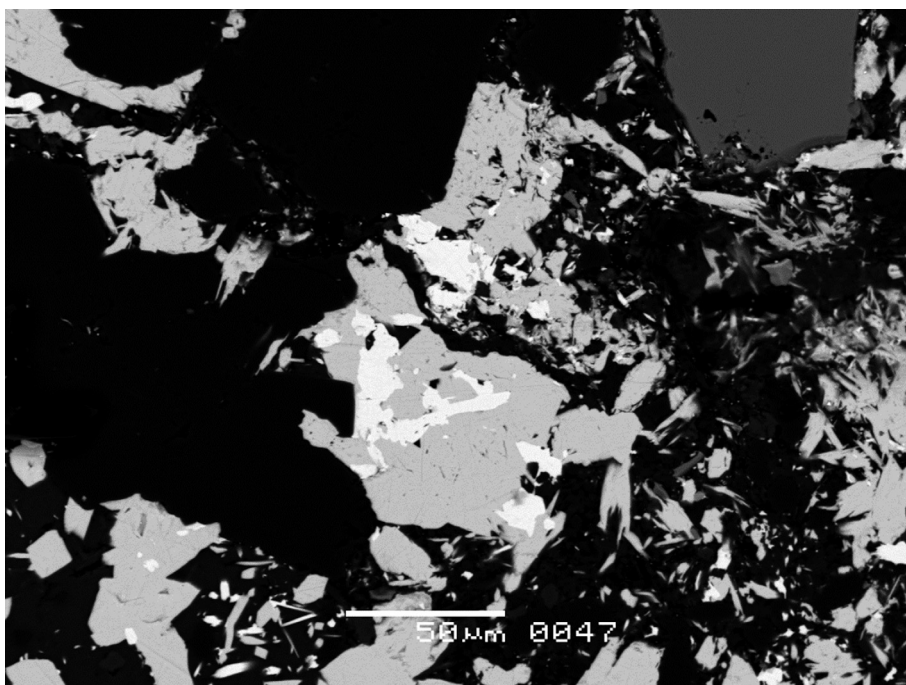


Рис. 4. Длиннопризматические до игольчатых кристаллы фюлëппита (светлое, ан. 9, таблица) включены в более крупные призматические кристаллы антимонита (серое) и в кальцит (черное). Среди них идиоморфные включения кварца (черное). В отраженных электронах



Рис. 5. Реликты фюлëппита (светлое, ан. 5, таблица) в антимоните (серое). Справа сверху — сфалерит (темно-серое). Матрица — кальцит и кварц (черное). В отраженных электронах



кристаллы длиной от нескольких до 60–100 мкм в кальците в интерстициях кварца (рис. 3, 4). Фюлëппит слагает также сноповидные и массивные выделения в кальците в сростании с клейофаном и антимонитом. Кроме того, фюлëппит частью замещает теннантит–тетраэдрит, геохронит, шульцит, буланжерит, образуя каймы замещения (рис. 1) и неправильной формы метасоматические вроски (рис. 2).

Руды Дарасуна содержат два типа фюлëппита по составу — обогащенный мышьяком (до 7,5 масс.%), продукт замещения сульфосолей Pb–As–Sb ряда геохронита и As–Sb блëклой руды, а также не содержащий мышьяка, который ассоциирует с антимонитом. В мышьяксо-держащем фюлëппите присутствует заметное количество примесей Ag и Bi (таблица). Вариации состава мышьяксо-держащего фюлëппита таковы:  $(\text{Pb}_{2,75-3,07}\text{Ag}_{0-0,17}\text{Cu}_{0-0,12})_{2,96-3,05}(\text{Sb}_{5,97-7,92}\text{As}_{0,03-1,98}\text{Bi}_{0-0,13})_{7,93-8,09}\text{S}_{14,95-15,04}$  (таблица, ан. 1–7), его средний состав  $(\text{Pb}_{2,90}\text{Ag}_{0,06}\text{Cu}_{0,05})_{3,01}(\text{Sb}_{7,05}\text{As}_{0,91}\text{Bi}_{0,04})_{8,00}\text{S}_{14,99}$ . Фюлëппит, не содержащий мышьяка, беден Ag и Bi, но в нем повышено количество Cu. Вариации состава не содержащего мышьяка фюлëппита таковы:  $(\text{Pb}_{2,78-2,87}\text{Cu}_{0,13-0,23})_{2,96-3,05}(\text{Sb}_{5,97-7,92}\text{As}_{0,03-1,98}\text{Bi}_{0-0,13})_{7,93-8,09}\text{S}_{14,95-15,04}$  (таблица, ан. 8–9), его средний состав  $(\text{Pb}_{2,90}\text{Ag}_{0,06}\text{Cu}_{0,05})_{3,01}(\text{Sb}_{7,05}\text{As}_{0,91}\text{Bi}_{0,04})_{8,00}\text{S}_{14,99}$ . Таким образом,

дарасунский фюлëппит по составу близок к стехиометричному. Для него характерна положительная корреляция содержания As, Bi и Ag.

**Закключение.** Орогенное вулканогенно-плутоногенное месторождение золота Дарасун, расположенное в Восточно-Забайкальском сегменте Монголо-Охотского складчатого пояса, включает послезолоторудную сурьмяную минерализацию с сульфосолями Pb–As–Sb и Pb–Sb, а также с антимонитом. Дарасунский тренд последовательности сульфосолей Pb–Sb от буланжерита до фюлëппита типичен для послемагматических гидротермальных месторождений золота и отличается от телетермальных. В рудах Дарасуна развиты два типа фюлëппита — обогащенный мышьяком (до 7,5 масс.%), продукт замещения сульфосолей Pb–As–Sb ряда геохронита и As–Sb блëклой руды, и не содержащий мышьяка, ассоциирующий с антимонитом, клейофаном и кальцитом. Составы дарасунского мышьяксо-держащего фюлëппита —  $(\text{Pb}_{2,90}\text{Ag}_{0,06}\text{Cu}_{0,05})_{3,01}(\text{Sb}_{7,05}\text{As}_{0,91}\text{Bi}_{0,04})_{8,00}\text{S}_{14,99}$  и состав фюлëппита без мышьяка —  $(\text{Pb}_{2,83}\text{Cu}_{0,18})_{3,01}\text{Sb}_{7,98}\text{S}_{15,01}$  близки к стехиометричному. Для дарасунского фюлëппита характерна положительная корреляция содержания As, Bi и Ag; медью обогащен фюлëппит без мышьяка.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00490).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. Первая находка минералов ряда иорданит–геохронит–шульцит на одном месторождении (Дарасун, Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2011. Т. 438, № 5. С. 655–658.

Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. Pb–As–Sb минерализация джаспероидной формации на Дарасунском месторождении // Минералогия во всем пространстве сего слова. СПб.: РМО, 2015. С. 87–89.

Вершковская О.В., Юшко-Захарова О.Е., Дубаккина Л.С. Первая находка фюлёппита в ртутно-сурьмяных рудах // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 5. С. 1203–206.

Зенков Д.А. Рудничная геология на Дарасунском золото-мышьяковом месторождении // Рудничная геология. М.: Госгеолиздат, 1946. С. 112–134.

Клемперт С.Я., Рябева Е.Г., Волков Ю.А. Фюлёппит — первая находка в СССР // Зап. ВМО. 1979. Ч. 108, вып. 3. С. 333–336.

Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М., Кочетова К.Н. Особенности послезолоторудной As-Sb минерализации Восточного участка Дарасунского вулканогенно-плутоногенного месторождения, Восточное Забайкалье // МГУ. Ломоносовские чтения-2019. URL: <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>

Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Триумф, 2018. 544 с.

Сахарова М.С. Стадийность процессов рудообразования и вопросы зональности на Дарасунском золоторудном месторождении // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 213–222.

Спиридонов Э.М., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др. Минеральные ассоциации гидротермальных плутоногенных, вулканогенно-плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Золото северного обрамления Пацифики. Магадан, 2008. С. 155–158.

Спиридонов Э.М., Петрова И.В., Дашевская Д.М. и др. Рошинит  $\text{Ag}_{19}\text{Pb}_{10}\text{Sb}_{51}\text{S}_{96}$  — новый минерал группы андорита // Зап. ВМО. 1990. Ч. 119, вып. 5. С. 32–43.

Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972. 260 с.

Филимонова А.А. Об ассоциациях сульфoантимонитов свинца в рудах Дарасунского месторождения //

Геология рудных месторождений. 1967. Т. 9, № 2. С. 107–121.

Чвилёва Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отражённом свете. М.: Недра, 1988. 505 с.

Чернышов И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. и др. Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 1. С. 3–18.

Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C. Handbook of Mineralogy. Vol 1. Elements, Sulfides, Sulfosalts. Tucson: Mineral Data Publishing, 1990. 588 p.

Cook N.J., Damian G.S. New data on «plumosite» and other sulphosalt minerals from the Herja hydrothermal vein deposit, Baia Mare ore district, Rumania // Geol. Carpathica. 1997. Vol. 48, N 6. P. 387–399.

DeFinály I., Koch S. Fülöppite, a new hungarian mineral of the pligionite-semseyite group // Mineral. Mag. 1929. Vol. 22. P. 179–184.

Fortey N.J., Ingham J.D., Skilton B.R.H. et al. Antimony mineralization at Wet Swine Gill, Caldbeck Fells, Cumbria // Proc. Yorkshire Geol. Soc. 1984. Vol. 45. P. 59–65.

Jambor J.L. Sulfosalts of the pligionite group // Mineral. Mag. 1969. Vol. 37. P. 442–446.

Moëlo Y. Contribution à l'étude des conditions naturelles de formation des sulfures complexes d'antimoine et plomb. (Sulfosels de Pb/Sb) // Signification métallogénique. Document du BRGM. 1983, N 55. 624 p.

Sejkora J., Pauliš P., Gramblička R., Malíková R. Fülöppite and pligionite from the Sb deposit Boněnov near Chodová Planá (Czech Republic) // Bull. Mineral. Petrol. 2017. Vol. 25, N 2. P. 201–208.

Поступила в редакцию 29.04.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 556.3; 556.366

Н.А. Харитонов<sup>1</sup>, Л.А. Лямина<sup>2</sup>, Г.А. Челноков<sup>3</sup>, И.В. Брагин<sup>4</sup>,  
А.А. Карабцов<sup>5</sup>, И.А. Тарасенко<sup>6</sup>, Х. Накамура<sup>7</sup>, Х. Ивамори<sup>8</sup>

## ХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ АЗОТНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУЛЬДУР (ЕАО, Россия)

ФГБОУ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, проспект 100-летия, 159

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер, 7

Геологическая служба Японии, Национальный институт передовых индустриальных наук и технологий;

Японское агентство по морским наукам и технологиям в области науки о Земле, 135-0064, префектура Токио,  
Кото-ку, Аоми, 2-3-26

Геологическая служба Японии, Национальный институт передовых индустриальных наук и технологий;

Департамент наук о Земле и планетах, Токийский технологический институт; Отдел материаловедения Земли  
и планет, 100-8921, префектура Токио, Чиеда-ку, Касумигасеки, 1-3-1

Институт по исследованию землетрясений, Токийский университет, Япония, 113-0033, префектура Токио,  
специальный район Бункё, Хонго, 7-3-1

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

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, 690022, Prospect 100-letya, 159, Russian Federation

Geological institute RAS, Moscow, 119017, Pyzhevsky lane, 7

Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology;

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Tokyo, 135-0064, Koto-ku, Aomi, 2-3-26

Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, 100-8921, Chiyoda-ku, Kasumigaseki, 1-3-1

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, Tokyo, 113-0033, Bunkyo-ku, Hongo, 7-3-1

Представлены результаты гидрогеохимического исследования низкоминерализованных термальных вод месторождения Кульдур (Еврейская АО, Россия). Отличительные черты этих вод — достаточно высокая температура (73 °С), низкая минерализация (до 0,38 г/л) и щелочная среда (рН 9). Самый распространенный катион — натрий, а анион — гидрокарбонат. Воды обогащены фтором, кремнием, алюминием, вольфрамом, молибденом и рядом других анионогенных элементов. Приведены детальные характеристики химического и минерального состава водовмещающих (интрузивных) пород и выявлены источники основных солевых компонентов в водах. Исследования попутных газов показывают, что основной компонент газовой фазы (N<sub>2</sub>) имеет преимущественно атмосферный генезис, в то время как CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub> — биогенные. Аргон и кислород также имеют воздушное происхождение, гелий преимущественно радиогенно-коровый. Изотопные характеристики кислорода и водорода в водной фазе свидетельствуют, что воды, несомненно, метеогенные с длительным периодом циркуляции. Установлено, что термальные воды месторождения формируются в результате проникновения метеорных вод на глубину 4 км, прогреваясь при этом до 100 °С. Растворенные химические компоненты, составляющие солевую фазу, поступают при растворении коренных пород, однако поскольку циркуляция вод происходит в массивах скальных труднорастворимых гранитоидов, то, соответственно, минерализация вод остается низкой.

**Ключевые слова:** азотные термальные воды, изотопы, РЗЭ, месторождение Кульдур, геотермометры, система вода—порода.

The article presents the results of the hydrogeochemical study of thermal groundwaters from the Kuldur spa (Jewish Autonomous Region, Russia). The main characteristics of these groundwaters are high temperature (73 °C), low TDS (up to 0,38 g/l), and alkaline (pH 9). The

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минер. н.; Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория геохимии гипергенных процессов, гл. науч. с.; e-mail: tchenat@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирантка; e-mail: lyamina-96@list.ru

<sup>3</sup> ГИН РАН, лаборатория тепломассопереноса, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: geowater@mail.ru

<sup>4</sup> ДВГИ ДВО РАН, лаборатория геохимии гипергенных процессов, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: bragin\_ivan@mail.ru

<sup>5</sup> ДВГИ ДВО РАН, лаборатория рентгеновских методов исследования, вед. науч. с., руководитель лаборатории, канд. геол.-минер. н.; e-mail: karabzov@fegi.ru

<sup>6</sup> ДВГИ ДВО РАН, зам. директора по научной работе, докт. геол.-минер. н.; e-mail: tarasenko\_irina@mail.ru

<sup>7</sup> Геологическая служба Японии, Национальный институт передовых индустриальных наук и технологий; Японское агентство по морским наукам и технологиям в области наук о Земле; Токио; e-mail: hitomi-nakamura@geo.titech.ac.jp

<sup>8</sup> Институт по исследованию землетрясений, Токийский университет; профессор; e-mail: hiwamori@eri.u-tokyo.ac.jp

dominated cation is sodium, and the anion is hydrocarbonate. Water is enriched with fluorine, silicon, aluminum, tungsten, molybdenum, and some other anionic elements. This study provides detailed data on the chemical and mineral composition of host rocks and sources of solutes. Isotopic data from bubbling gases show that the main component of the gas phase ( $N_2$ ) comes from an atmogenic source, while  $CH_4$  and  $CO_2$  are biogenic. Argon and oxygen are also derived from air, while helium is predominantly radiogenic. The  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  in the aqueous phase indicate the undoubtedly meteoric genesis of groundwater with an extended circulation period. Our results suggest that the studied groundwaters are results of the penetration of meteoric waters to 4 km depth and heating up to 100 °C. The solutes come to aquifer via the dissolution of rocks, but since groundwater circulates within the poorly soluble rock (granitoids), respectively, the water TDS remains low.

*Key words:* nitrogen thermal waters, isotopes, REE, Kuldur spa, geothermometers, water-rock interaction.

**Введение.** Химический и изотопный состав термальных подземных вод обусловлен преимущественно геологией и тектоническим строением района их циркуляции [Барабанов, Дислер, 1968; Пиннекер, 1977; Лаврушин, 2012; Chelnokov et al., 2019]. Для формирования геотерм необходимы обширные трещинные системы, которые способствуют как глубокому проникновению метеорных вод, так и облегчают поступление глубинных флюидов в верхние горизонты земной коры.

Низкоминерализованные азотные щелочные термальные воды составляют крупную группу минеральных вод и активно используются в бальнеологических целях. В настоящее время в Российской Федерации на базе азотных терм функционирует более 20 курортов и санаториев. Эти воды используются для наружного применения при заболеваниях сердечно-сосудистой системы, опорно-двигательного аппарата, периферической нервной системы, гинекологических, кожных и некоторых эндокринных заболеваниях. Интерес к этому типу минеральных вод проявляли исследователи начиная с начала XX в., и первым крупным исследованием в этой области считается работа «Термы и газы Тянь-Шаня» под редакцией Н.Н. Славянова [1938]. Крупная обобщающая работа по азотным термам СССР опубликована в 1968 г. [Барабанов, Дислер, 1968]. В течение последних 20 лет интерес к азотным термам не ослабевал, были проведены детальные исследования подобных вод во многих областях Евразии: на Тянь-Шане и Памире [Демонина и др., 2017; Киреева и др., 2020], в Кавказском регионе [Лаврушин, 2012], на Алтае и в Туве [Рычкова, 2009; Шестакова, Гусева, 2018], в Саянах [Барышников, Елисеев, 2012], Прибайкалье [Замана, 2012; Плюнин и др., 2012; Шварцев и др., 2015], Приамурье [Кулаков, 2014; Компаниченко, Потурай, 2015; Кулаков, Сидоренко, 2017], Хабаровском крае [Челноков и др., 2019], Приморье [Bragin et al. 2016; Chelnokov et al., 2019], на Камчатке [Bragin et al., 2018] и Курилах [Bragin et al., 2019].

В настоящее время многие вопросы генезиса и гидрогеологических условий проявления низкоминерализованных азотных терм рассмотрены в научной литературе, однако проблемы формирования их ресурсов и эволюции химического состава

все еще актуальны и дискуссионны. Не полностью решен вопрос о происхождении микрокомпонентного состава этих вод, не изучен их изотопный состав, много вопросов возникает при оценке глубины их циркуляции, не установлена единая гидрогеологическая модель их формирования и т.д.

Рассмотрим результаты исследования химического и изотопного состава природных вод и газа, а также геохимических и петрографических особенностей водовмещающих толщ месторождения азотных термальных вод Кульдур, наиболее значимого и известного курорта в Приамурье. На основании комплексного подхода был выявлен генезис водной и газовой фаз месторождения, определена глубина циркуляции исследуемых терм и оценен масштаб взаимодействия с водовмещающими толщами.

**Материалы и методы исследований.** Объект исследований — Кульдурское месторождение азотных слабоминерализованных щелочных термальных вод, расположенное на территории Облученского района Еврейской автономной области во внутриконтинентальной части Дальнего Востока, в одноименном поселке (рис. 1). Воды месторождения представляют собой одно из трех наиболее значимых термопроявлений Буреинско-Охотской области и приурочены к Кульдурско-Быссинской термальной линии, которая вытянута в субмеридиальном направлении и имеет протяженность 370 км [Кулаков, 2014].

В основу работы положены результаты полевых исследований (2014–2015 и 2018–2019 гг.). выполнен комплекс геологических, гидрогеологических и гидрохимических исследований. Нестабильные параметры (pH, Eh,  $HCO_3^-$ , температура, электропроводность) измеряли непосредственно на месте отбора проб, воду фильтровали через мембранные фильтры 0,45 мкм. Пробы воды на содержание трития отбирали в стеклянные бутылки объемом 1,5 л. Были отобраны пробы термальных вод из 5 скважин (1-87, 2-87, 3-87, 3 и 5), а также из поверхностных вод р. Кульдур возле термальной площадки и в 10 км выше по течению реки.

Водные пробы проанализированы на макро- и микроэлементы в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН. Основные катионы и анионы определяли

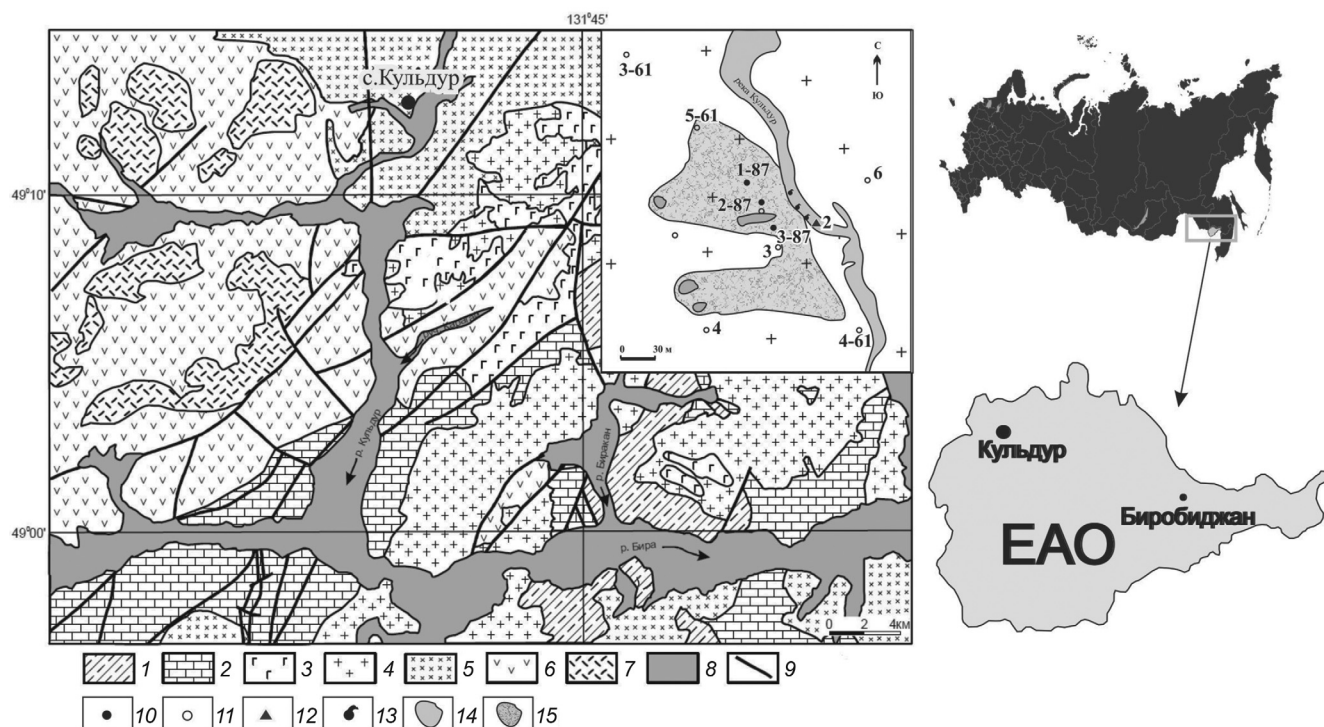


Рис. 1. Местоположение объекта исследования, геологическое строение, по [Бучко, Сорокин, 2013] с изменениями авторов и схема геотермального поля месторождения минеральных вод Кульдур, по [Кулаков, 2014]: 1 — рифейские песчаники, алевролиты, доломиты, известняки хинганской серии; 2 — нижнекембрийские доломиты, известняки, алевролиты, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, хинганской серии; 3 — габбро, лейкогаббро биробиджанского комплекса; 4 — граниты биробиджанского комплекса; 5 — гранитоиды позднепалеозойского тырмо-буреинского комплекса; 6 — раннемеловые андезиты, андезибазальты; 7 — позднемеловые субвулканические риолиты, риодациты, дациты; 8 — кайнозойские рыхлые отложения; 9 — тектонические нарушения; 10 — действующие скважины; 11 — разведочные скважины; 12 — точка опробования поверхностных вод; 13 — разгрузка термальных вод в р. Кульдур; 14 — район циркуляции подземных вод с температурой 60–70 °С на глубине 50–100 м; 15 — район распространения термальных вод с температурой >70 °С

методом жидкостной ионной хроматографии (HPLC-10AVp, SHIMADZU), а органический углерод — методом ИК-детектирования на анализаторе TOC-V («Shimadzu», Япония). Микроэлементы определены методом индуктивно связанной плазмы (ICP-MS Agilent 7500 и 7500 с). Точность определения микрокомпонентов составляла не менее 5% RSD. Пробы для анализа на стабильные изотопы ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ) не фильтровали, отбирали в стеклянную посуду. Изотопный анализ кислорода и водорода воды выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН в лаборатории стабильных изотопов. Воспроизводимость результатов составила в среднем  $\pm 0,1$  и  $\pm 0,3\text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  соответственно.

Пробы газа отбирали в несколько емкостей, предназначенных для разных видов аналитических исследований. Состав свободного газа исследован на хроматографе «Кристалл 5000.2» в ГИН РАН. Изотопный состав газовой фазы  $\delta^{13}\text{C}_{\text{газ}}$  в  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  определен в МГУ имени Ломоносова,  $\delta^{15}\text{N}_{\text{газ}}$  — в ВСЕГЕИ, а  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ,  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ,  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^{84}\text{Kr}$ ,  $^{132}\text{Xe}$  — геологической службой Японии в Национальном институте передовых индустриальных наук и технологий.

Образцы твердой фазы (водовмещающие породы и вторичные осадки) исследованы ру-

тинными и современными методами исследования — рентгеновскими методами (дифрактометр XRD «MiniFlex II» («Rigaku»)), на сканирующем электронном микроскопе «JEOL JSM-6490LV» с ЭДС «INCA Energy», X-max и ВДС «INCA Wave» и двухлучевом сканирующем электронном микроскопе «Tescan Lyra 3 XMN+EDS Aztec X-Max 80 Standart».

**Природные условия объекта исследования. Гидрография района.** Речная сеть в районе исследований представлена бассейном горной р. Кульдур, берущей начало на южных склонах хр. Малый Хинган. Общая протяженность реки составляет 64 км, а общая площадь водосбора — 1110 км<sup>2</sup>. Долина реки хорошо разработана, склоны достаточно крутые и залесенные. На территории месторождения ширина русла 7–9 м, глубина не более 0,8 м. Дно русла каменисто-галечное. Скорость течения составляет 2–3 м/с, среднегодовой расход 2,5 м<sup>3</sup>/с.

Рельеф местности представлен низко- и средневысотными горами (до 850 м), принадлежащими к Хингано-Буреинской горной системе. В целом для территории характерны четко выраженные водоразделы, крутые склоны и глубокие корытообразные долины с плоскими днищами в низовьях рек. Относительные превышения водоразделов над днищами долин колеблются от 100 до 500 м.

*Геологическое строение* территории весьма сложное, поскольку здесь представлены следы складчатости различных эпох и выявлены наложенные интрузивные процессы. Область исследования находится на границе сочленения Малохинганского блока Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы (рис. 1), здесь широко распространены интенсивно дислоцированные и неравномерно метаморфизованные терригенно-карбонатные толщи протерозоя и кембрия, фациально изменчивые меловые вулканиты, разновозрастные интрузивные образования.

Кульдурское месторождение азотных термальных вод расположено на территории Буреинского массива и приурочено к Пионерскому гранитному массиву площадью 400 км<sup>2</sup>. Гранитный массив относится ко второй фазе тырмо-буреинского комплекса ( $\gamma\delta_2C_{2-3}t$ ), представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами. В верховье р. Кульдур обнаружены штоки лейкогранитов третьей фазы ( $\gamma\delta_4C_{2-3}t$ ), также встречаются дайки лейкогранитов, пегматитовые и аплитовые жилы, которые прорывают интрузивные тела тырмо-буреинского комплекса [Кулаков, 2014].

Возраст водовмещающих толщ и геодинамическая обстановка их формирования в настоящее время дискуссионны — некоторые исследователи [Сорокин и др., 2010] считают, что гранитоиды северной части Буреинского массива мезозойские, а не палеозойские, как считалось ранее, и их возраст составляет  $218-185 \pm 1$  млн лет (по U-Pb методу датирования).

Геодинамическая обстановка оценена нами на основании диаграммы Дж. Пирса [Pearce et al., 1984]. Для идентификации были выбраны Rb, Y, Nb. Фигуративные точки отобранных нами гранитоидов расположены в области VAG, соответствующей гранитоидам океанических островных дуг. Вероятно, во время закрытия в раннем триасе Солонкерского океана и коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов происходило активное внедрение многочисленных интрузий гранитоидов.

Стратифицированные образования района представлены верхнеархейскими метаморфитами амурской серии, терригенными и карбонатными породами хинганской серии верхнего рифея—нижнего кембрия, терригенными и вулканогенными образованиями мелового возраста, олигоцен-миоценовыми, плиоцен-четвертичными рыхлыми отложениями и миоценовыми базальтоидами. Участок разгрузки термальных вод возле р. Кульдур перекрыт аллювиальными осадками мощностью 1,5–2,5 м неоплейстоценового возраста, которые представлены песчано-галечными отложениями темно-серого цвета с галькой размером до 4 см. Мощность аллювиальных отложений увеличивается вверх и вниз по долине реки и может достигать 11 м [Кулаков, 2014].

В районе исследования выделены разломы четырех направлений — меридионального, северо-восточного, субширотного и северо-западного. Самые древние по времени заложения — меридиональные разломы, обычно крутопадающие ( $70-90^\circ$ , реже  $55-60^\circ$ ) сбросы [Кулаков, Сидоренко, 2017]. Наиболее отчетливо выражены разломы северо-восточного простирания, из которых главный Хингано-Олонойский разлом, представляющий собой параллельную ветвь Хинганского разлома глубинного заложения. Разломы северо-западной ориентировки немногочисленны, представляют собой крутые ( $70-90^\circ$ ) сбросы и сбросо-сдвиги, по которым смещения в горизонтальной плоскости достигают 1,5 км.

Кульдурское месторождение термальных вод приурочено к зоне Меридионального разлома на участке пересечения оперяющего его нарушения северо-восточного простирания. Водовмещающие породы разбиты системой трещин, при этом трещины открытого типа обнаружены только у разломов, имеющих широтное направление [Кулаков, 2014]. В пределах Термальной площадки месторождения наблюдаются две зоны интенсивной тектонической трещиноватости, которые четко фиксируются выходами наиболее высокотемпературных вод (рис. 1). Породы в пределах разлома гидротермально изменены, встречаются каверны и трещины, залеченные вторичными минералами (кальцитом, кварцем, гидрослюдой).

По данным сейсмических наблюдений этот регион характеризуется высоким уровнем фоновой сейсмичности, что свидетельствует об активном протекании здесь геодинамических процессов. Рассматриваемая территория характеризуется проявлениями неотектоники в виде слабых землетрясений (до 5 баллов). Это область постоянно обновляющихся тектонических нарушений [Кулаков, Сидоренко, 2017].

*Гидрогеологические условия.* Кульдурское месторождение расположено в пределах Хинганского гидрогеологического массива, принадлежащего Амуро-Охотской гидрогеологической складчатой области [Кулаков, 2014]. В районе выделяются два водоносных горизонта: горизонт современных аллювиальных отложений и горизонт палеозойских гранодиоритов. Также проявляются воды спорадического распространения аллювиально-делювиальных отложений и термальные воды зон тектонических разрывов в гранитах.

Термальная площадка расположена на правом берегу р. Кульдур и на сегодняшний день на этой площадке расположены две эксплуатационные (1-87 и 2-87) и три наблюдательные (3, 5 и 3-87) скважины. Скважины 1-87 и 2-87 — самоизливающиеся. Суммарный дебит эксплуатационных скважин составляет около 2000 м<sup>3</sup>/сут., а водоотбор равен 1500 м<sup>3</sup>/сут. [Кулаков, 2014].

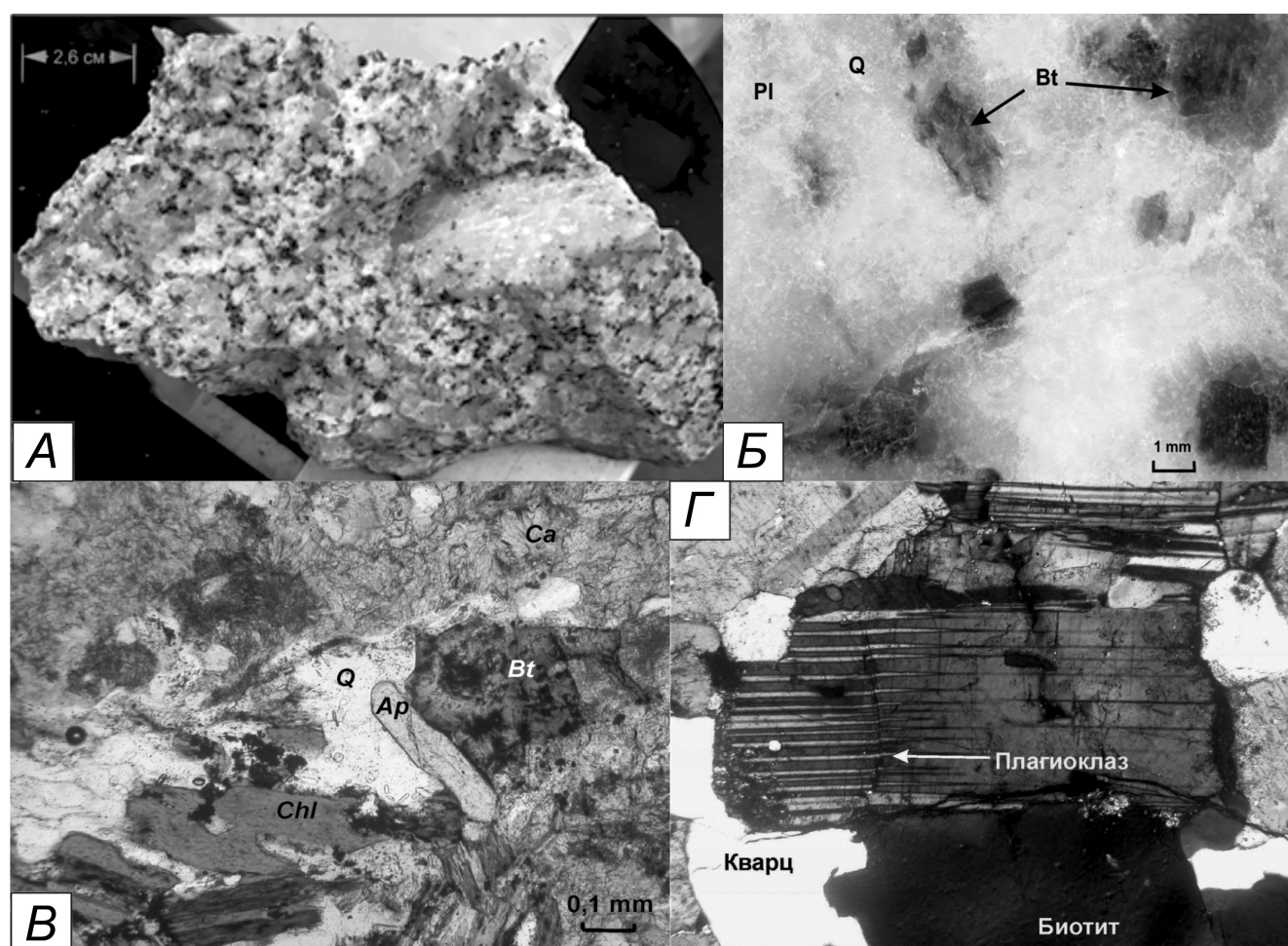


Рис. 2. Общий вид и минеральный состав коренных пород в области разгрузки азотных термальных вод месторождения Кульдур: *A* — общий вид породы, массивный крупнозернистый гранит; *B* — гипидиоморфнозернистая структура гранита, взаимоотношение основных минералов: биотита (Bt), кварца (Q), плагиоклаза (Pl) и калиево-натриевого полевого шпата; *B* — магматическая генерация апатита, деформированный кристалл (Ap), развитие вторичного кальцита (Ca), кварца (Q) и замещение биотита (Bt) хлоритом (Chl) в граните; *Г* — тектонические деформации в граните (образец K1)

По данным гидрогеологических работ [Кулаков, 2014] питание всех типов вод происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из близлежащих горизонтов, дренаж — местной гидросетью и родниками по склонам долин. В пределах Термальной площадки выделяется несколько ореолов разгрузки термальных вод. В центральной области скважинами 1-87 и 2-87 (глубина скважин около 100 м) вскрыты наиболее высокотемпературные воды — 71–73 °C (рис. 1); в промежуточной зоне, вскрытой скважинами 3-87 и 3, температура составляет 55–60 °C (глубина скважин 100–116,7 м), а по флангам (скважины 4, 4-61, 5-61 и т.д.) температура не превышает 20–25 °C (глубина скважин 126 м).

Очаг разгрузки термальных вод приурочен к крупному разлому, ширина которого в пределах долины р. Кульдур составляет 5–15 м. Основная область разгрузки этих терм вскрыта скважинами 1-87 и 2-87 и имеет в плане овальную форму и размеры около 20 × 40 м [Кулаков, 2014].

**Результаты исследований и их обсуждение.** *Геохимия и минералогия водовмещающих пород.* На участке разгрузки термальных вод преобладают

светло-серые, практически белые среднезернистые (реже крупнозернистые) порфировидные, в разной степени измененные гранитоиды. Они характеризуются преимущественно массивной текстурой и гранофировой структурой (рис. 2, *A*), что позволяет предположить гипабиссальные условия кристаллизации гранитоидов. Редко встречаются гранитоиды с гнейсовидными текстурами.

Преобладающий минерал водовмещающих толщ представлен плагиоклазом (до 50% от общей массы породы), который имеет таблитчатую, реже призматическую форму кристаллов. Второй по распространенности минерал — кварц (до 30%), а третий — ортоклаз (до 10%). Кварц преимущественно темно-серый, водяно-прозрачный, реже молочно-белый, в основном ксеноморфен и выполняет интерстиции между кристаллами полевых шпатов (рис. 2, *B*), микроклина очень мало, а биотита довольно много (до 9%). На некоторых участках водовмещающих толщ отмечено замещение плагиоклаза вторичными минералами. Многие зерна биотита замещены хлоритом, который формируется преимущественно вдоль трещин спайности.



Скальные породы имеют фанеритовую, крупнозернистую структуру. Порода интенсивно изменена, характер изменения преимущественно низкотемпературный. При макроскопическом изучении выявлена реликтовая гипидиоморфно-зернистая структура. Все рассматриваемые породы были подвержены интенсивным изменениям, которые начались примерно в то же время, что и тектонические деформации, фиксируемые в гранитах по характерным смещениям и гофрированию кристаллов плагиоклаза (рис. 2, Г).

Новообразованный минеральный комплекс может достигать 70–80% и представлен карбонатом, хлоритом, кварцем, гидробиотитом, серицитом, каолинитом, апатитом, пиритом. Для пирита характерно развитие по плоскостям спайности полевых шпатов.

Темноцветные минералы замещены хлоритом и эпидотом. Степень их замещения варьирует от 0 до 95%. А лейкократовые компоненты гранитов интенсивно замещаются серицитом, калиево-натриевый полевой шпат пертитизирован и пелитизирован. В процессе замещения сохранились реликты биотита и апатита, причем иногда вокруг апатита метасоматически формировались каймы рудного минерала, внешне аналогичные опацизации. Один из спутников хлорита при гидротермальном изменении горных пород — эпидот, который развивается в разнообразном количестве по микроклиновым и другим гранитоидам. Замещение темноцветных минералов в граните сопровождалось выносом двухвалентных металлов с образованием микропрожилков кальцит-хлоритового состава. Акцессорные минералы представлены в основном апатитом и цирконом. Реже встречаются сфен, оксиды титана, пирит.

Апатит встречается в виде двух генераций: первичной магматической, которая представлена раздробленными и деформированными кристаллами (рис. 2, В), и вторичной — метасоматической, встречающейся в виде тонких удлиненных призм.

Глинистые минералы интенсивно развиваются по полевым шпатам, от типичных пелитовых форм до агрегатных скоплений в ассоциации с серицитом, гидроксидами железа и гидробиотитом. В отдельных случаях по полевым шпатам происходило интенсивное развитие тонкой эмульсионной вкрапленности пирита по трещинкам спайности.

По содержанию  $\text{SiO}_2$  (61–63 масс.%) и величине  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (5,5–6 масс.%) породы Пионерского

массива по классификационной диаграмме TAS попадают в поле гранодиоритов (табл. 1). Среди петрохимических особенностей пород можно выделить слегка завышенные значения концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Содержание РЗЭ в водовмещающих породах невелико и колеблется от 91 до 118 ppm (табл. 2), преобладают легкие РЗЭ, их количество варьирует от 83 до 92%, затем следуют тяжелые РЗЭ (до 10% от общего количества) и средние РЗЭ (общее содержание не превышает 5%). Нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] тренды распределения РЗЭ в водовмещающих породах приведены на рис. 3. Полученные спектры демонстрируют закономерное снижение от легких РЗЭ к тяжелым, при этом коэффициент  $\text{La}_n/\text{Yb}_n$  варьирует от 11,8 до 34,54. Для более измененных пород характерны меньшие значения коэффициента. Превалирование легких РЗЭ над средними и тяжелыми РЗЭ обусловлено минералогическим составом водовмещающих пород. Выявлено значительное количество минеральных фаз (фосфаты, сфен, биотит, щелочные полевые шпаты, плагиоклазы), концентрирующих легкие РЗЭ (рис. 2), и практически полное отсутствие фаз с тяжелыми и средними РЗЭ.

В исследованных образцах не наблюдаются отчетливые аномалии европия и церия. Отсутствие положительной аномалии по европию, характерной для гранодиоритовых пород, обусловлено, видимо, сложением разнонаправленных аномалий этого элемента в двух основных минералах исследуемой водовмещающей толщи — в биотите и плагиоклазе. Наблюдаемая незначительная аномалия церия в пробе неизмененного гранодиорита (рис. 3) характерна для высокожелезистых биотитов.

Соотношения  $(\text{La}/\text{Nb})_n \approx 2,4$  и  $(\text{Ce}/\text{Y})_n \approx 2,8$  близки к значениям смещения корового и мантийного компонентов, что позволяет предположить мантийно-коровый генезис водовмещающих толщ Пионерского массива.

*Химический состав термальных вод.* К отличительным чертам изученных термальных вод относятся (табл. 3): высокая температура (64–73 °С), низкая минерализация (варьирует от 0,22 до 0,38 г/л), щелочная среда (рН меняется в диапазоне 7,82–9,7), восстановительная обстановка (Еh находится в отрицательной области и варьирует от 124 до 243 мВ). По

Таблица 1

Химический состав (масс.%) водовмещающих толщ месторождения Кульдур

| Номер образца | $\text{SiO}_2$ | $\text{TiO}_2$ | $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ | MnO  | MgO  | CaO  | $\text{Na}_2\text{O}$ | $\text{K}_2\text{O}$ | $\text{P}_2\text{O}_5$ | $\text{H}_2\text{O-}$ | ппп  | $\Sigma$ |
|---------------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------------------|------|------|------|-----------------------|----------------------|------------------------|-----------------------|------|----------|
| К-1           | 61,16          | 0,72           | 17,64                   | 5,68                                | 0,09 | 2,10 | 4,49 | 3,68                  | 2,10                 | 0,18                   | 0,30                  | 1,39 | 99,52    |
| К-2           | 63,28          | 0,63           | 17,21                   | 5,06                                | 0,07 | 1,80 | 4,23 | 3,50                  | 2,51                 | 0,16                   | 0,30                  | 0,85 | 99,60    |
| К-3           | 72,26          | 0,35           | 14,26                   | 2,62                                | 0,04 | 0,73 | 3,18 | 4,10                  | 1,03                 | 0,14                   | <0,01                 | 1,00 | 99,70    |
| К-4           | 70,23          | 0,38           | 15,26                   | 3,33                                | 0,05 | 0,88 | 3,46 | 4,29                  | 0,96                 | 0,14                   | <0,01                 | 0,9  | 99,88    |

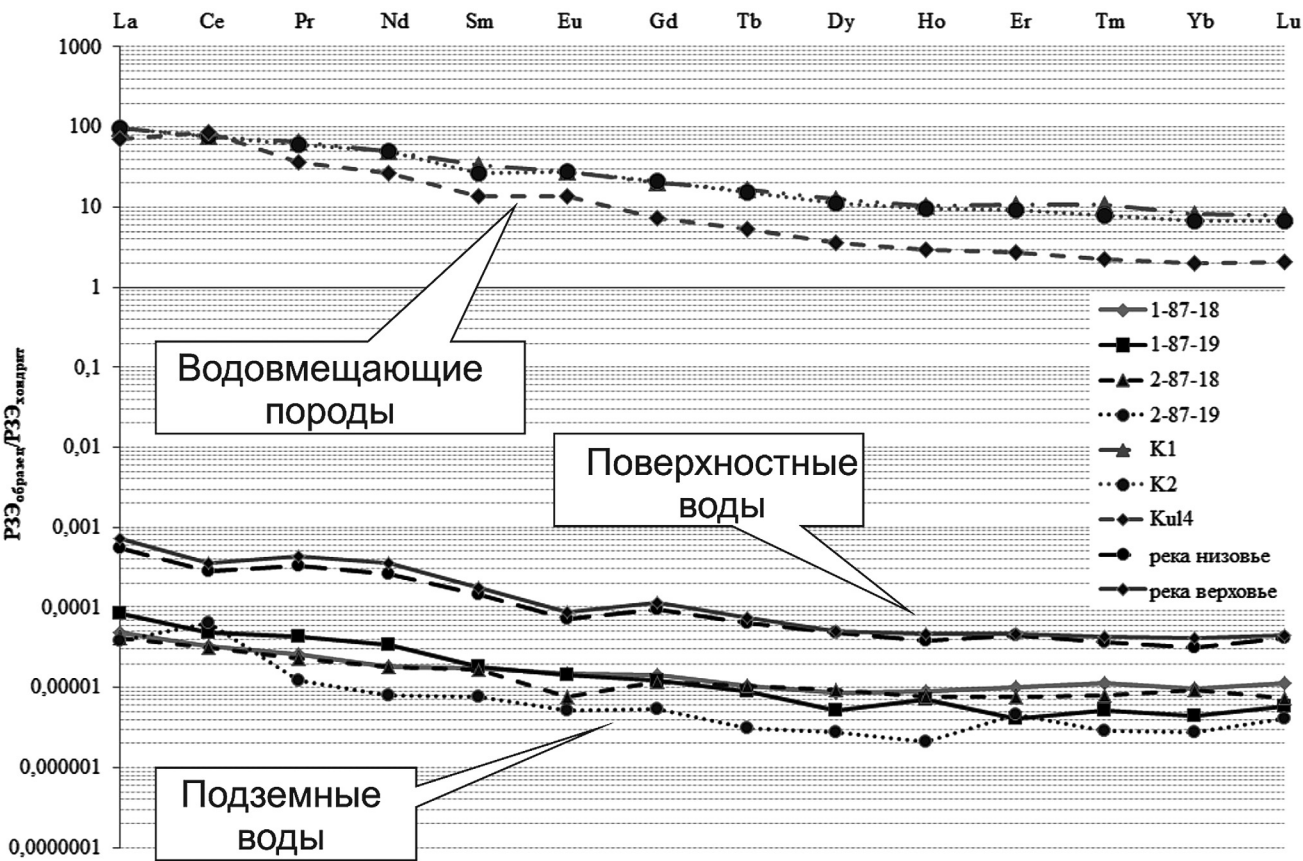


Рис. 3. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ в коренных породах зоны разгрузки термальных вод, в поверхностных и подземных азотных термальных водах месторождения термальных вод Кульдур

органолептическим свойствам вода бесцветная, голубоватая, совершенно прозрачная, со слабым запахом сероводорода. Содержание общего углерода ( $C_{\text{общ}}$ ) невысокое и достигает значений 23,3 мг/л в термальных водах и 10,5 мг/л в поверхностных. Доля органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) в азотных термах крайне небольшая и не

превышает 2,5 мг/л, в поверхностных водотоках содержание  $C_{\text{орг}}$  достигает 5,8 мг/л.

Температурный режим вод месторождения Кульдур стабилен, что свидетельствует о закрытости термальной системы от прямого влияния атмосферы, о постоянстве источника их питания и значительной глубине циркуляции.

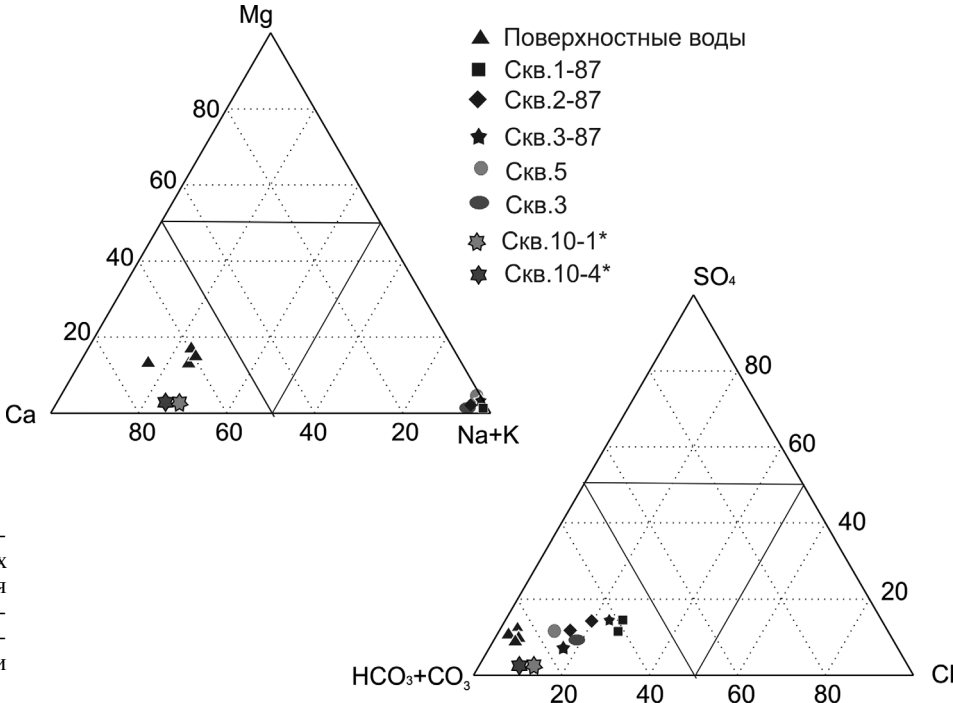


Рис. 4. Тройная диаграмма, иллюстрирующая соотношение основных компонентов в водах месторождения Кульдур. Точки состава по скважинам 10-1 и 10-4 нанесены в соответствии с данными, представленными в работе [Потурай, 2013]

Таблица 2

Содержание РЗЭ (мкг/кг) в водовмещающих толщах, поверхностных и подземных водах месторождения термальных вод Кульдур

| Элементы             | Тип пробы, номер образца            |         |         |         |         |         |         |         |         |                    |        |                     |        |       |
|----------------------|-------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------------------|--------|---------------------|--------|-------|
|                      | термальные подземные воды, скважины |         |         |         |         |         |         |         |         | поверхностные воды |        | водовмещающие толщи |        |       |
|                      | 1-87                                |         |         | 2-87    |         |         | 3-87    |         |         | р. Кульдур         |        | K1                  | K2     | K4    |
|                      | min                                 | max     | среднее | min     | max     | среднее | min     | max     | среднее | 1                  | 2      |                     |        |       |
| La                   | 0,00457                             | 0,02010 | 0,00979 | 0,00257 | 0,00908 | 0,00605 | 0,01220 | 0,01604 | 0,01071 | 0,1725             | 0,1307 | 22,52               | 23,01  | 16,60 |
| Ce                   | 0,01140                             | 0,02994 | 0,01729 | 0,00521 | 0,03944 | 0,01741 | 0,01810 | 0,03707 | 0,02086 | 0,2168             | 0,1741 | 47,18               | 47,47  | 52,18 |
| Pr                   | 0,00475                             | 0,00401 | 0,00297 | 0,00291 | 0,00117 | 0,00166 | 0,00206 | 0,00264 | 0,00187 | 0,0419             | 0,0312 | 6,17                | 5,84   | 3,51  |
| Nd                   | 0,00350                             | 0,01617 | 0,00785 | 0,00247 | 0,00374 | 0,00414 | 0,00838 | 0,00976 | 0,00705 | 0,1640             | 0,1219 | 23,16               | 22,81  | 12,20 |
| Sm                   | 0,00111                             | 0,00281 | 0,00178 | 0,00065 | 0,00117 | 0,00124 | 0,00172 | 0,00229 | 0,00154 | 0,0274             | 0,0220 | 5,18                | 4,12   | 2,08  |
| Eu                   | 0,00023                             | 0,00084 | 0,00055 | 0,00015 | 0,00030 | 0,00027 | 0,00053 | 0,00064 | 0,00049 | 0,0050             | 0,0042 | 1,59                | 1,61   | 0,79  |
| Gd                   | 0,00093                             | 0,00256 | 0,00178 | 0,00128 | 0,00112 | 0,00139 | 0,00141 | 0,00258 | 0,00160 | 0,0236             | 0,0190 | 4,19                | 4,28   | 1,50  |
| Tb                   | 0,00012                             | 0,00033 | 0,00024 | 0,00013 | 0,00012 | 0,00018 | 0,00029 | 0,00035 | 0,00025 | 0,0028             | 0,0024 | 0,61                | 0,57   | 0,20  |
| Dy                   | 0,00083                             | 0,00134 | 0,00119 | 0,00050 | 0,00070 | 0,00102 | 0,00168 | 0,00165 | 0,00131 | 0,0129             | 0,0125 | 3,19                | 2,82   | 0,92  |
| Ho                   | 0,00014                             | 0,00039 | 0,00028 | 0,00012 | 0,00012 | 0,00019 | 0,00024 | 0,00041 | 0,00025 | 0,0026             | 0,0021 | 0,59                | 0,54   | 0,17  |
| Er                   | 0,00093                             | 0,00067 | 0,00086 | 0,00081 | 0,00076 | 0,00081 | 0,00099 | 0,00115 | 0,00081 | 0,0077             | 0,0075 | 1,79                | 1,54   | 0,45  |
| Tm                   | 0,00006                             | 0,00013 | 0,00015 | 0,00002 | 0,00007 | 0,00010 | 0,00010 | 0,00019 | 0,00013 | 0,0011             | 0,0010 | 0,27                | 0,20   | 0,06  |
| Yb                   | 0,00038                             | 0,00074 | 0,00076 | 0,00040 | 0,00047 | 0,00068 | 0,00055 | 0,00094 | 0,00063 | 0,0069             | 0,0054 | 1,37                | 1,17   | 0,34  |
| Lu                   | 0,00009                             | 0,00015 | 0,00016 | 0,00005 | 0,00010 | 0,00011 | 0,00010 | 0,00020 | 0,00013 | 0,0011             | 0,0011 | 0,20                | 0,17   | 0,05  |
| ΣРЗЭ                 | 0,02903                             | 0,08018 | 0,04561 | 0,01691 | 0,05836 | 0,03517 | 0,04834 | 0,07589 | 0,04761 | 0,6864             | 0,5351 | 118,01              | 116,15 | 91,05 |
| (La/Yb) <sub>n</sub> | 8,63                                | 19,39   | 10,07   | 4,61    | 14,01   | 7,35    | 15,91   | 12,24   | 11,71   | 17,90              | 17,21  | 11,80               | 14,17  | 34,54 |
| Eu/Eu*               | 0,69                                | 0,95    | 1,03    | 0,50    | 0,60    | 0,65    | 1,04    | 1,15    | 1,17    | 0,60               | 0,62   | 1,05                | 1,17   | 1,36  |
| Ce/Ce*               | 0,60                                | 0,82    | 0,93    | 0,47    | 2,97    | 1,45    | 0,02    | 1,40    | 0,79    | 0,63               | 0,67   | 0,98                | 1,00   | 1,68  |
| ΣЛРЗЭ, %             | 83,43                               | 87,58   | 82,76   | 77,82   | 91,56   | 81,11   | 84,28   | 86,31   | 84,10   | 86,71              | 85,58  | 83,91               | 85,34  | 92,80 |
| ΣСРЗЭ, %             | 4,62                                | 4,54    | 5,02    | 4,79    | 2,53    | 4,74    | 4,65    | 3,86    | 4,45    | 4,72               | 4,89   | 5,74                | 4,93   | 3,15  |
| ΣТРЗЭ, %             | 11,95                               | 7,88    | 12,22   | 17,45   | 5,91    | 13,98   | 11,07   | 9,83    | 11,45   | 8,57               | 9,53   | 10,35               | 9,72   | 4,05  |

Примечания: 1 — проба отобрана в верховье р. Кульдур (10 км выше расположения скважин), 2 — проба отобрана в среднем течении реки, в 10 м от скважин.

По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые (хлоридно-фторидно-гидрокарбонатные натриевые). Значительные отличия макросостава между водами различных термальных зон не выявлены (рис. 4). Содержание  $\text{Na}^+$  достаточно высокое и достигает 94 мг/л, а  $\text{K}^+$  — весьма низкое (до 4,17 мг/л). Среди анионов наиболее распространен ион  $\text{HCO}_3^-$ , диапазон его концентрации изменяется от 125,2 до 152,6 мг/л; на втором месте  $\text{Cl}^-$ , содержание которого может достигать до 30,5 мг/л, далее следуют  $\text{F}^-$  (20,6 мг/л) и  $\text{SO}_4^{2-}$  с концентрацией до 19,3 мг/л (табл. 3). Воды обогащены кремнием ( $>100$  мг/л  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ), алюминием ( $\geq 10$  мг/л), вольфрамом, молибденом и рядом других аниогенных элементов. Содержание катиона  $\text{Mg}^{2+}$  ничтожно, и максимальная концентрация составляет 0,03–0,17 мг/л, что свидетельствует об отсутствии смешения термальных и пресных подземных вод.

В термальных водах центральной зоны (проанализированы данные химического состава термальных вод из скважины 1-87) наблюдается значимая корреляция (рис. 5) между содержанием натрия и кремния ( $R_2=0,61$ ), фтором ( $R_2=0,73$ ), хлором ( $R_2=0,38$ ), гидрокарбонатом ( $R_2=0,87$ ), а также между кремнием и фтором ( $R_2=0,47$ ). Подобные соотношения косвенно указывают на единый источник этих элементов.

Мониторинг гидрохимических параметров, проведенный нами на основе данных химического состава, предоставленных В.В. Кулаковым, показывает, что содержание  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ , pH в скважине 1-87 практически не изменяется в течение 13 лет (рис. 6, А, Б). В то время как концентрация  $\text{Na}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  и минерализации резко возрастает в изучаемом временном отрезке (рис. 5, А, Б). Мы привели данные только для скважины 1-87, поскольку вариативные графики

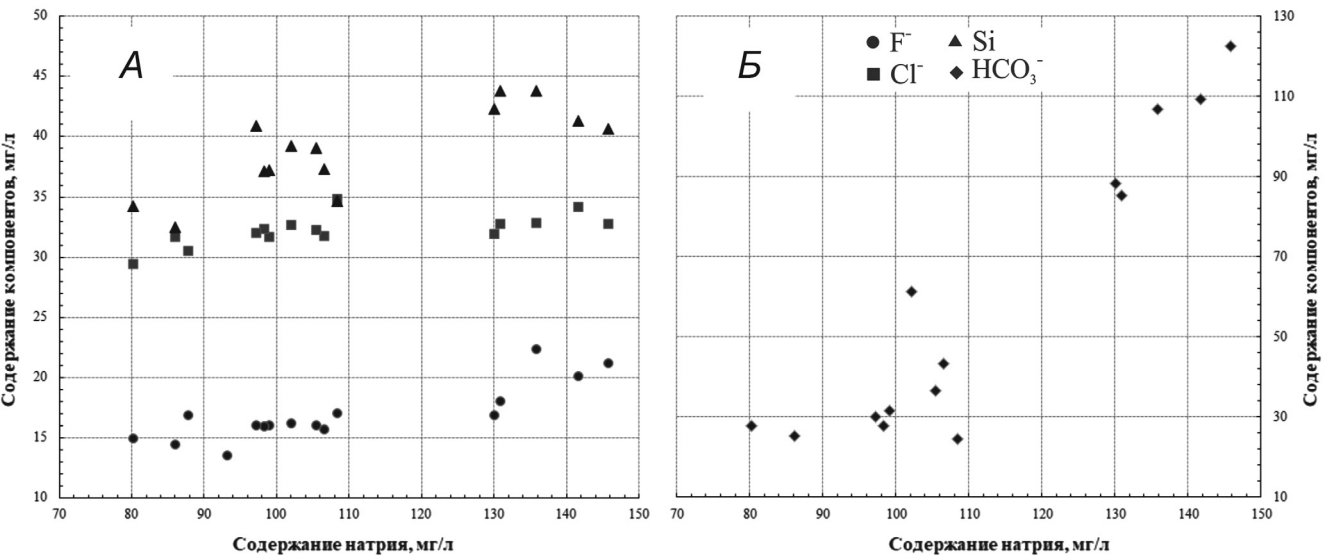


Рис. 5. Соотношение содержания натрия с фтором, хлором, кремнием (А) и гидрокарбонатом (Б) в термальных водах центральной зоны (скважина 1-87) месторождения Кульдур.

для скважины 2-87 практически идентичны. Проведенный нами в 2014–2019 гг. мониторинг показывает, что содержание компонентов увеличивается и в настоящее время. Заметим, что увеличение концентрации  $\text{HCO}_3^-$  происходит стремительнее, чем  $\text{Na}^+$ : за время мониторинга концентрация  $\text{Na}^+$  выросла в 1,5 раза, а  $\text{HCO}_3^-$  — в 4 раза. Также отметим и неуклонный рост содержания  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  после 1996 г. (рис. 6, А). Установлено, что начало увеличения содержания  $\text{Na}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$  совпадает по времени с увеличением объема водоотбора из этих скважин. За период с 1996 по 2003 г. водоотбор из скв. 1-87 увеличился на 42 122 м<sup>3</sup>/год, а водоотбор из скв. 2-87 — на 69 526 м<sup>3</sup>/год. Вероятно, при увеличении водопотребления произошло подтягивание термальных вод из более глубоких горизонтов и более интенсивное извлечение эле-

ментов из водовмещающих толщ, именно с этим процессом связано увеличение минерализации вод и концентрации натрия, фтора и кремния.

Проведенные нами исследования доказывают, что высокая концентрация  $\text{F}^-$  (до 20 мг/л) в термальных водах месторождения Кульдур обусловлена высоким содержанием этого элемента в водовмещающих толщах. В исследованных гранитах и гранодиоритах диагностировано значительное количество апатита (рис. 2).

Содержания изотопа  $^{222}\text{Rn}$  в азотных термах месторождения невелико и составляет  $2,51 \pm 0,31$  Бк/кг для вод из скважины 1-87 и  $1,82 \pm 0,26$  Бк/кг для скважины 2-87.

Концентрация истинно растворенных форм РЗЭ (табл. 2) в исследуемых водах низкая и колеблется в достаточно широких пределах — от 0,016

Таблица 3

Химический состав поверхностных и подземных вод района исследования

| Год                | Номер скважины                 | T, °C | pH   | Eh, мВ | Минерализация, мг/л | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | Cl <sup>-</sup> | Br <sup>-</sup> | F <sup>-</sup> | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | SiO <sub>2</sub> | C <sub>общ.</sub> | C <sub>орг.</sub> |
|--------------------|--------------------------------|-------|------|--------|---------------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|----------------|-------------------------------|------------------|------------------|-----------------|----------------|------------------|-------------------|-------------------|
|                    |                                |       |      |        |                     | мг/л                          |                 |                 |                |                               |                  |                  |                 |                |                  |                   |                   |
| Термальные воды    |                                |       |      |        |                     |                               |                 |                 |                |                               |                  |                  |                 |                |                  |                   |                   |
| 2018               | 1-87                           | 71,0  | 8,02 | -      | 399,8               | 11,20                         | 22,20           | 0,05            | 13,50          | 152,9                         | 1,76             | 0,12             | 89,08           | 4,17           | 104,76           | 16,1              | 2,5               |
|                    | 2-87                           | 71,4  | 7,87 | -375,0 | 397,5               | 19,30                         | 30,50           | 0,07            | 20,60          | 128,3                         | 1,90             | 0,07             | 88,60           | 2,09           | 106,07           | 13,4              | 0,5               |
|                    | 3-87                           | 64,7  | 7,82 | -290,0 | 375,6               | 14,40                         | 24,50           | 0,05            | 15,30          | 133,6                         | 2,11             | 0,04             | 94,20           | 2,40           | 89,06            | 17,0              | 1,0               |
| 2019               | 1-87                           | 72,0  | 7,87 | -243,0 | 396,0               | 16,10                         | 30,50           | 0,08            | 16,80          | 134,5                         | 1,71             | 0,03             | 85,97           | 1,95           | 108,32           | 16,1              | 1,7               |
|                    | 2-87                           | 72,0  | 9,09 | -299,0 | 378,0               | 15,70                         | 30,80           | 0,09            | 17,10          | 125,2                         | 1,75             | 0,02             | 83,56           | 1,88           | 101,89           | 23,3              | 1,8               |
| Поверхностные воды |                                |       |      |        |                     |                               |                 |                 |                |                               |                  |                  |                 |                |                  |                   |                   |
| 2018               | р. Кульдур, возле скважин      | 12,0  | 5,70 | -      | 48,8                | 1,47                          | 0,79            | <0,05           | 0,13           | 11,2                          | 7,25             | 0,98             | 3,35            | 0,38           | 12,40            | 8,52              | 5,8               |
|                    |                                | 9,0   | 7,95 | 42,0   | 43,5                | 2,92                          | 0,94            | <0,05           | <0,1           | 16,8                          | 6,84             | 1,03             | 3,11            | 0,36           | 10,39            | 9,72              | 2,6               |
| 2019               | р. Кульдур, 10 км выше скважин | 9,0   | 6,50 | 281,0  | 49,6                | 2,71                          | 0,40            | <0,05           | <0,1           | 20,9                          | 6,71             | 0,83             | 1,90            | 0,27           | 15,11            | 9,77              | 2,3               |
|                    | ПР1                            | 8,0   | 5,50 | 101,0  | 45,1                | 3,07                          | 0,29            | <0,05           | <0,1           | 18,2                          | 5,41             | 0,77             | 2,03            | 0,31           | 13,98            | 8,93              | 1,6               |
|                    | ПР2                            | 8,0   | 6,51 | 43,0   | 41,9                | 3,47                          | 0,29            | <0,05           | <0,1           | 16,0                          | 7,78             | 0,76             | 1,76            | 0,28           | 10,41            | 10,5              | 2,3               |

Примечание. ПР1 и ПР2 — малые поверхностные водотоки в районе исследования.

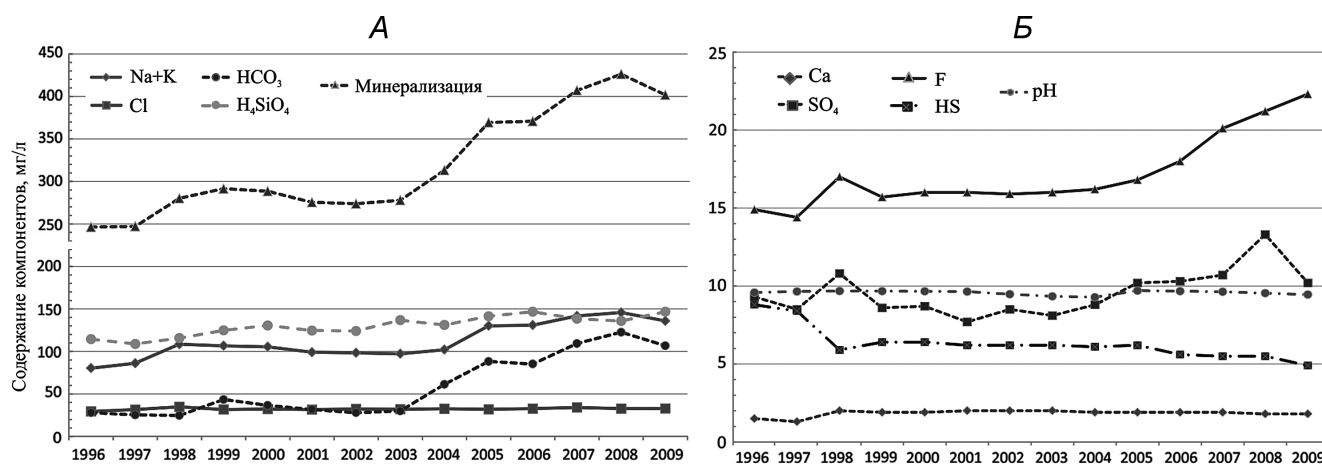


Рис. 6. Изменение содержания компонентов в скважине 1-87. Построено авторами по данным [Кулаков, 2014]

до 0,08 ppb. Во всех пробах преобладают легкие РЗЭ (около 89%), затем следуют тяжелые РЗЭ (не более 17%) и средние (до 6,4%). В целом общая низкая концентрации РЗЭ в рассматриваемых термальных водах типична для низкоминерализованных вод кристаллических массивов [Чудаев и др, 2017; Демонова и др., 2019]. Такое низкое содержание РЗЭ обусловлено щелочной pH водной средой, при которой элементы группы в воде практически не накапливаются. Коэффициент  $(La/Yb)_n$ , характеризующий величину фракционирования легких лантаноидов относительно тяжелых, варьирует от 0,69 до 1,15 для скв. 1-87, от 0,61 до 2,14 для скв. 2-87 и от 0,9 до 2,14 для скв. 3-87.

Нормированные графики (рис. 3) демонстрируют отчетливое снижение содержания в сторону тяжелых РЗЭ, в целом форма кривых распределения РЗЭ в водах подобна трендам распределения РЗЭ в плагиоклазе и калиевом полево шпате. Несмотря на значительное колебание абсолютных значений концентрации РЗЭ, которое иногда может достигать 35%, в исследованных водах спектры их распределения остаются стабильно похожими, что свидетельствует о едином источнике компонентов, как в термальных, так и в пресных поверхностных водах.

В исследуемых термальных водах проявлена достаточно отчетливая положительная аномалия европия  $Eu/Eu^*$ , которая составляет 0,98–2,1, 0,73–1,7 и 1,15–1,9, для скважин 1-87, 2-87 и 3-87 соответственно. Мы предполагаем, что наличие положительной аномалии европия обусловлено его поступлением в раствор при гидротермальном растворении основного минерала водовмещающих толщ — плагиоклаза (или полевого шпата). Отсутствие цериевой отрицательной аномалии в термальных водах, скорее всего, вызвано восстановительной обстановкой в исследуемой термальной системе.

Поверхностные воды района исследований содержат РЗЭ в концентрации более высокой, чем в термальных водах, однако тренды распределения

идентичны таковым в подстилающих породах водосбора и в термальных водах месторождения Кульдур (табл. 2, рис. 3), что свидетельствует об едином источнике элементов для поверхностных и подземных вод.

**Изотопный состав.** Для определения генезиса термальных подземных вод месторождения Кульдур использованы стабильные изотопы кислорода и водорода (табл. 4). Полученные данные показывают, что изотопный состав термальных вод центральной зоны (скв. 1-87 и 2-87) несколько отличается от изотопного состава вод промежуточной (скв. 3-87) и периферийных зон (скв. 3-51 и 5-51), однако все точки расположены вблизи глобальной линии метеорных вод (GMWL), т.е. генетически эти термы имеют метеорное происхождение. Наблюдается незначительный (рис. 7), характерный для термальных вод мира кислородный сдвиг вправо, который проявляется в незначительном утяжелении изотопного состава кислорода и указывает на неравновесное изотопное фракционирование, которое происходит при гидротермальном взаимодействии в системе вода–порода. Так как воды месторождения среднетемпературные, то и сдвиг незначителен. Смещение в сторону отрицательных значений  $\delta D$  относительно линии локальных метеорных вод отражает большую высоту зоны питания термальных вод [Belhai et al., 2016]. В течение периода наблюдений изотопный состав термальных вод незначительно варьирует, что, видимо, отображает наличие незначительного разбавления глубинных вод приповерхностными.

Изотопный состав малых поверхностных водотоков района исследования практически идентичен метеорным водам региона (рис. 7), в то время как в водах р. Кульдур в районе разгрузки термальных вод проявляется значительное облегчение изотопного состава как по  $\delta D$ , так и по  $\delta^{18}O$ , что обусловлено, видимо, значительной долей подземного питания в балансе реки на этом участке.

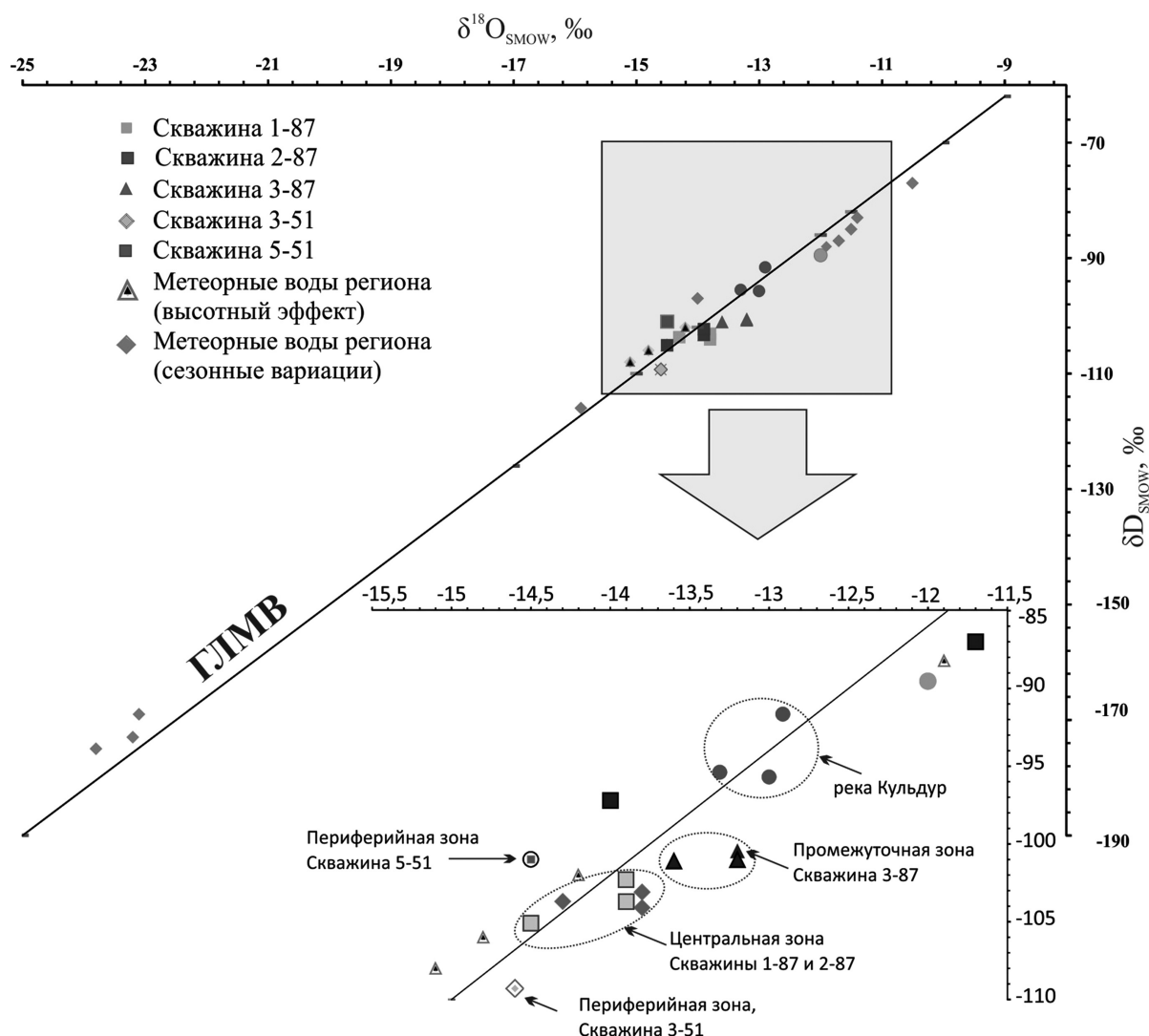


Рис. 7. Распределение стабильных изотопов водорода и кислорода в водах месторождения. Точки содержания  $^{18}\text{O}$  и дейтерия в метеорных водах построены на основе данных, рассчитанных с использованием изотопного калькулятора (The online isotopes...)

Значения  $^3\text{H}$  в термальных водах месторождения во всех скважинах близки, они очень низкие и составляют 0,3–0,7 ТЕ (при точности  $\pm 0,2$  ТЕ). Такое низкое содержание изотопа свидетельствует о том, что термальные воды имеют период водообмена более 100 лет, а также подтверждает отсутствие значительного разбавления глубинных термальных вод более холодными приповерхностными. Содержание трития в водах р. Кульдур соответствует характерным значениям для региона.

**Газовый состав.** Проведенные нами исследования химического состава газовой фазы термальных вод месторождения показали, что основной компонент как растворенных, так и спонтанных газов — азот (до 98 об.%), примеси других газов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ), как правило, незначительны (табл. 4). Присутствие кислорода в водах можно объяснить не ошибкой при отборе проб, а захватом газа из трещин при движении воды в гидротермальной системе. Установлено наличие в термальных водах инертных газов (Ar, Kr, Xe, He и Ne) в значительной концентрации ( $\geq 1,9$  об.%). В спонтанном газе наблюдается повышенное содержание тяжелых Ar,

Kr, Xe относительно легких инертных газов (He, Ne), в то время как в растворенном газе, наоборот, отмечено некоторое увеличение количества Ar, Kr, Xe и уменьшение He и Ne по сравнению с попутной фазой. В целом полученные нами значения близки опубликованным данным [Барабанов, Дислер, 1968], что свидетельствует о постоянстве газовой фазы в течение как минимум 50-летнего периода.

Значение аргон-азотного отношения  $(\text{Ar}/\text{N}_2) \cdot 100$  в исследованных водах составляет 1,86 (табл. 4), т.е. превышает как воздушное (1,18), так и характерное значение для терм (1,3) [Барабанов, Дислер, 1968]. При сопоставлении данных о газе в подобных водах кристаллических массивов различных месторождений выявляется типичная закономерность: по мере возрастания температуры вод происходит увеличение отношения  $(\text{Ar} \cdot 100)/(\text{N}_2 \cdot 1,18)$ . Это происходит вследствие разной растворимости аргона и азота при увеличении температуры. Наибольшее значение (2,62) характерно для более высокотемпературных вод Ходжи-Оби-Гарм, а наименьшее (1,19) — для месторождения

Чистоводное (табл. 4). Соотношение гелия к аргону косвенно свидетельствует о времени пребывания воды в земной коре: чем отношение больше, тем длиннее период водообмена [Барабанов, Дислер, 1968].

Таблица 4

Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода в термальных водах месторождения Кульдур

| Номер скважины      | Год  | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}, \text{‰}$ | $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}, \text{‰}$ | $^3\text{H}$ , ТЕ |
|---------------------|------|-----------------------------------------------|------------------------------------------|-------------------|
| 1-87                | 2015 | −14,3                                         | −103,7                                   | 04                |
|                     | 2018 | −13,8                                         | −104,1                                   | 0,3               |
|                     | 2019 | −13,8                                         | −103,1                                   |                   |
| 2-87                | 2015 | −14,5                                         | −105,1                                   | 0,5               |
|                     | 2018 | −13,9                                         | −103,3                                   | 0,4               |
|                     | 2019 | −13,9                                         | −102,3                                   |                   |
| 3-87                | 2015 | −13,6                                         | −101,1                                   | 0,7               |
|                     | 2018 | −13,2                                         | −100,6                                   | 0,8               |
|                     | 2019 | −13,2                                         | −100,8                                   |                   |
| 3-51                | 2015 | −14,6                                         | −109,3                                   | 0,5               |
| 5-51                | 2015 | −14,5                                         | −101                                     | 0,2               |
| р. Кульдур, точка 2 | 2015 | −13,3                                         | −95,5                                    | 18,5              |
|                     | 2018 | −12,9                                         | −91,6                                    | 17,1              |
|                     | 2019 | −13,0                                         | −95,7                                    |                   |
| ПР1                 | 2019 | −12,0                                         | −89,5                                    |                   |

На классификационной диаграмме  $\text{N}_2-(\text{CO}_2/100)-\text{Ar}-100$  попутный газ месторождения попадает в поле воздушных газов, и, соответственно, с высокой долей вероятности можно

утверждать что азот, аргон и кислород этих вод имеют атмосферное происхождение. Полученные значения  $\delta^{15}\text{N}_{(\text{газ})}$  составляют 0,1‰, что близко к атмосферному значению  $\delta^{15}\text{N}_{(\text{газ})}$ , и однозначно указывает на атмосферный генезис азота. Полученные значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  составляют −19,6÷−22,3‰, это свидетельствует о том, что углекислый газ биогенный и формируется при окислении органического вещества почвенных и подпочвенных горизонтов зон аэрации.

Изотопные соотношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ,  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  в растворенных газах. Полученные значения  $^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{изм.}}$  низкие, варьируют от  $4,12 \cdot 10^{-7}$  для вод центральной участка до  $2,86 \cdot 10^{-7}$  в водах промежуточной зоны, они несколько повышены относительно типично корового отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , равного  $2 \cdot 10^{-8}$ . Значения соотношения  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  также сильно отличаются в водах разных участков: в водах центральной зоны значения ниже, чем в водах промежуточной зоны. Расчет соотношения атмосферного, корового и мантийного гелия (табл. 5, 6) по методике Сано и Вакита [Sano, Wakita, 1985] показывает, что количество корового гелия в водах месторождения Кульдур несколько варьирует: в водах центральной зоны  $\text{He}_{\text{кор}}$  составляет ~90%, в то время как в промежуточной зоне оно равно 95%. Количество мантийного гелия ( $\text{He}_{\text{ман}}$ ) приблизительно одинаково в обеих зонах и составляет 2,1–2,6%, а атмосферного гелия ( $\text{He}_{\text{атм}}$ ) больше в центральной зоне (~7,4%) и меньше в промежуточной (2,6%).

Таблица 5

Химический состав попутного газа (об.%) термальных вод кристаллических массивов

| Место расположения                                              | Место отбора проб                   | $\text{CO}_2$ | $\text{N}_2$ | $\text{CH}_4$ | $\text{O}_2$ | He    | Ar   | $\text{N}_2/\text{Ar}$ | $100\text{Ar}/1,16\text{N}_2$ | He/Ar |
|-----------------------------------------------------------------|-------------------------------------|---------------|--------------|---------------|--------------|-------|------|------------------------|-------------------------------|-------|
| Горная система Сихотэ-Алинь                                     | месторождение Чистоводное, скважина | 0,077         | 90,61        | 0,005         | 7,76         | 0,03  | 1,27 | 71,2                   | 1.19                          | 0,02  |
| Забайкальско-Охотская складчатая область, отроги Малого Хингана | месторождение Кульдур, скважина     | 0,009         | 97,42        | 0,344         | 0,091        | 0,169 | 1,81 | 53,8                   | 1.58                          | 0,09  |
| Памиро-Алайская горная система                                  | Ходжа-Обигарм, скважина 1           | 17,50         | 77,85        | 1,577         | 0,007        | 0,361 | 2,41 | 32,3                   | 2.62                          | 0,15  |

Таблица 6

Изотопные характеристики инертных газов, отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  и рассчитанные пропорции источника гелия в азотных термальных водах месторождения Кульдур

| Номер<br>образца | Расположе-<br>ние                                    | <sup>3</sup> He                        | <sup>4</sup> He      | <sup>20</sup> Ne     | <sup>36</sup> Ar     | <sup>84</sup> Kr     | <sup>132</sup> Xe    | <sup>4</sup> He/ <sup>20</sup> Ne | <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He <sub>изм.</sub> | Происхождение гелия |      |        |
|------------------|------------------------------------------------------|----------------------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------|---------------------|------|--------|
|                  |                                                      | см <sup>3</sup> STP/г H <sub>2</sub> O |                      |                      |                      |                      |                      |                                   | п·10 <sup>-7</sup>                               | атмо-<br>сфера      | кора | мантия |
|                  |                                                      |                                        |                      |                      |                      |                      |                      |                                   |                                                  | %                   |      |        |
| RUSW-2           | Централь-<br>ная область,<br>скважи-<br>на 2-87      | 1,9·10 <sup>-12</sup>                  | 4,6·10 <sup>-6</sup> | 1,1·10 <sup>-6</sup> | 2,6·10 <sup>-6</sup> | 6,2·10 <sup>-8</sup> | 3,2·10 <sup>-9</sup> | 4,24                              | 4,12                                             | 7,4                 | 89,8 | 2,6    |
| RUSW-3           | Проме-<br>жуточная<br>область,<br>скважи-<br>на 3-87 | 4,75·10 <sup>-13</sup>                 | 1,7·10 <sup>-6</sup> | 1,4·10 <sup>-6</sup> | 7,2·10 <sup>-6</sup> | 2,5·10 <sup>-8</sup> | 1,5·10 <sup>-9</sup> | 11,78                             | 2,86                                             | 2,6                 | 95,2 | 2,1    |



*Температура циркуляции и оценка теплового потока.* Температура термальных вод определяется множеством факторов, важнейшие из которых — глубина проникновения вод, величина геотермического градиента территории и степень разбавления горячих вод более холодными водами. Очень удобное и универсальное средство для прогноза равновесных температур в геотермальной системе вода–порода — геохимические геотермометры, основанные на реакциях ионного обмена. Однако на точность подобной оценки «глубинной» температуры и, соответственно, глубины проникновения вод могут влиять состав водовмещающих пород, смешение термальных и поверхностных вод, неравновесность системы вода–порода, состав газовых компонентов и т.д. Эти факторы могут приводить как к занижению, так и к завышению полученных результатов. Следовательно, при выборе типа геотермометра следует руководствоваться химическим составом исследуемых вод и условиями равновесия.

Были рассчитаны значения глубинной температуры термальных вод месторождения Кульдур с использованием кремниевого геотермометра [Fournier, Potter, 1982], достоинство которого заключается в его применимости для низкотемпературных вод — с температурой формирования резервуара  $\leq 200$  °С. Недостаток геотермометра — занижение температуры при смешении глубинных термальных вод с более холодными поверхностными водами, обедненными кремнеземом. На Кульдурском месторождении такое смешение не происходит, что подтверждается приведенными выше фактами (изотопным составом терм и постоянством их химического состава), поэтому был выбран именно этот геотермометр. Расчеты показывают, что диапазон изменения глубинной температуры для скважин незначителен: для скв. 3-87 (промежуточная зона)  $T_{\text{глуб}}$  составляет 96–97 °С, а в центральной зоне (скв. 1-87 и 2-87) определены максимальные значения  $T_{\text{глуб}} \approx 104$  °С.

Поскольку геотермический градиент любой территории определяется интенсивностью кондуктивного теплового потока Земли, а месторождение Кульдур расположено в Буреинской смешанной петро-гидрогеотермической провинции, то в литературе представлен широкий диапазон вариативности геотермического градиента для этой области 25–45 °С/км. Для определения геотермического градиента непосредственно в области циркуляции изучаемых термальных вод нами был рассчитан локальный геотермический градиент на основе полученных данных о соотношении изотопов гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) в термах месторождения и по формуле предложенной в работе [Поляк и др., 1979]. Наши расчеты показывают, что в границах месторождения геотермический градиент составляет 26–27 °С/

км, а глубина циркуляции вод, соответственно, определена в 3,7–3,8 км.

Таким образом, проведенные нами исследования показывают, что экзогенные факторы играют преимущественную роль при формировании термальных вод месторождения. Метеорная вода и атмосферные газы (азот, аргон, кислород) достаточно глубоко проникают внутрь земной коры по открытым трещинам (приблизительно до 4 км) и прогреваются по пути до температуры  $\sim 100$  °С. Растворенные химические компоненты, составляющие солевую фазу, поступают в воды преимущественно при растворении водовмещающих толщ. Поскольку температура воды не очень высокая, а водовмещающие толщи представлены алюмосиликатными породами, плохо растворимыми при таких  $P$ – $T$  условиях, то и минерализация вод остается низкой. Растворение алюмосиликатов обуславливает высокую концентрацию натрия, кремния и фтора в растворе. Водной миграции фтора в этих водах способствуют щелочные значения pH, натриевый состав воды и низкое содержание иона кальция.

**Заключение.** Гидрогеохимические исследования термальных вод месторождения Кульдур показывают, что основные гидрохимические параметры (минерализация, pH, Eh и температурный режим) остаются стабильными более 25 лет. Это свидетельствует о постоянстве питания термальных вод и отсутствии их смешения с приповерхностными горизонтами. Значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  убедительно демонстрируют, что в водном балансе исследованных терм доминирует инфильтрационное питание. Преимущественно натриевый состав вод определяется интенсивным растворением альбита в условиях повышенных значений температуры; этот же процесс контролирует и высокое содержание кремния в растворе. Повышенная концентрация фтора в водах также является следствием растворения водовмещающих толщ, содержащих большое количество фторсодержащих минеральных фаз. Как растворенные, так и спонтанные газы исследуемых термальных вод представлены в основном азотом (до 98 об.%) с примесью инертных газов, содержание которых в попутном и растворенном газе различно. Изотопные значения  $\delta^{15}\text{N}_{(\text{газ})}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  позволяют утверждать, что азот, несомненно, имеет воздушный генезис, в то время как углекислый газ биогенный. Соотношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  растворенных газов позволяют утверждать, что гелий — преимущественно радиогенно-коровый, примесь мантийного гелия очень незначительна и не превышает 3%. Оценка значений глубинной температуры по кремневому термометру показывает невысокую глубинную температуру (до 104 °С) исследуемых вод, а глубина их проникновения составляет около 4 км. Таким образом, уникальное сочетание благоприятных

структурно-тектонических условий территории, наличие зоны открытой трещиноватости и достаточные ресурсы нагретых подземных вод позволили сформироваться месторождению Кульдур.

**Благодарности.** Авторы благодарят В.Ю. Лаврушиа и О.Е. Лепокурову за конструктивные за-

мечания, которые помогли значительно улучшить статью.

**Финансирование.** Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (проекты № 18-05-00445\_а и № 19-55-50002\_ЯФ\_а).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР / Отв. ред. В.В. Иванов. М.: Геоминвод ЦНИИ КиФ, 1968. 120 с.
- Барышников Г.Я., Елисеев В.А. Термальные лечебные воды кремнистого состава Алтае-Саянской горной страны // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2009. № 3 (63). С. 41–47.
- Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Позднепалеозойские габброиды Малохинганского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса): возраст, геохимия, тектоническая позиция // Тихоокеанская геология. 2013. № 3. С. 44–54.
- Демонина А.Ю., Харитонов Н.А., Брагин И.В. и др. Микрокомпонентный состав низкоминерализованных терм Гиссарского хребта (Памиро-Алайская горная система) // Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330, № 9. С. 7–20.
- Демонина А.Ю., Харитонов Н.А., Корзун А.В. и др. Химический состав азотных термальных вод бальнеоклиматического курорта Ходжа-Оби-Гарм (Таджикистан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 5. С. 77–84.
- Замана Л.В. Изотопный состав водорода и кислорода азотных гидротерм Байкальской рифтовой зоны с позиций взаимодействия в системе вода–порода // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 102–106.
- Киреева Т.А., Салихов Ф.С., Бычков А.Ю., Харитонов Н.А. Химический состав и условия формирования некоторых термальных источников Таджикистана // Геохимия. 2020. Т. 65, № 3. С. 1–12.
- Компаниченко В.Н., Потурай В.А. Гидрогеохимическая зональность и эволюция состава Кульдурских терм (Дальний Восток) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2015. № 6. С. 521–534.
- Кулаков В.В. Геолого-структурные и геотермальные условия формирования термальных подземных вод Приамурья // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 66–79.
- Кулаков В.В., Сидоренко С.В. Минеральные воды и лечебные грязи Приамурья. Хабаровск: Дальневосточный гос. мед. ун-т, 2017. 474 с.
- Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 384 с.
- Пиннекер Е.В. Закономерности распространения и формирования подземных вод // Проблемы региональной гидрогеологии. М.: Наука, 1977. 195 с.
- Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л. и др. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 5. С. 647–664.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
- Потурай В.А. Органическое вещество в подземных и поверхностных водах района Кульдурского месторождения термальных вод, Дальний Восток России // Вестн. КРАУН. Науки о Земле. 2013. Вып. 21, № 1. С. 169–182.
- Рычкова К.М. Тепловой поток Тувы по изотопно-гелиевым и геотермическим данным: Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 2009. 25 с.
- Славянов Н.Н. Термы и газы Тянь-Шаня. М.: Изд-во АН СССР, 1938.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. № 5. С. 717–728.
- Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонов Н.А. и др. Геохимия и условия формирования Ульского термального источника (Охотоморское побережье, Хабаровский край) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38, № 2. С. 73–85.
- Чудаев О.В., Харитонов Н.А., Челноков Г.А. и др. Геохимические особенности поведения редкоземельных элементов в водах Дальнего Востока России в условиях природных и антропогенных аномалий. Владивосток: Дальнаука, 2017. 152 с.
- Шварцев С.Л., Замана Л.В., Плюснин А.М., Токаренко О.Г. Равновесие азотных терм байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования // Геохимия. 2015. № 8. С. 720–733.
- Шестакова А.В., Гусева Н.В. Применение геотермометров для оценки глубинных температур циркуляции термальных вод на примере Восточной Тувы // Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2018. № 1. С. 25–36.
- Belhai M., Fujimitsu Y., Bouchareb-Haouchine F. et al. A hydrochemical study of the Hammam Righa geothermal waters in north-central Algeria // Acta Geochimica. 2016. Vol. 35. P. 271–287.
- Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V. et al. Geochemistry of thermal Waters of continental margin of far East of Russia // Acta Geologica Sinica (English edition). 2016. Vol. 90, N 1. P. 276–284. DOI: 10.1111/1755-6724.12657.
- Bragin I.V., Kharitonova N.A., Chelnokov G.A. et al. REY geochemistry in groundwater from Paratunka geothermal area (Kamchatka peninsula, Far East of Russia) // Environ. Earth Sci. 2018. Vol. 77. P. 376–389. DOI: 10.1007/s12665-018-7571-7.
- Bragin I.V., Chelnokov G.A., Kharitonova N.A. Geochemistry of thermal springs at Baransky volcano, Southern Kuriles (Russia) // Environ. Earth Sci. Vol. 78. P. 79–89.
- Chelnokov G., Bragin I., Kharitonova N. Hydrochemistry of thermal waters in crystalline rocks of the Sikhote-Alin ridge, far East of Russia // E3S Web of Conferences. 2019. Vol. 98. DOI: org/10.1051/e3sconf/20199807006
- Haskin M.A., Haskin L.A. Rare earths in European shales: a redetermination // Science. 1966. Vol. 154. P. 507–509.

*Fournier R.O., Potter II R.W.* A Revised and expanded silica (quartz) // Geothermometer. Geothermal Resources Council Bull. 1982. Vol. 11, P. 3–12.

*Pearce J.A., Harris N.B. W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

*Sano Y., Wakita H.* Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: implications for arc tectonics and

incipient magmatism // J. Geophys. Res. Solid Earth. 1985. Vol. 90 (B10). P. 8729–8742.

*Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Поступила в редакцию 12.05.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 55; 624.131

**Т.И. Аверкина<sup>1</sup>**

## ПЕСЧАНЫЕ ГРУНТЫ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Охарактеризованы инженерно-геологические особенности песков, входящих в состав дочетвертичных континентальных терригенных формаций (красноцветных и сероцветных, угленосных и лигнитоносных, молассовых и молассовых угленосных), распространенных на территории России. Приведены результаты изучения состава, строения, состояния и свойств этих грунтов в пределах различных регионов России.

**Ключевые слова:** пески дочетвертичные, формации терригенные, грунты, состав, строение, свойства, Россия.

The engineering-geological features of the sands included in the pre-Quaternary continental terrigenous formations (red and gray-colored, coal-bearing and lignite-bearing, molasses and molasses coal-bearing), which are widespread in Russia, are characterized. The results of studying the composition, structure, condition and properties of these soils within the various regions of Russia are presented.

**Key words:** pre-Quaternary sands, terrigenous formations, soils, composition, structure, properties, Russia.

**Введение.** На территории России песчаные отложения дочетвертичного возраста обычно перекрыты чехлом новейших отложений и непосредственно на поверхность не выходят, но, несмотря на это, попадают в основания наземных сооружений или служат средой размещения подземных объектов, поэтому их изучение с инженерно-геологических позиций как грунтов, — актуальная научно-практическая задача.

Рассмотрены песчаные грунты, входящие в состав дочетвертичных континентальных осадочных терригенных формаций. В пределах России в сферу интересов инженерной геологии попадают следующие виды таких формаций: 1) терригенные красноцветные, 2) терригенные сероцветные, 3) терригенные угленосные, 4) терригенные лигнитоносные, 5) молассовые, 6) молассовые угленосные [Аверкина, 2018].

**Песчаные грунты терригенных красноцветных формаций.** Терригенные красноцветные формации, содержащие пески, широко распространены на Восточно-Европейской платформе, где представлены двумя разновозрастными толщами — средне-позднедевонской и позднепермской.

**Красноцветная формация  $D_{2-3}$**  развита на северо-западе платформы в пределах Главного девонского поля. Она залегает непосредственно под четвертичными отложениями на глубине от нескольких метров до 200 м, имеет мощность от 30–40 до 240–600 м и тянется широкой полосой, параллельной западному борту Московской синеклизы. Толща сложена песками, песчаниками,

алевролитами, пестрыми глинами и мергелями. Пески преобладают в нижней половине формации, представлены мелко- и среднезернистыми, реже крупнозернистыми разностями и имеют плотное сложение. Содержание кварца изменяется в них от 70 до 98%, полевых шпатов — до 19%. В химическом составе абсолютно преобладает  $\text{SiO}_2$ , на долю  $\text{F}_2\text{O}_3$  приходится от 0,06 до 1,2% [Цехомский, Карстенс, 1982].

Породы этой формации залегают в основаниях Нижне-Свирской и Верхне-Свирской ГЭС и других сооружений. В районе Верхне-Свирского гидроузла, построенного в верхнем течении р. Свирь, вскрыты верхнедевонские пестроцветные отложения мощностью 200–250 м. Они состоят из нерегулярно переслаивающихся глин, песков и песчаников с толщиной слоев от нескольких миллиметров до 1 м и более. В основании бетонной плотины в верхних 7 м 55% приходится на глины, 45% — на пески. В основании здания ГЭС их соотношение другое: 70% составляют глины, 30% — пески. Песчаные грунты глинистые, слюдистые, плотные, иногда сцементированные до состояния слабых песчаников. В гранулометрическом составе преобладают частицы размером 0,05–0,10 мм, на глинистую фракцию местами приходится до 10%. Естественная влажность песков изменяется от 13–15 до 19–21% (среднее значение 17%), плотность скелета характеризуется средним значением 1,82 г/см<sup>3</sup>, угол внутреннего трения — 30° [Астрова, Каган, 1964].

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

В основании сооружений Нижне-Свирского гидроузла, возведенного на р. Свирь в 81 км от устья, те же тонкозернистые пески характеризуются плотностью 1,97–2,43 г/см<sup>3</sup> и плотностью твердых частиц 2,62–2,74 г/см<sup>3</sup>. Сдвиговые испытания грунтов при нагрузке 0,5 МПа показали следующие результаты: у песков, сцементированных при влажности 12–16%, угол внутреннего трения ( $\varphi$ ) изменяется от 27 до 33°, а у песков рыхлых при влажности более 16%  $\varphi=12\div19^\circ$  [Карпышев, 1974].

Ареал распространения *красноцветной формации татарского отдела пермской системы* — Волго-Уральская антеклиз и восточный борт Московской синеклизы (по старой стратиграфической шкале эти отложения относились к татарскому ярусу верхней перми). Иногда в ее состав включают нижнетриасовые отложения. Формация обычно залегает под маломощным покровом четвертичных осадков, а местами выходит непосредственно на дневную поверхность. Состав толщи довольно пестрый, преобладают глины, алевролиты, песчаники и пески. Отмечены горизонты палеопочв [Муравьев и др., 2016]. Пески, в том числе битумсодержащие, встречаются и в более ранних отделах пермской системы, при этом часть из них — продукт эоловой переработки прибрежно-морских отложений [Хасанов и др., 2017; Муллакаев, Хасанов, 2019].

В борту Московской синеклизы отложения плохо сортированные, от тонкозернистых глинистых до крупнозернистых, преобладают мелкозернистые слюдистые разности. Толща в целом характеризуется большой изменчивостью по площади и разрезу: с запада на восток по мере приближения к Уралу (области сноса) укрупняется гранулометрический состав отложений, уменьшается их карбонатность и увеличивается мощность от 100 до 400 м. Пески полимиктовые, в химическом составе от 71,08 до 97,50% приходится на SiO<sub>2</sub>, 1,60–3,50% на Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0,10–0,37% на F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Цехомский, Карстенс, 1982].

Пески не преобладают в этой формации. Их изучение в районе г. Нижнекамск показало, что они залегают на глубине от 20 до 28 м в виде прослоев мощностью от 0,5 до 3,0 м в глинистой толще и представлены преимущественно пылеватыми разностями. В табл. 1 приведены средние значения показателей их свойств [Воробьев, Шлыкова, 2010].

В Центральном Поволжье пески рассматриваемой формации изучали в связи со строительством Чебоксарской и Горьковской (Нижегородской) ГЭС. В основаниях этих гидроузлов под четвертичными отложениями залегает пестроцветная толща мощностью 120–150 м, которая делится на три свиты — сарминскую, уржумскую и сарбайскую. Породы залегают горизонтально или с небольшим уклоном (1–3°) и обнажены на склонах долин и в оврагах правого берега Волги.

В районе Чебоксарской ГЭС пески встречаются в разрезе в виде линз и прослоев. Они представлены пылеватыми разностями, глинистыми, слабосцементированными. По результатам изучения свойств песков для 35 образцов получены значения средних и расчетных показателей, которые отражены в табл. 1. Кроме того, были определены углы откоса песков в сухом состоянии и под водой, равные 43 и 26° соответственно. По данным откачек значения коэффициента фильтрации песков и алевролитов изменяются от 0,03 до 3,6 м/сут. [Ларионов и др., 1986].

В основаниях Горьковской (Нижегородской) ГЭС верхнетатарские пески развиты более широко, на их долю приходится до 50% разреза сарминской свиты. По составу они в основном полевошпатово-кварцевые с примесью слюды и карбонатов, на 75–80% состоят из частиц размером 0,10–0,25 мм, окрашены в бурый, реже в зеленовато-серый цвет. В качестве расчетных показателей физических свойств песков изыскатели рекомендовали значения, приведенные в табл. 1. Грунты характеризуются невысокой водопроница-

Таблица 1

Свойства песков татарского яруса (отдела) Центрального Поволжья, по [Пестовский, Зенкова, 1962; Ларионов и др., 1986; Воробьев, Шлыкова, 2010]

| Показатели свойств                         | Район Чебоксарской ГЭС |                      | Район Горьковской ГЭС | Район г. Нижнекамск |
|--------------------------------------------|------------------------|----------------------|-----------------------|---------------------|
|                                            | среднее значение       | расчетные показатели | расчетные показатели  | среднее значение    |
| Влажность                                  | 0,19                   | 0,20                 |                       | 0,22                |
| Плотность грунта, г/см <sup>3</sup>        | 2,08                   | 2,05                 | 1,65                  | 1,94                |
| Плотность сухого грунта, г/см <sup>3</sup> | 1,75                   | 1,71                 |                       | 1,59                |
| Плотность частиц, г/см <sup>3</sup>        | 2,72                   | 2,72                 | 2,68                  | 2,66                |
| Степень влажности                          | 0,94                   |                      |                       | 0,88                |
| Коэффициент пористости                     | 0,55                   |                      | 0,59                  |                     |
| Угол внутреннего трения, град.             | 33*                    | 17*                  |                       | 33                  |
| Сцепление, МПа                             | 0,035*                 | 0*                   |                       | 0,006               |
| Модуль деформации, МПа                     |                        | 22,5                 |                       | 13,2                |

\* Определены методом ускоренного (быстрого) сдвига под водой.

емостью — коэффициент фильтрации составляют около 2,5 м/сут. [Пестовский, Зенков, 1962].

**Песчаные грунты терригенных сероцветных формаций.** На юге платформы в пределах Ергинской возвышенности выделяется молодая **плиоценовая** терригенная сероцветная формация мощностью до 60–80 м. Она сложена песками с небольшими глинистыми прослоями в кровле и слоями песчаников в подошве. Накопление этих отложений связывают с деятельностью водных потоков, стекавших на юго-восток с центральных районов Русской плиты [Инженерная..., 1978]. Пески светлые, косослоистые, преимущественно мелкозернистые. В минеральном составе преобладает кварц (93,0–98,5%), от 0,8 до 6,0% приходится на полевые шпаты и до 3,0% — на глауконит [Цехомский, Карстенс, 1982]. В тяжелой фракции обнаружены дистен, биотит, циркон, турмалин, ставролит, хлорит [Свиточ, Макшаев, 2015]. В зоне аэрации пески имеют естественную влажность от 1 до 20%, плотность 1,49 г/см<sup>3</sup>, в рыхлом сложении — 1,35 г/см<sup>3</sup>, в плотном — 1,67 г/см<sup>3</sup>. Для среднезернистых разностей эти показатели равны 1,62, 1,25 и 1,65 г/см<sup>3</sup> соответственно. Угол естественного откоса в сухом состоянии изменяется от 29 до 35° (среднее значение 31°), под водой снижается до 27°. Коэффициент фильтрации составляет 12–38 м/сут. [Инженерная..., 1978].

В платформенных регионах Западной и Восточной Сибири, а также на Дальнем Востоке получила распространение **терригенная каолиновая формация**. На древней Сибирской платформе она имеет **позднемеловой возраст**, широко развита в центральной части Вилюйской синеклизы и в Ленском прогибе, но залегает глубоко — в низовьях Алдана перекрыта почти километровой толщей новейших отложений. Мощность формации изменяется в широких пределах — от 160 м на Верхне-Вилюйском поднятии до 1000 м и более в самой погруженной части впадины. До глубины 500–600 м породы находятся в основном в мерзлом состоянии.

В устье р. Вилюй по материалам Ленгидропроекта выделяются многолетнемерзлые и талые пески мелкозернистые, реже пылеватые, неоднородные (коэффициент неоднородности равен 5), действующий диаметр ( $d_{10}$ ) 0,045 мм. Естественная влажность талых песков варьирует в пределах 12–26% (среднее значение 20% по 13 определениям), полная влагоемкость составляет 22%. Плотность талых песков изменяется от 2,20 до 2,15 г/см<sup>3</sup> (среднее значение 2,06 г/см<sup>3</sup> по 6 определениям), плотность частиц — 2,65–2,66 г/см<sup>3</sup>, коэффициент пористости — варьирует от 0,540 до 0,592. Установлено увеличение плотности и понижение пористости грунтов вниз по разрезу, а также в направлении от платформы к Верхоянскому орогену. Рассчитанный по гранулометрическому составу коэффициент фильтрации песков составляет ~1,5 м/сут. [Инженерная..., 1977].

В пределах Нижне-Алданской впадины развита **неогеновая терригенная сероцветная формация**, также сложенная аллювиальными и озерно-аллювиальными песчано-глинистыми отложениями мощностью от 45 до 800 м (максимальная в центре впадины), которые находятся в основном в многолетнемерзлом состоянии. Изучение 100-метровой части разреза этой формации в районе Якутска показало следующие результаты. Толща представлена переслаиванием мелкозернистых песков и супесей, реже встречаются суглинки. Криотекстура песков массивная, влажность по 36 определениям изменяется от 15,9 до 22% (среднее значение 19%), плотность мерзлого грунта 1,97–2,1 г/см<sup>3</sup> (среднее 2,0 г/см<sup>3</sup>), плотность скелета 1,64–1,85 г/см<sup>3</sup> (среднее 1,65 г/см<sup>3</sup>), коэффициент пористости 0,45–0,83 (среднее 0,60). Объемная теплоемкость песков имеет среднее значение 2,09 кДж/м<sup>3</sup> · град. Коэффициент теплопроводности  $5,8 \cdot 10^{-3}$  Вт/м · град., коэффициент температуропроводности 1,66 м<sup>2</sup>/с [Инженерная..., 1977].

Терригенная каолиновая формация Западной Сибири датируется как **позднемеловая–раннеолигоценовая**. Она протягивается широкой полосой на восточной и юго-восточной перифериях плиты, где залегает под четвертичными отложениями и имеет мощность до 150 м и более. Пески в составе формации преобладают и имеют полевошпатово-кварцевый состав, а за счет белого глинистого заполнителя преимущественно каолинового состава выглядят светло-серыми и белесыми.

На юго-восточной окраине Западно-Сибирской плиты, в долинах рек Чулым, Б. Улуй и Кас, в составе этих песков преобладают две фракции: 0,1–0,25 (13–46%) и 0,25–0,5 мм (30–77%). Содержание глинистых частиц (<0,001 мм) составляет 1–3%, а суммарное содержание пылеватых частиц — 9–15%. Иногда количество глинистой фракции возрастает до 7–14%, и грунты в этом случае классифицируются уже как супеси. Присутствие каолинита обуславливает пониженную плотность грунтов (табл. 2). Несмотря на глини-

Таблица 2

Свойства песков каолиновой формации,  
по [Инженерная геология СССР. Т. 2, 4, 1976, 1977]

| Показатели свойств                            | Юго-восточная<br>окраина Западно-<br>Сибирской плиты | Зяя-Буреин-<br>ская плита |
|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------|---------------------------|
| Влажность, %                                  | 14–37                                                | 8–15                      |
| Плотность грунта, г/см <sup>3</sup>           |                                                      | 1,93–2,08                 |
| Плотность сухого грунта,<br>г/см <sup>3</sup> | 1,47–1,53                                            | 1,71–1,79                 |
| Плотность частиц, г/см <sup>3</sup>           | 2,62–2,63                                            |                           |
| Пористость, %                                 | 42–44                                                | 23–25                     |
| Угол внутреннего<br>трения, град.             | 24–27                                                | 40                        |
| Сцепление, МПа                                | 0,01–0,02                                            |                           |
| Модуль деформации, МПа                        |                                                      | 40                        |

стость, они имеют слабую водопрочность (время размокания образцов от нескольких секунд до 9 мин.). При давлении от 0,2 до 0,3 МПа коэффициент сжимаемости каолинизированных песков составляет  $a=0,13\pm 0,015 \text{ МПа}^{-1}$  (т.е. они относятся к грунтам от повышенносжимаемых до слабосжимаемых) [Инженерная..., 1976].

На Дальнем Востоке в пределах Зей-Буреинской платформы значительное площадное развитие получила **терригенная каолиновая формация**, объединяющая отложения **олигоцена** и **миоцена** мощностью от 50 до 200 м. Они представлены песками светлыми, в верхней части белыми каолинизированными, с включениями гравия и гальки, прослоями и линзами глин и лигнитов, с базальным галечниковым горизонтом. В некоторых районах разрез формации делится на нижнюю глинистую толщу с пластами углей и верхнюю песчаную. Пески полевошпатово-кварцевые, иногда кварцево-полевошпатовые. В низах толщи они гравийные, крупные и средней крупности, с галькой и мелкими линзами галечников (руслонная фация); в кровле — мелкие глинистые с косой или горизонтально-волнистой слоистостью (пойменная фация). Песчаные и гравийные зерна плохо окатаны. В целом преобладают пески средней крупности с включениями гравия и гальки. Средний гранулометрический состав (300 определений) оценивается следующими значениями: содержание фракции  $>5 \text{ мм}$  составляет 2%;  $5-2,5 \text{ мм}$  — 5%;  $2,5-1 \text{ мм}$  — 12%;  $1-0,5 \text{ мм}$  — 21%;  $0,5-0,25 \text{ мм}$  — 25%;  $0,25-0,1 \text{ мм}$  — 18%;  $0,1-0,01 \text{ мм}$  — 7%;  $<0,01 \text{ мм}$  — 10%. Частицы размером  $<0,01 \text{ мм}$  имеют преимущественно каолинит-гидрослюдистый состав, их содержание изменяется по разрезу от долей процента до 20–25% и более; чем крупнее пески, тем меньше в них каолинита. В мелких песках его количество может достигать до 35%, в песках средней крупности — до 20–25%, в гравелистых — до 10–12%, но чаще 3–5% [Инженерная..., 1977].

Рассмотренная олигоцен-миоценовая толща местами подстилается угленосной формацией верхнего мела-палеогена, которая тоже включает пески, но преобладают в ней глинистые отложения. Иногда обе формации объединяют в одну верхнемеловую-миоценовую угленосную.

**Песчаные грунты терригенных угленосных формаций.** Терригенные угленосные формации, включающие пески, встречаются в пределах древних и молодых платформ, а также во впадинах горно-складчатых сооружений.

Самая древняя **терригенная угленосная формация визейского яруса нижнего карбона** залегает близко к поверхности в западном и юго-западном бортах Московской синеклизы Восточно-Европейской платформы. Отложения формации распространены от Белого моря до верховьев Дона почти сплошной полосой шириной от 5 км на севере до 130 км на юге. В бортах синеклизы она

вскрыта непосредственно под четвертичным покровом, к центру впадины ее кровля погружается на глубину несколько сотен метров, а мощность увеличивается до 130 м. К отложениям визейского яруса приурочены месторождения Подмосковского и Тихвинского угольных бассейнов.

В рамках формации чередуются песчаники, алевролиты, пески, глины и прослои бурого угля. На долю песков приходится около 30% разреза. По составу они кварцевые, содержание  $\text{SiO}_2$  изменяется в них от 92,9 до 99,6%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — от 1,6 до 3,5%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — от 0,1 до 0,37% [Сехомский, Карстенс, 1982]. Преобладают тонко- и мелкозернистые, часто глинистые разности. Последние могут проявлять пльвинные свойства. У песков, содержащих до 8–13% глинистых частиц монтмориллонитового состава, способность к образованию пльвунов наиболее значительная. Для таких грунтов характерны очень высокая пористость (55–74%) и очень низкие значения коэффициента фильтрации — до 0,003 м/сут. У более чистых песков, не обладающих пльвинными свойствами, водопроницаемость на несколько порядков больше, хотя все равно невысокая — от 1 до 2 м/сут. [Инженерная..., 1978].

На востоке древней Сибирской платформы в пределах Вилуйской синеклизы и Предверхожанского прогиба выделяется более мощная и молодая **терригенная угленосная формация поздней юры-раннего мела**. Глубина ее залегания изменяется от 3–100 м на западном склоне синеклизы до 500–1000 м в центральной части, а мощность варьирует от 200 до 5200 м (в прогибе). С рассматриваемыми отложениями связаны месторождения Ленского угольного бассейна. Формация представлена чередующимися песками, песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов, гравелитов, аргиллитов, глин и углей. До глубины 400–600 м отложения находятся в многолетнемерзлом состоянии, и в инженерно-геологическом отношении они практически не изучены.

На севере Восточной Сибири, в Енисей-Хатангском прогибе под четвертичными отложениями залегает **нижнемеловая терригенная угленосная формация**, которая объединяет пески, песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты, конгломераты с прослоями и линзами углей, общая мощность до нескольких километров. В бассейне р. Хатанга она местами выходит на поверхность, а в центре прогиба погружается на глубину до 250 м. Инженерно-геологические особенности формации не изучены, можно лишь отметить, что ее верхние 50–60 м находятся в многолетнемерзлом состоянии [Инженерная..., 1990].

В центральной и южной частях Западно-Сибирской платформы под покровом новейших отложений выделяется молодая **терригенная лигнитоносная формация олигоценного** возраста. Ее мощность изменяется от 20 до 300 м и увеличивается от периферии к центру плиты. В этом



же направлении повышается глубина залегания формации: на юго-западе она вскрыта в долинах даже небольших рек, а в центре — только во врезках Оби. Толща представлена песками, супесями, суглинками и глинами с прослоями и линзами лигнитов и бурых углей. Аллювиальные пески (атлымская свита) более крупные, преимущественно кварцевые и полевошпатово-кварцевые. Озерные и озерно-аллювиальные пески (туртасская, журавская, нижнезнаменская свиты) более тонкие, глауконит-кварцевые, иногда ленточно-слоистые.

В юго-западной части плиты (Зауральская область) пески преобладают в этой формации. До 98,5% их химического состава приходится на кремнезем. В минеральном составе до 97% составляет кварц, на севере области отмечено существенное содержание полевых шпатов (30–40%), в незначительном количестве присутствуют слюда и темноцветные минералы. Химический состав песков на Тумашевском месторождении характеризуется следующими показателями: содержание  $\text{SiO}_2$  в среднем составляет 95,5%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — от 1,0 до 3,0%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — до 2,0% [Цехомский, Карстенс, 1982].

Пески мелкие и пылеватые, реже средней крупности, с довольно частыми гравийно-галечниковыми прослоями. В мелких, хорошо отсортированных песках преобладают частицы размером 0,25–0,1 мм (70–90%), в пылеватых — частицы размером 0,25–0,05 мм (75–96%). В естественном залегании они обычно имеют среднюю плотность сложения (1,39–1,57 г/см<sup>3</sup>), высокую пористость (42–55%), высокую влажность (до 40–50%) и характеризуются довольно слабой водопроницаемостью — коэффициент фильтрации изменяется от десятых долей до 4,0–4,5 м/сут. [Инженерная..., 1976].

На противоположной, юго-восточной, части плиты (Южная Обь-Енисейская область) у песков рассматриваемой формации диапазон изменения гранулометрического состава более широкий — от пылеватых до крупных, но чаще встречаются мелкие разности. В их составе, как и в предыдущем случае, преобладают частицы размером 0,25–0,1 мм, но их содержание меньше (47–87%). На дренированных участках (в обнажениях) пески классифицируются как маловлажные и влажные, а в скважинах, как правило, вскрываются в водонасыщенном состоянии. Определение гранулометрического состава этих песков на Тазовском п-ове и в Надым-Пуровском междуречье показало, что в этих районах развиты пески пылеватые и мелкие, реже средней крупности.

Инженерно-геологические особенности песков лигнитоносной формации были также изучены на территории западной части Белогорского материка (Обско-Казымская область), где в середине XX в. предполагалось строительство Кондинских гидротехнических сооружений для переброски стока сибирских рек на юг. На правом берегу Оби выше

Ханты-Мансийска от пос. Горный до пос. Бол. Атым лигнитоносная формация, представленная переслаиванием песчано-глинистых отложений, выходит на поверхность. Пески кварцевые, однородные, на минералы тяжелой фракции приходится 1–7%. Преимущественное развитие получили мелкие разности, реже встречаются пески средней крупности и пылеватые. В мелких преобладают частицы размером 0,25–0,1 мм (92%), в песках средней крупности 60% составляют частицы диаметром 0,5–0,25 мм. В природных условиях пески имеют влажность 20–25% и степень влажности 0,8–1,0. Плотность в рыхлом сложении изменяется от 1,27 до 1,54 г/см<sup>3</sup> (у песков средней крупности среднее значение 1,50 г/см<sup>3</sup>, у мелких 1,42 г/см<sup>3</sup> и у пылеватых 1,33 г/см<sup>3</sup>), в плотном сложении эти показатели возрастают на 0,2–0,3 г/см<sup>3</sup>. Пористость песков в рассматриваемой области ниже, чем в Зауральской, а углы откоса выше (табл. 3.). При определении коэффициента фильтрации песков в рыхлом и плотном сложении в первом случае получены значения 5–14 м/сут., во втором — 1–9 м/сут. [Инженерная..., 1976].

Таблица 3

Свойства песков терригенной лигнитоносной формации олигоценного возраста, по [Инженерная геология СССР, Т. 2, 1976]

| Показатели свойств                                 | Зауральская область | Южная Обь-Енисейская область | Обско-Казымская область |
|----------------------------------------------------|---------------------|------------------------------|-------------------------|
| Плотность скелета, г/см <sup>3</sup>               | 1,20–1,40           | 1,46–1,64                    |                         |
| Плотность частиц, г/см <sup>3</sup>                | 2,63–2,67           | 2,58–2,67                    | 2,64–2,66               |
| Пористость при рыхлом сложении, %                  | 48–58               |                              | 42–50                   |
| Пористость при плотном сложении, %                 | 37–48               |                              | 30–40                   |
| Угол естественного откоса в сухом состоянии, град. | 22–45               |                              | 33–35                   |
| Угол естественного откоса под водой, град.         | 20–39               |                              | 30–32                   |

**Песчаные грунты молассовых формаций.** Среди этого типа отложений довольно широко распространены угленосные разности. Пески встречаются в составе сравнительно молодых мезозойских или кайнозойских моласс. В первых они чаще всего залегают лишь в виде прослоев среди более литифицированных и сцементированных обломочных пород, в кайнозойских молассовых формациях песчаная составляющая более значительна. Пески в молассах описаны в Предверхоанском прогибе и прилегающей Вилуйской синеклизе, а также во впадинах Алтае-Саянского, Забайкальского и Дальневосточных орогенов.

В Предверхоанском прогибе и Вилуйской синеклизе *молассовидная формация нижней и средней юры* образовалась в условиях неустойчивого режима (континентального, морского и прибреж-

но-морского). В прогибе ее мощность доходит до 500 м, возрастной диапазон более широкий, но пески развиты очень ограниченно. Породы залегают моноклинально, с постепенным увеличением угла наклона к осевой части прогиба от нескольких десятков минут до  $3^\circ$ , и осложнены многочисленными брахиантиклиналями, структурными носами и флексурными перегибами. В синеклизе толща характеризуется более спокойным залеганием пластов. В бортах она вскрыта под кайнозойскими отложениями, в восточном направлении погружается под мезозойские отложения, в этом же направлении ее мощность увеличивается от 100 до 900 м.

Формация объединяет ритмично чередующиеся пески, песчаники, алевролиты, глины и аргиллиты, а также конгломераты и галечники в нижней части и незначительные прослои карбонатных пород. На водоразделах до глубины 500–600 м отложения находятся в многолетнемерзлом состоянии. Пески, на долю которых приходится существенная часть разреза в пределах синеклизы, разнозернистые, имеют полевошпатово-кварцевый состав и содержат многочисленные лимонит-песчаниковые и марказитовые стяжения. Плотность частиц в среднем составляет  $2,67 \text{ г/см}^3$ , плотность в естественном залегании —  $1,4\text{--}1,8 \text{ г/см}^3$ , пористость — 40–44%. Естественная влажность изменяется в широких пределах — от 6 до 34%, полная влагоемкость — от 10 до 38%. При заложении глубоких выемок рекомендуемый угол откоса — не круче  $35\text{--}38^\circ$  (при отсутствии водоносного горизонта) [Инженерная..., 1977].

В Алтае-Саянском орогене мезозойские пески встречаются в Назаровской и Кузнецкой впадинах в рамках **меловой молассовой формации**, представленной песчаниками, алевролитами, аргиллитами, песками и глинами. Ее мощность в центрах впадин может доходить до 600–800 м. Пески озерные и аллювиальные, иногда косослоистые, со стяжениями известковистых песчаников. Толща подстилается угленосными юрскими отложениями, с которыми связаны месторождения Кузбасса и КАТЭКа, и входит в состав вскрышных пород при открытой разработке угля. Нижняя и средняя части формации сложены тонко переслаивающимися красноцветными и пестроцветными аргиллитами и алевролитами с маломощными прослоями песков и слабосцементированных песчаников, с единичными прослоями известняков общей мощностью 150–160 м. Верхняя часть толщи мощностью 50–60 м представлена плотными песками и слабосцементированными песчаниками с линзами карбонатных песчаников и прослоями красноцветных аргиллитоподобных глин. Среди песчаников и плотных песков преобладают мелко- и среднезернистые кварцевые и полевошпатово-кварцевые разности с горизонтальной, реже с косой слоистостью. Пески, несмотря на плотное сложение,

характеризуются слабой водопрочностью (образцы размокают за 2–5 мин.) и на береговых склонах густо изрезаны узкими V-образными промоинами глубиной 5–10 м [Инженерная..., 1977].

В Убсунурской, Чуйской и Курайской впадинах описана более молодая **палеоген-неогеновая моласса** (иногда выделяемая как терригенная красноцветная формация), сложенная суглинками, глинами, песками и галечниками. Отложения залегают практически горизонтально и характеризуются отчетливо выраженной слоистостью. Мощность формации предположительно достигает 800 м [Инженерная геология СССР. Алтае-Саянский ..., 1990].

Пески в составе моласс встречаются и описаны в некоторых впадинах Прибайкалья и Забайкалья. В межгорных депрессиях Шилкинско-Аргунского среднегорья (Торейской, Ононской, Борзинской, Шилкинской и др.) под четвертичными отложениями вскрыта **неогеновая молассовая формация**, представляющая собой сложный комплекс континентальных образований (элювиальных, делювиально-пролювиальных, аллювиальных и озерных) мощностью до 100 м и более. Грунты находятся в талом и многолетнемерзлом состоянии. В толще преобладают пески, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, нередко каолинизированные, которые по простирацию часто замещаются глинами. В прибортовых частях впадин залегают галечники. Гранулометрический состав песков изменяется в широких пределах — от гравелистых до мелкозернистых, при этом наибольшим распространением пользуются крупнозернистые, гравелистые, плохо отсортированные разности. Талые пески, по данным Читаягеология, характеризуются следующими показателями свойств: плотность твердых частиц  $2,59\text{--}2,72 \text{ г/см}^3$  (среднее медианное значение по 80 определениям  $2,65 \text{ г/см}^3$ ), плотность в естественном залегании  $1,48\text{--}1,94 \text{ г/см}^3$  (среднее по 32 определениям  $1,76 \text{ г/см}^3$ ), пористость 26,5–43,5% (среднее по 32 определениям 35%), коэффициент пористости 0,35–0,81 (среднее по 15 определениям 0,62). Естественная влажность изменяется от 3 до 19,5% (среднее по 93 определениям — 10,5%), степень водонасыщения — 0,23–0,73 (среднее по 6 определениям — 0,55). Угол внутреннего трения песков составляет  $30\text{--}42^\circ$  (среднее значение  $35^\circ$ ), коэффициент фильтрации 0,3–26,3 м/сут. (среднее значение 3,3 м/сут.) [Инженерная..., 1977].

В Верхне-Зейской впадине Забайкалья терригенная молассовая формация датируется более широким возрастным диапазоном — **от позднего мела до палеогена**. Она имеет мощность 200–250 м, с резким угловым несогласием перекрывает более древние породы, а в юго-западной части депрессии выходит на поверхность. Породы залегают моноклинально, с небольшим ( $6\text{--}8^\circ$ ) наклоном пластов на север, северо-запад и северо-восток. Формация представлена глинами с редкими включениями

гравия и гальки, с прослоями песков и лигнитов в верхней части разреза. В основании залегает слой базального серого песка с включениями гальки мощностью до 15 м. Вблизи зон молодых разломов отмечено резкое уплотнение пород. Пески кварцевые и полевошпатово-кварцевые, от гравелистых до мелких. Преобладают пески средней крупности и мелкие каолинизированные глинистые. В верхней части разреза в них особенно много включений гальки. Галька гранитов, гнейсов, роговиков и зерна полевого шпата сильно разрушены [Инженерная..., 1977].

На Сахалине, в центральной полосе между Восточно-Сахалинскими и Западно-Сахалинскими горами, под четвертичными отложениями залегает **неогеновая моласса** очень большой мощности (1000–4500 м), которая накапливалась в основном в морских условиях и лишь верхняя ее часть — в континентальных. Пески, интересующие нас прежде всего, развиты именно в верхней части формации, а прослой глиин, алевролитов, песчаников, галечников и гравелитов имеют здесь подчиненное значение. Пески полимиктовые, горизонтально- и косослоистые. На западе Северо-Сахалинского прогиба преобладают крупнозернистые и гравелистые разности, на востоке — тонко- и мелкозернистые, нередко глинистые. При изысканиях под трассу дороги Охта–Катангли были получены следующие характеристики тонкозернистых песков. По данным гранулометрического анализа (72 определения) содержание фракций распределилось следующим образом (%): 10–2,5 мм — 2; 2,5–1 мм — 3; 1–0,5 мм — 15; 0,5–0,25 мм — 20; 0,25–0,1 мм — 30; 0,1–0,01 мм — 23; 0,01–0,005 мм — 0; 0,005–0,001 мм — 7. Плотность твердых частиц составляет 2,58–2,70 г/см<sup>3</sup>, плотность грунта 1,22–1,40 г/см<sup>3</sup>, плотность скелета грунта 1,74 г/см<sup>3</sup>, пористость 16–37%, естественная влажность 7–20%. Угол естественного откоса в сухом состоянии 35°, под водой — 24° (10 определений). Глинистые и пылеватые пески проявляют плавунные свойства [Инженерная..., 1977].

Среди моласс, как уже отмечено, встречаются угленосные разности. На юго-восточном побережье оз. Байкал описана молодая **неогеновая молассовая угленосная формация**, которая вскрыта под маломощным (2–4 м) чехлом четвертичных отложений, залегает моноклинально (угол падения 5–20° в сторону озера) и имеет мощность от нескольких десятков метров до 1200 м. Толща сложена переслаивающимися песками, песчаниками, алевролитами, глинами, углями с редкими прослоями гравелитов и мергелей. Мощность песчаных слоев от 0,2 до 5 м, местами достигает до 15 м. Пески кварцевые и полевошпатово-кварцевые, с примесью слюды (до 2,5%), иногда слабосцементированы глинисто-железистым материалом. Преобладают мелкозернистые разности. Плотность твердых частиц 2,65–2,77 г/см<sup>3</sup>, плот-

ность в естественном залегании 1,68–1,90 г/см<sup>3</sup>, пористость 38–40%. Коэффициент фильтрации мелкозернистых песков 1–3, среднезернистых — 17–50, крупнозернистых — 90–160 м/сут. [Инженерная..., 1977].

На Дальнем Востоке пески **палеоген-миоценовой молассовой угленосной** формации изучали в пределах Средне-Амурской впадины, в бортах которой толща обнажается и имеет мощность 10–50 м, а к центру впадины увеличивается до 1000 м (по геофизическим данным). Большую часть разреза составляют глинисто-алевролитовые фации озерно-болотного генезиса с многочисленными прослоями углей и лигнитов, переслаивающихся с песками русловой и пойменной фаций. В низах толщи выделяются песчаники с частыми прослоями конгломератов, гравелитов и туффитов. На окраинах впадины доминируют грубообломочные песчано-галечниковые и щебнистые отложения.

Пески полевошпатово-кварцевые, преимущественно гравелистые (гравия 30–40%), сильно-глинистые. По результатам 5 определений содержание фракции (%) размером <0,005 мм составляет 10–20; фракции 0,005–0,001 мм — 1–4; фракции <0,001 мм — 3–19. Гравий обычно крупный (%): фракция 10–5 мм составляет 44–55; фракция 5–2 мм — 11–17; 2–0,5 мм — 13–23; фракция 0,5–0,1 мм — 13–24%; <0,1 мм — 5 [Инженерная..., 1977].

Близкая по составу толща описана в Прихантэйской впадине, но там она имеет более молодой возраст (**поздний эоцен–миоцен**) и содержит значительно меньше углей, из-за чего обычно не относится к категории угленосных. В ее состав входят туфогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфов, глиин, лигнитов и бурых углей. Пески (озерно-аллювиального генезиса) встречаются в нижних 30–40 м разреза наряду с конгломератами, галечниками и песчаниками. Мощность формации изменяется от 50 до 1000 м.

**Заключение.** Дочетвертичные пески континентального происхождения на территории России встречаются в составе терригенных красноцветных и сероцветных, угленосных и лигнитоносных, молассовых и молассовых угленосных формаций. Мощность песчаных пачек составляет от нескольких метров до нескольких сотен метров. В минеральном составе песков преобладает кварц, меньше представлены полевые шпаты, иногда присутствует каолинит, содержание которого, как правило, уменьшается вниз по разрезу.

Наиболее распространены пылеватые и мелкозернистые гранулометрические разности, более грубые встречаются редко, в отличие от четвертичных песчаных грунтов. Пылеватые и глинистые пески могут проявлять плавунные свойства.

Дочетвертичные пески обычно имеют более плотное сложение, чем их вышележащие молодые аналоги, и более высокие показатели деформации.

ционных и прочностных свойств. В Западной и Восточной Сибири часть дочетвертичных песков находится в многолетнемерзлом состоянии.

**Финансирование.** Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных

исследований (проект № 17-05-00944а) в рамках программы НИР «Исследование многообразия инженерно-геологических условий территории России», запланированных в МГУ имени М.В. Ломоносова на 2016–2022 гг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Аверкина Т.И.* Пространственное распределение песков разного возраста и генезиса на территории России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 5. С. 84–91.

*Астратова Н.П., Каган А.А.* Верхне-Свирская плотина на р. Свири // Геология и плотины. Т. IV. М.; Л.: Энергия, 1964. С. 81–90.

*Воробьев Е.А., Шлыкова Т.М.* Инженерно-геологическое изучение верхнепермских грунтов в районе г. Нижнекамска // Инженерная геология. 2010. № 2. С. 56–61.

Инженерная геология СССР. Т. 1. Русская платформа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 528 с.

Инженерная геология СССР. Т. 2. Западная Сибирь. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 495 с.

Инженерная геология СССР. Т. 3. Восточная Сибирь. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 660 с.

Инженерная геология СССР. Т. 4. Дальний Восток. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 502 с.

Инженерная геология СССР. Алтае-Саянский и Забайкальский регионы. М.: Недра, 1990. 375 с.

*Карпышев Е.С.* Нижнесвирская плотина на р. Свири // Геология и плотины. Т. 7. М.: Энергия, 1974. С. 6–12.

*Ларионов А.Д., Егоров С.П., Ларионова Н.П.* Чебоксарская плотина на р. Волге // Геология и плотины. Т. 10. М.: Энергоатомиздат, 1986. С. 78–104.

*Муллагаев А.И., Хасанов Р.Р.* Признаки эолового влияния на формирование прибрежно-морских песчаных отложений в пермское время (Татарстан, Россия) // Уч. зап. Каз. ун-та. Сер. естест. науки. 2019. Т. 161, кн. 1. С. 128–140.

*Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В.* и др. Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней–верхней перми на территории Казанского Поволжья // Уч. зап. Каз. ун-та. Сер. естест. науки. 2016. Т. 158, кн. 4. С. 548–568.

*Пестовский К.Н., Зенков М.В.* Горьковская плотина на р. Волге // Геология и плотины. Т. 2. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1962. С. 68–89.

*Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.* Шоколадные глины Северного Прикаспия // Природа. 2015. № 5. С. 58–60.

*Хасанов Р.Р., Муллагаев А.И., Дусманов Е.Н.* Состав песчаников в продуктивных горизонтах пермских битумных залежей Татарстана // Уч. зап. Каз. ун-та. Сер. естест. науки. 2017. Т. 159, кн. 1. С. 164–173.

*Цехомский А.М., Карстенс Д.И.* Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР. Л.: Недра, 1982. 158 с.

Поступила в редакцию 14.01.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 550.837.3

**А.И. Груздев<sup>1</sup>, А.А. Бобачев<sup>2</sup>, В.А. Шевнин<sup>3</sup>****ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ БЕСКОНТАКТНОЙ ТЕХНОЛОГИИ МЕТОДА СОПРОТИВЛЕНИЙ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Одна из модификаций метода сопротивлений — бесконтактная технология, которая позволяет проводить измерения без гальванического контакта электродов и грунта. К таким условиям можно отнести наличие промерзшего верхнего слоя, снежный покров, выходы скальных пород, а также наличие техногенных объектов (асфальтированные и бетонные дороги, ж/д насыпи и др.). Отсутствие заземлений используемых электродов существенно ускоряет процесс измерений и уменьшает число участников полевых измерений.

В то же время расчет прямой задачи для высокочастотного переменного поля электрического поля возможен только для самых простых геоэлектрических разрезов. Поэтому условия применения бесконтактной технологии недостаточно изучены. Авторы определили допустимые разносы и электрические свойства изучаемого разреза, позволяющие применять теорию постоянного тока для интерпретации бесконтактных зондирований.

**Ключевые слова:** метод сопротивлений, бесконтактное измерение электрического поля, OhmMapper, ERA MAX, бесконтактные аппаратные комплексы, электротомография, ВЕГА, БИКС.

Resistivity method is widely used in shallow surface geophysics. Capacitive resistivity is one of techniques which help to extend usage of resistivity method for environments where galvanic coupling of electrodes is difficult, for instance, frozen ground, hard rocks and engineered structures (roads, railways and others). This technique allows fast field work without galvanic coupling electrodes. The main problem is complicated calculation of forward resistivity for simple model. In results, the limitations to the usage of the technique are not clear in theoretical and practical aspects.

The authors determinate the limits of electrical properties and distances for capacity resistivity.

**Key words:** resistivity method, capacity resistivity, OhmMapper, resistivity imaging, ERT.

**Введение.** Электрическое сопротивление пород — важная характеристика, которая зависит от множества факторов (пористость, влажность, литология и др.). Метод сопротивлений, позволяющий определить электрическое сопротивление, используется для решения широкого спектра задач: инженерных, разведочных, структурных, археологических и многих других. Для выполнения столь разноплановых исследований часто требуются специальные модификации метода сопротивлений, наиболее подходящие для решения конкретной задачи. Одна из таких модификаций — бесконтактные измерения, разработанные в середине 1970-х гг. специально для исследований в северных районах и сейчас стремительно развивающиеся. С помощью этой модификации можно проводить исследования в отсутствии гальванического заземления, при этом

существенно упростив и ускорив процесс измерений (по сравнению со стандартными вариантами метода сопротивлений).

Типичные практические ситуации, при которых возникает необходимость применять бесконтактные методы, — исследования в зонах преобладания многолетнемерзлых или скальных грунтов, при наличии снежного покрова, непроводящего искусственного покрытия (асфальт, бетон) или сыпучих непроводящих грунтов (сухой песок).

Пока методы решения прямой задачи для бесконтактных вариаций метода сопротивлений исследованы недостаточно. Кроме того, современные аппаратно-методические комплексы часто обладают сильно различающимися характеристиками. Сочетание этих факторов приводит к существенному снижению эффективности использования бесконтактных измерений. Поэтому разработка

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических исследований земной коры; канд. техн. н.; аспирант; *e-mail*: workagru@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических исследований земной коры; канд. физ.-мат. н.; доцент; *e-mail*: bobachev@gmail.com

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических исследований земной коры; докт. физ.-мат. н.; профессор; *e-mail*: shevninvlad@yandex.ru

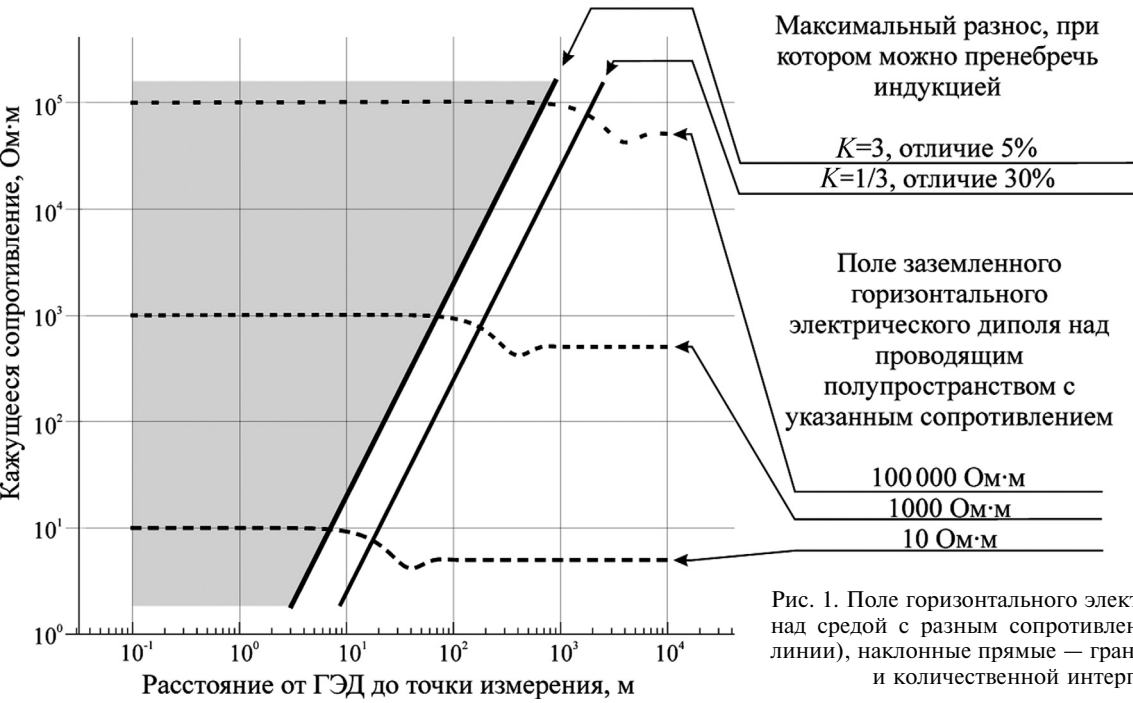


Рис. 1. Поле горизонтального электрического диполя над средой с разным сопротивлением (пунктирные линии), наклонные прямые — границы качественной и количественной интерпретации

методических рекомендаций применения бесконтактной технологии метода сопротивлений — актуальная задача.

Начало бесконтактным исследованиям в нашей стране было положено в 1970-х гг. Можно выделить две группы ученых, которые занимались этой задачей параллельно и практически независимо.

В работах В.М. Тимофеева [Тимофеев, 1977, 1979; Timofeev, 1973] описывается метод высокочастотного измерения электрического поля (ВЧЭП). Метод разработан специально для инженерно-геокриологических изысканий, поэтому в нем используются установки, состоящие только из незаземленных линий.

Параллельно, приблизительно в то же время, группой ученых разрабатывалась методика бесконтактных измерений кажущегося сопротивления (БИКС) [Сапожников, 1978, 1982; Нахабцев и

др., 1985]. Методика БИКС предполагает более широкое применение. В ней задействованы различные комбинации установок с заземленными и незаземленными электродами.

Развитие теории бесконтактной методики происходило и за границей. Так, можно выделить работу [Kuras et al., 2006], в которой исследуются возможности применения бесконтактной аппаратуры, чувствительной к изменению фазы.

Основные направления в развитии теории и аппаратных комплексов бесконтактной технологии приведены в таблице.

**Теоретическое обоснование метода.** Основная часть аппаратных комплексов, используемых для бесконтактных исследований, имеет рабочую частоту ~16 кГц (OhmMapper, БИКС, «ВЕГА», CRI system), при этом мы рассматриваем бесконтактные измерения как модификацию метода постоянного тока. Такой подход позволяет использовать хорошо разработанную теорию метода ВЭЗ и соответствующее программное обеспечение для работы с данными, полученными на высоких частотах. Чтобы такой подход был оправдан, необходимо определить область, в которой можно пренебречь влиянием индукции. Для этого было рассмотрено поле заземленного горизонтального электрического диполя (ГЭД) с частотой 16 кГц; штриховыми линиями на рис. 1 показаны графики кажущегося сопротивления для моделей полупространства с разным удельным сопротивлением. Можно выделить три зоны: зона, в которой не заметно влияние индукции (отмечена серым), переходная зона, где поле зависит от индукционной и кулоновской составляющих поля, и зона, где преобладает влияние индукции. Для расчета правой границы зоны, в которой индукционные

Основные направления развития бесконтактных измерений

| Характеристики               | Автор методики, название метода |                                                            |                   |
|------------------------------|---------------------------------|------------------------------------------------------------|-------------------|
|                              | В.М. Тимофеев, ВЧЭП             | Б.Г. Сапожников, БИЭП                                      | О. Kuras, CR      |
| Год                          | 1970-е                          | 1970-е                                                     | 1990-е            |
| Частота                      | 8–32 кГц                        | 625–2500 Гц                                                | 16 кГц            |
| Установка                    | только незаземленные линии      | незаземленные линии, активные электроды, заземленные линии | пластины          |
| Характерные разности         | OO'<br>10–70 м                  | OO'<br>30–150 м                                            | OO'<br>5–30 м     |
| Пример аппаратных комплексов | OhmMapper, БИКС, «ВЕГА»         | ERA MAX                                                    | CORIM, CRI system |

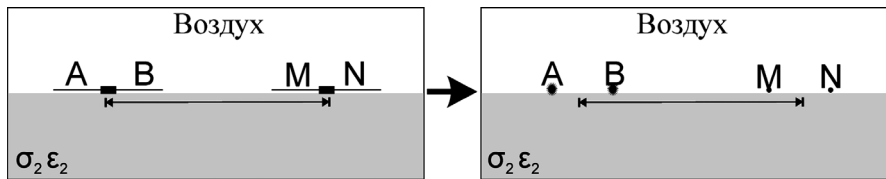


Рис. 2. Схема электроразведочной установки

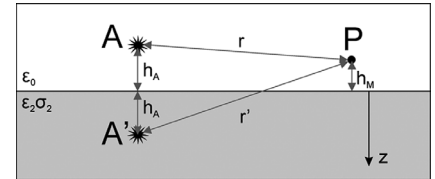


Рис. 3. Использование отраженного источника для расчета поля в верхнем полупространстве

эффекты не проявляются, можно использовать следующую формулу:

$$\rho_{\text{правой границы}} = (K\omega\mu_0 R^2)/2, \quad (1)$$

где  $R$  — разнос  $OO'$ , а  $K$  — коэффициент;  $K=3$  для количественной интерпретации,  $K=1/3$  для качественной интерпретации. Различие границ характеризуется величиной отклонения рассчитанной кривой от сопротивления однородного полупространства. Для границ качественной интерпретации нами принято отклонение, равное 30%, для границ количественной интерпретации — 5%. Максимальный разнос, для которого можно пренебречь индукцией, зависит от удельного сопротивления изучаемого района следующим образом:

$$r_{\text{максимальный разнос}} = \sqrt{\frac{2\rho}{K\omega\mu_0}}. \quad (2)$$

Это формула с точностью до коэффициента  $K$  совпадает с формулой, определяющей толщину скин-слоя.

**Основные подходы к теоретическому обоснованию бесконтактной технологии.** Напрямую из уравнений Максвелла может быть получено численное решение только для однородного полупространства, но, если пренебречь влиянием индукции (стационарный подход), можно анализировать более сложные модели.

Существует два подхода: через *квазистатическое приближение* (комплексная проводимость) [Бобачев, 2002; Сапожников, 1978, 1982; Нахабцев и др., 1985] и через *электростатическое приближение* (комплексная диэлектрическая проницаемость) [Тимофеев, 1977, 1979; Kuras et al., 2006; Timofeev, 1973], эти подходы численно идентичны. Далее рассматривается квазистатическое приближение, позволяющее учесть токи проводимости и токи смещения, в котором используется комплексная проводимость ( $\sigma_k$ ):

$$\Sigma_k = \sigma - i\omega\epsilon. \quad (3)$$

Реальная часть комплексной проводимости — удельная проводимость для постоянного тока ( $\sigma$ ), а мнимая часть — проводимость для токов смещения, которая зависит от частоты тока ( $\omega$ ) и диэлектрической проницаемости ( $\epsilon$ ).

Обычно при бесконтактных измерениях применяется дипольно-осевая установка с незаземленными линиями. Это установка удобна тем, что

индукционная наводка между проводами [Вешев, 1980] практически отсутствует. Для расчетов незаземленные линии можно заменить точечными электродами в верхнем непроводящем полупространстве (рис. 2). Для однородного полупространства поле для незаземленного электрода можно рассчитать методом отражений, аналогично задаче о вертикальном контакте (рис. 3).

Коэффициент отражения с учетом токов смещения равен

$$K_{12} = \frac{\sigma_{k1} - \sigma_{k2}}{\sigma_{k1} + \sigma_{k2}}, \quad (4)$$

где  $\sigma_{k1}$  и  $\sigma_{k2}$  — комплексная проводимость в верхнем (в воздухе) и в нижнем полупространстве соответственно.

Проводимость воздуха можно считать равной проводимости вакуума

$$\sigma_{k1} = -i\omega\epsilon_0,$$

где  $\omega$  — круговая частота,  $\epsilon_0$  — диэлектрическая проницаемость вакуума.

Потенциал незаземленного точечного электрода в вакууме ( $V_0(P)$ ) будет равен

$$V_0(P) = \frac{-I}{4\pi\sigma_{k1}} \frac{1}{r} = \frac{-I}{4\pi i\omega\epsilon_0} \frac{1}{r},$$

где  $r$  — расстояние от точки  $P$  до незаземленного источника.

С учетом проводящего полупространства потенциал ( $V(P)$ ) для верхнего и нижнего полупространства можно выразить следующим образом:

$$\begin{cases} V(P) = \frac{-I}{4\pi i\omega\epsilon_0} \left( \frac{1}{r} + K_{12} \frac{1}{r'} \right) - \text{верхнее непроводящее полупространство} \\ V(P) = \frac{-I}{4\pi i\omega\epsilon_0} \frac{1}{r} (1 + K_{12}) - \text{нижнее проводящее полупространство} \end{cases} \quad (5)$$

где  $r'$  — расстояние до отраженного источника (рис. 3).

Если предположить, что в нижнем полупространстве (в земле) токи проводимости преобладают над токами смещения, то комплексная проводимость в нижнем полупространстве совпадает с проводимостью для постоянного тока:

$$\sigma_{k2} = \sigma_2.$$

Тогда можно упростить выражение для коэффициента отражения:



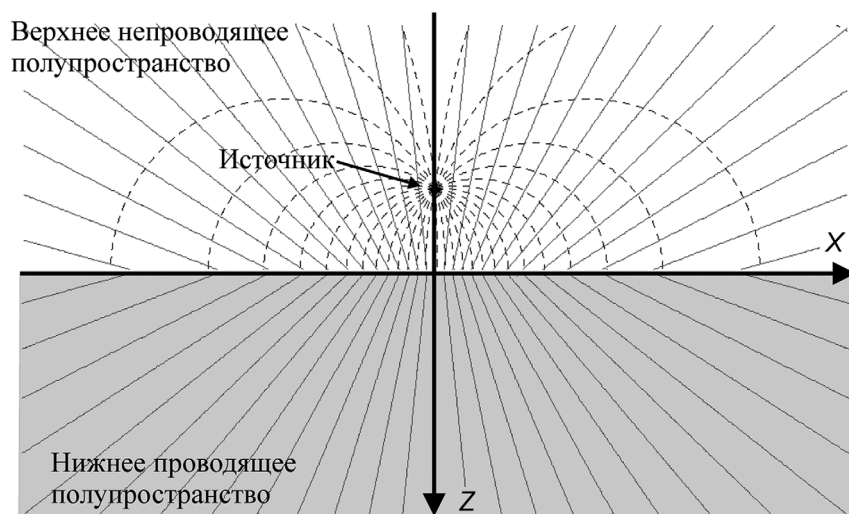


Рис. 4. Структура потенциала точечного источника для расчета поля в верхнем полупространстве

$$K_{12\sigma} = \frac{\sigma_{k1} - \sigma_{k2}}{\sigma_{k1} + \sigma_{k2}} = \frac{-i\omega\epsilon_0 - \sigma_2}{-i\omega\epsilon_0 + \sigma_2} = \frac{-(\epsilon_0\omega)^2 + \sigma_2^2 - 2i\epsilon_0\omega\sigma_2}{-(\epsilon_0\omega)^2 + \sigma_2^2} \approx -1 - \frac{2i\epsilon_0\omega}{\sigma_2}, \quad (6)$$

что позволяет существенно упростить выражение для потенциала:

$$\begin{cases} V(P) = \frac{I}{2\pi r'\sigma_2} + i\frac{I}{\omega\epsilon_0 4\pi} \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{r'} \right) - \text{верхнее полупространство} \\ V(P) = \frac{I}{2\pi r\sigma_2} - \text{нижнее проводящее полупространство.} \end{cases} \quad (7)$$

Таким образом, электрическое поле в нижнем проводящем полупространстве стремится к полю заземленного точечного источника. Поле в верхнем полупространстве состоит из двух слагаемых: первое — связано с токами проводимости и зависит от удельного сопротивления нижнего полупространства (рис. 4, сплошные линии), второе

(штриховые линии) — связано с токами смещения в воздухе, не зависит от удельного сопротивления проводящего полупространства (земли) и не несет полезной информации. По сути, это помеха, мешающая определить удельное сопротивление грунта.

Поле второго слагаемого численно совпадает с полем вертикального электрического диполя (ВЭД). Оно определяется зарядами на поверхности токового электрода и зарядами на поверхности земли. Соотношение между реальной и мнимой компонентами поля зависит от величины разности, удельного сопротивления нижнего полупространства, высоты электродов над землей и рабочей частоты.

**Учет влияния поля мнимого вертикального электрического диполя.** Описанные выше компоненты поля в верхнем полупространстве имеют разные фазы. Но большинство измерительных систем измеряет модуль электрического поля, поэтому важно оценить соотношение между компонентами. Компонента поля, связанная с токами смещения,

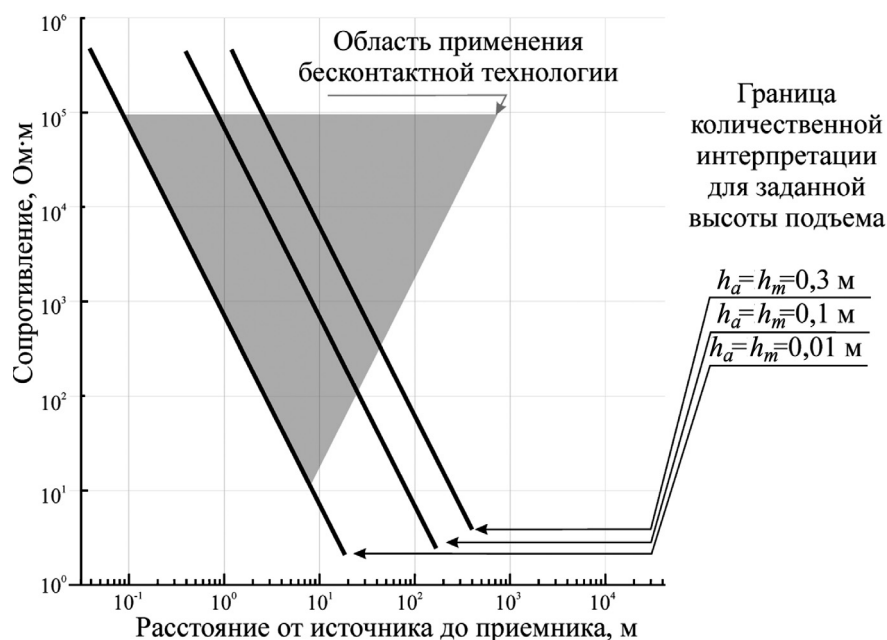


Рис. 5. Граница влияния вертикального электрического диполя на бесконтактные измерения при разной высоте электродов

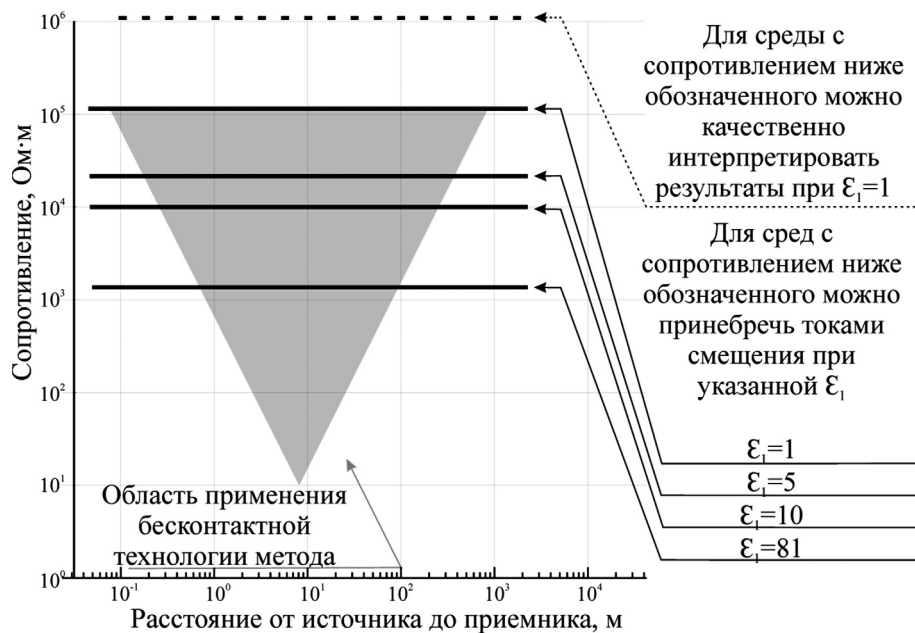


Рис. 6. Граница области влияния токов смещения на определение проводимости грунта

не несет никакой геологической информации и является помехой. Она быстро затухает с разном, но может искажать измерения на малых разносах. Нами была определена формула для левой границы области применения бесконтактной технологии метода сопротивления (рис. 5):

$$\rho_{\text{левой гр}}(r) = \frac{h_A h_M}{\epsilon_0 f \pi L (h_A^2 - 2h_A h_M + h_M^2 + r^2)}, \quad (8)$$

где  $h_A$  и  $h_M$  — высота питающих и приемных электродов над землей. Высота электродов обычно не равна нулю, так как на поверхности земли может быть снег, растительный покров и т.п. плюс толщина изоляции провода,  $f$  — рабочая частота. Коэффициент  $L$  равен 0,3 для количественной интерпретации или 0,8 для качественной интерпретации.

Эта формула определяет минимальный допустимый разнос в зависимости от параметров установки (частота тока и высота электродов) и удельного сопротивления изучаемого разреза, для которого можно пренебречь искажением поля, связанным с мнимой компонентой поля.

Если предположить, что  $h = h_A = h_M$ , то формулу (8) можно упростить:

$$\rho_{\text{левой гр}}(r) = \frac{h^2}{\epsilon_0 f \pi r^2}. \quad (9)$$

**Токи смещения и токи проводимости.** Для определения удельного сопротивления грунтов необходимо, чтобы токи проводимости преобладали над токами смещения. Следовательно, должно выполняться такое условие:

$$\sigma \gg \omega \epsilon_0 \epsilon_2, \quad (10)$$

где  $\epsilon_2$  — относительная диэлектрическая проницаемость грунта.

Тогда границы для качественной и количественной интерпретации можно обозначить таким образом:

$$\rho \omega \epsilon_0 \epsilon_2 < 0,90 \quad (11)$$

для качественной интерпретации и

$$\rho \omega \epsilon_0 \epsilon_2 \leq 0,05 \quad (12)$$

для количественной интерпретации.

На рис. 6 показан диапазон значений относительной диэлектрической проницаемости и сопротивлений, для которых необходимо учитывать токи смещения.

**Построение области применения бесконтактной технологии.** Результат построения трех описанных выше границ вместе — область применения бесконтактной технологии, которая слева ограничена влиянием вертикального электрического диполя (ВЭД), справа — влиянием индукции, сверху — влиянием токов смещения (рис. 7).

Такую область можно построить для любой частоты, например для частоты 625 Гц (рис. 8). Как



Рис. 7. Область применения бесконтактной технологии метода сопротивления для частоты 16 600 Гц

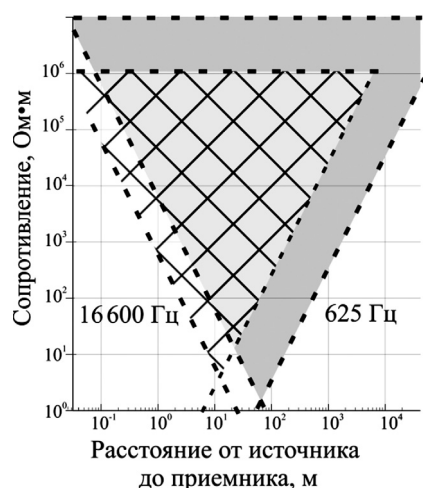


Рис. 8. Сравнение областей применения для частот 16 600 и 625 Гц



Рис. 9. План-схема места проведения полевого эксперимента

видно на рис. 8, при понижении частоты область применения смещается вправо и вверх. Электростатические явления усиливаются, а электромагнитные эффекты ослабевают.

**Полевой эксперимент.** На полигоне МГУ имени М.В. Ломоносова в Калужской области (рис. 9) недалеко от дер. Александровка во время проведения зимних студческих практик 2014 и 2015 гг. проводились измерения по одному и тому же профилю разными бесконтактными аппаратурными комплексами [Груздев, 2014], а именно: OhmMapper (16 600 Гц) [OhmMapper..., 2001], ERA MAX (625 Гц) [Аппаратура..., 2008], БИКС (16 600 Гц) [Электроразведочная..., 2012] и «ВЕГА» (16 000 Гц) [Станция..., 2012]. Для заверки результатов была проведена электротомографическая съемка на постоянном токе (станция «Syscal Pro», Франция).

На графиках профилирования (рис. 10) представлены результаты измерений различными бесконтактными комплексами и данные съемки

Syscal Pro. Как видно на графиках, только данные комплекса ERA MAX в относительно низкоомных зонах отличаются от остальных данных.

Если отобразить диапазоны разносов и измеренных сопротивлений на области применения метода (рис. 11), то заметно, что результаты, полученные с использованием станций, работающих на более высоких частотах, не должны практически отличаться от данных электротомографии, а данные аппаратурного комплекса ERA MAX, работающего на частоте 625 Гц в области малых разносов и низких сопротивлений, должны быть искажены влиянием ВЭД (рис. 10).

**Закключение.** Предложен способ определения области применения бесконтактной технологии метода сопротивлений. Область определяется для однородного полупространства в зависимости от частоты, на которой работает бесконтактный аппаратурный комплекс, от сопротивления полупространства, над которым проводятся измерения,

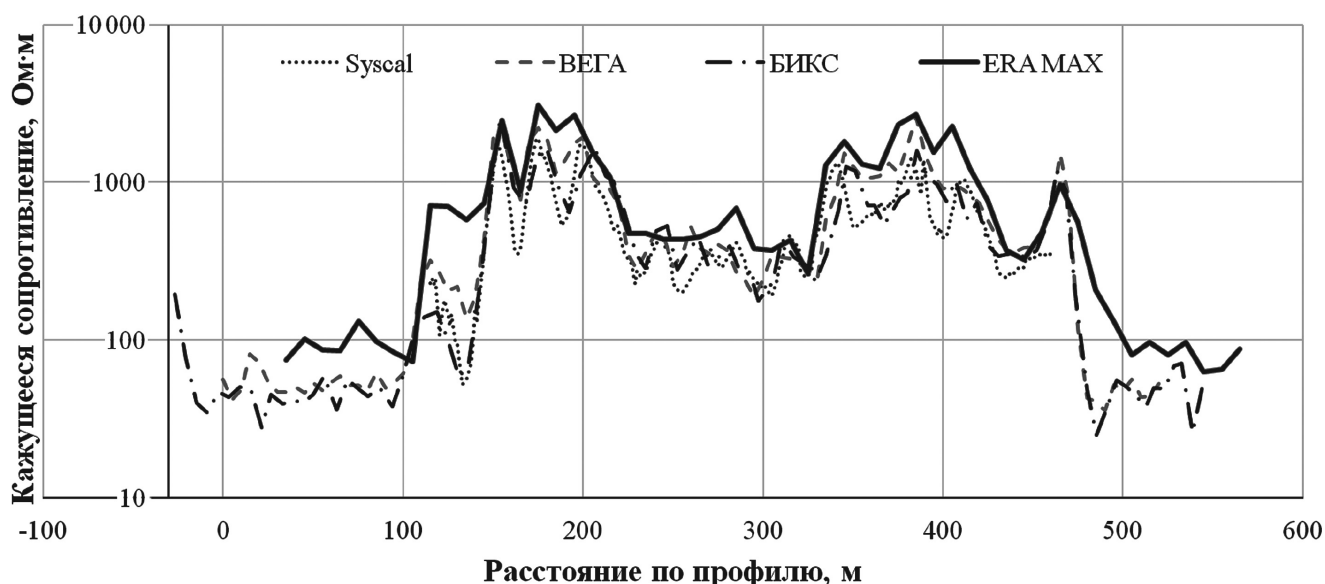


Рис. 10. Сравнение результатов измерений разными бесконтактными комплексами, а также аппаратурным комплексом Syscal Pro

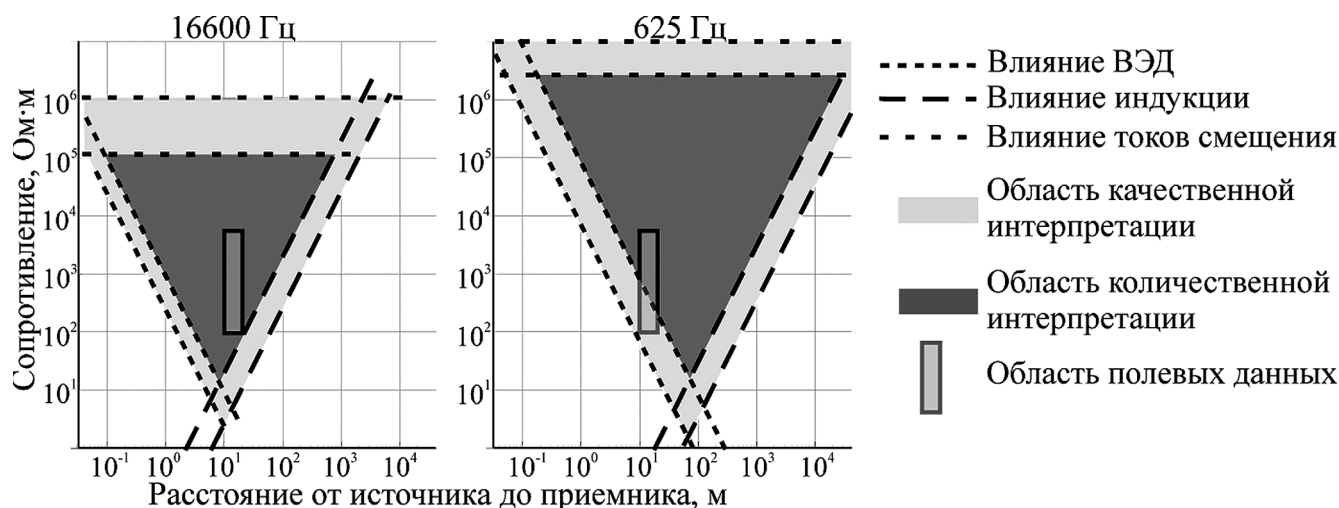


Рис. 11. Области применения бесконтактной технологии метода сопротивлений. Прямоугольником показана область распределения реальных данных, полученных во время полевого эксперимента

высоты подъема измерительного и генераторного диполя, а также от диапазона разносов геофизической установки. Теоретические выводы подтверждены полевыми исследованиями. Показано, что аппаратные комплексы с одной рабочей

частотой имеют ограниченный диапазон разносов в зависимости от удельного сопротивления изучаемого разреза. Разработка многочастотных комплексов позволит создать системы, работающие в широком диапазоне разносов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аппаратура электроразведочная для методов сопротивления и естественного поля «ERA MAX», Техническое описание и инструкция по эксплуатации. СПб.: ООО Научно-производственное предприятие «ЭРА», 2008.

Бобачев А.А. Особенности электрического поля в воздухе при низкочастотных бесконтактных электрических зондированиях // Разведка и охрана недр. 2002. № 10. С. 36–40.

Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. 2-е изд. Л.: Недра, 1980.

Груздев А.И. Сравнение различных методик контактных и бесконтактных измерений в условиях средней полосы России // Инженерные изыскания. 2014. № 9, 10. С. 32–37.

Нахабцев А.С., Сапожников Б.Г., Яблучанский А.И. Электропрофилирование с незаземленными рабочими линиями. Л.: Недра, 1985. 96 с.

Сапожников Б.Г. Опыт наблюдений составляющих электрического поля в воздухе при электропрофилировании на переменном токе. Л.: Мингео СССР, НПО «Геофизика», 1978.

Сапожников Б.Г. Рекомендации по методике полевых наблюдений и методике расчета кажущегося удельного электрического сопротивления при электропрофилировании с установками срединного градиента

и незаземленными рабочими линиями. Л.: Мингео СССР, ВИРГ НПО «Рудгеофизика», 1982.

Станция электроразведочная высокочастотная «Вега» // Руководство по эксплуатации. М.: НПО Геотех, 2012.

Тимофеев В.М. О некоторых способах оценки электрических свойств многолетнемерзлых пород в переменных электромагнитных полях // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1977. Вып. 116. С. 27–30.

Тимофеев В.М. Применение электропрофилирования с линейными емкостными антеннами для целей инженерно-геокриологической съемки: Автореф. канд. дисс. Л., 1979.

Электроразведочная аппаратура «БИКС». Руководство по эксплуатации. Саратов: ОАО «СКБ сейсмического приборостроения», 2012.

Kuras O., Beamish D., Meldrum P.I., Ogilvy R.D. Fundamentals of the capacitive resistivity technique // Geophysics. 2006. Vol. 71, N 3. P. 135–152.

OhmMapper TR1 Operation Manual // Geometrics, INC, 2001.

Timofeev V.M. Experience in the use of high frequency electrical geophysical methods in geotechnical and geocryological field studies // 3rd Intern. Conf. on Permafrost, NAUKA, Proceed. 1973. P. 238–247.

Поступила в редакцию 04.03.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

## РЕЦЕНЗИЯ

УДК 548.12

Н.Н. Еремин<sup>1</sup>, С.М. Аксенов<sup>2</sup>

## РЕЦЕНЗИЯ НА УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ ПО КРИСТАЛЛОГРАФИИ

ЗАВЬЯЛОВ Е.Н. «КРИСТАЛЛОЛОГИЯ: ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КРИСТАЛЛАХ, КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВАХ И МЕТОДАХ ИХ ИЗУЧЕНИЯ. ЗАДАЧИ ПО ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛОГРАФИИ И АНАЛИЗ ИХ РЕШЕНИЯ». — М.: КДУ, УНИВЕРСИТЕТСКАЯ КНИГА, 2016. 314 С.: ТАБЛ., ИЛ.

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1  
ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, 119333, Москва, Ленинский проспект, 59  
ФИЦ «Кольский научный центр» РАН, старший научный сотрудник, канд. геол.-мин. наук,  
184209, Апатиты, улица Ферсмана, 14

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1  
FRITS Crystallography and Photonics RAS, 119333, Moscow, Leninsky Prospekt, 59  
FITZ Kola research centre of RAS, 184209, Apatity, Fersman stl, 14

К настоящему времени библиотеки вузов России укомплектованы современными учебными пособиями по кристаллографии (например, [Егоров-Тисменко, 2005; Розин, 2005; Чупрунов и др., 2004]). Однако они ориентированы в основном на студентов геохимических, химических и физических специальностей, для которых кристаллография и кристаллохимия — базовые дисциплины, что подразумевает, в том числе, широкое применение математического аппарата при рассмотрении материала.

Специфика курса кристаллографии для студентов, обучающихся по специальности «Прикладная геология», связана в первую очередь с необходимостью использовать больший объем иллюстративного материала и описательный подход в противовес ряду математических выкладок. В связи с этим даже учебники, рассчитанные на целевую аудиторию студентов-геологов [Егоров-Тисменко и др., 1992; Егоров-Тисменко, 2010], часто трудны для понимания из-за своей якобы избыточной сложности. Неудивительно, что кафедра кристаллографии и кристаллохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова постоянно использует в учебном процессе и более простые учебные пособия [Еремин, Еремина, 2013]. К сожалению, из-за общего уровня подготовки абитуриентов, приходящих в вузы на геологические специальности, даже эти пособия иногда тяжелы для освоения материала. Все это требует новых подходов к изложению материала, которые были бы, с одной стороны, простыми и наглядными, а с другой — оставались математически строгими и отвечали современным представлениям о кристаллографии как науке. Таким образом, можно заключить, что требования к пособиям, в которых содержатся основы кристаллографии, или

так называемые упрощенные сведения, должны быть существенно выше, поскольку недостоверные или устаревшие данные могут существенным образом исказить представления студентов об этой дисциплине.

Сравнительно новое учебное пособие «Кристаллология: основные представления о кристаллах, кристаллических веществах и методах их изучения. Задачи по геометрической кристаллографии и анализ их решения», автор доцент МГРИ-РГГРУ Е.Н. Завьялов, ориентировано именно на использование его в рамках ограниченного числа учебных часов с целью интенсивного экскурса в основы геометрической кристаллографии, минуя громоздкие математические основы. При этом автор назвал его именно «Кристаллология...», вероятно, чтобы вызвать интерес у студентов-первокурсников к новой и сложной науке.

Содержание пособия не оставило нас равнодушными, и в связи с этим мы хотели бы поделиться своими впечатлениями после ее прочтения. Надеемся, что рецензия поможет в выборе этого учебного пособия в качестве базового для освоения курса кристаллографии либо послужит аргументированным отказом от его использования.

С нашей точки зрения, название книги исключительно неудачно — можно сделать вывод, что автор написал фундаментальный труд обо всех аспектах науки о кристаллах (аналогичный четырехтомнику «Современная кристаллография» [Вайнштейн, 1979]), а не учебное пособие, большая часть которого посвящена аспектам геометрической макрокристаллографии и морфометрии. Методы изучения представлены самыми общими сведениями о рентгеноструктурном анализе, который ограничивается лишь уравнением Лауэ, при этом уравнение Брэгга–Вульфа даже не

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра кристаллографии и кристаллохимии, заведующий кафедрой, чл.-корр. РАН, докт. хим. н.; e-mail: neremin@geol.msu.ru

<sup>2</sup> ФИЦ Кольского научного центра РАН; ФНИЦ «Кристаллография и фотоника», ст. науч. с.; e-mail: aks.crys@gmail.com

приводится, хотя оно проще, понятнее и лучше применимо как к моно-, так и к поликристаллам. Теория изоморфизма изложена на двух страницах, а полиморфизма — на одной. В таком виде эти разделы лучше не приводить вовсе, а сослаться на другие пособия. О существовании других важнейших общепринятых категорий кристаллохимии — морфотропии и структурной гомологии — автор даже не упоминает.

Многие встреченные в тексте словосочетания и фразы двусмысленны, а часть выражений и вовсе ошибочны. Приведем лишь некоторые из них:

с. 13: «Кристалл — это частный случай кристаллического вещества» (что же тогда общий случай? — *Авт.*). В учебном пособии следовало бы привести более распространенное определение кристалла;

с. 20: «Кристалл (галенита) изометричен, т.е. повторяется во всех направлениях», на самом деле не во всех;

с. 115: «Как обычно, углы  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$  отсчитываются от оси  $Y$ » — угол  $\beta$  никак не может быть отсчитан от оси  $Y$ ; это угол между осями  $X$  и  $Z$ ;

с. 160: «... важнейшее значение имеет близость ионных радиусов...» — явление изоморфизма несколько сложнее, так, например, читателю останется непонятным, почему  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Cd}^{2+}$  практически не образуют изоморфных смесей, несмотря на близость их ионных радиусов;

с. 162: «Особенно распространена политипия — разновидность полиморфизма...», но с термодинамической точки зрения [Верма, Кришна, 1969] политипия не является разновидностью полиморфизма, так как поли типы не имеют собственных полей устойчивости на фазовых диаграммах.

Автор не делает различия между приставками «би» и «ди» (см., например, табл. 3), но их смысл различен: первая приставка имеет смысл отражение многогранника в экваториальной горизонтальной плоскости, а вторая — удвоение грани кристалла вертикальной плоскостью. Таким образом, дигексагональная бипирамида не может называться дигексагональная дипирамидой.

В табл. 3 в графе «Возможные варианты простых форм средних сингоний» (sic!) пропущены

моноэдр и пинакоид. Утверждение, что они находятся исключительно в низшей категории (рис. 72) ошибочно: моноэдр может быть встречен в шести классах средней категории ( $C_n$  и  $C_{nv}$ ;  $n=3, 4, 6$ ), а пинакоид — в тринадцати остальных.

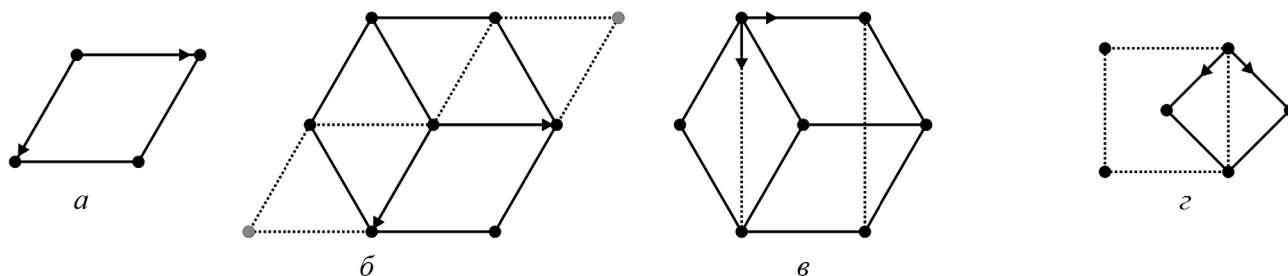
В табл. 12 «Трансляционные ячейки (ячейки Браве)» приведена базоцентрированная гексагональная ячейка. Заметим, что ячейки являются параллелепипедами повторяемости и так называемая базоцентрированная гексагональная ячейка на самом деле является примитивной (рисунок, *а, б*). Безусловно, векторы трансляции можно выбрать и по-другому, нарушая базовые принципы вывода элементарных ячеек Браве. Гексагональный мотив в начале–середине XX в. иногда представляли и центрированной ячейкой с прямыми углами (рисунок, *в*). Но эти иные выборы векторов трансляций не могут привести к появлению принципиально новых решеток. По этой причине не существует базоцентрированных и гранецентрированных тетрагональных ячеек (рисунок, *г*). Отметим также, что элементарная ячейка гексагональной призмой быть не может в принципе, поскольку такой фрагмент не параллелепипед, следовательно, не разбивает пространство системой параллельных переносов, а требует дополнительного введения иных преобразований, в данном случае поворотов на  $120^\circ$ . Это исключительно принципиальное замечание.

Значок  $\blacktriangle$  приводится повсеместно в учебном пособии для обозначения инверсионных осей 3-го порядка  $L_3=L_6^3=\bar{3}$ , что неверно, так как его применяют для обозначения инверсионных осей 6-го порядка  $L_3=L_6^3=\bar{6}$  и использовали, соответственно, только в графиках точечных групп  $L^3P=\bar{6}$  и  $L^33L^24P=\bar{6}m2$  [Aroyo, 2016].

На рис. 81 — в месте выхода координатного направления для всех трех классов указана ось  $L_2$ , что неверно. В классе  $3L_4^24L_36P=\bar{4}3m$  на этом месте фиксируется инверсионная ось 4-го порядка —  $L_4^2$ .

В учебном пособии широко используется устаревшая терминология, которая Международным союзом кристаллографов уже давно не рекомендована к употреблению [Aroyo, 2016]:

— зеркально поворотные оси сейчас практически не используются в мировой литературе;



К ошибочности 15-й решетки, предложенной автором пособия: *а* — гексагональная примитивная решетка; *б* — приведение «гексагональной базоцентрированной решетки» к примитивной решетке; *в* — устаревшее представление гексагонального мотива центрированной ячейкой с прямыми углами; *г* — невозможность существования базоцентрированной тетрагональной ячейки



— в пособии приводятся только обозначения классов в учебной символике Браве. Международная символика Германа—Могена рассматривается в §8 «Интернациональные обозначения видов симметрии», но никак не используется в тексте. К сожалению, и в этом разделе присутствуют досадные ошибки: символы голоэдрического кубического класса  $3L_44L_6^36L_29PC$  и класса  $3L_44L_6^33PC$  следует приводить с чертой над цифрой 3 ( $m\bar{3}m$  и  $m\bar{3}$  соответственно), поскольку на соответствующих позициях фиксируются не поворотные, а инверсионные оси 3-го порядка с большей размножающей способностью. Заметим, что символика Шенфлиса, используемая в [Агоуо, 2016] для однозначной идентификации пространственных групп в различных установках, не приводится;

— в пособии приводится разделение групп симметрии на 7 сингоний, что сейчас небесспорно. В настоящее время принято выделять тригональную подсингонию гексагональной сингонии [Агоуо, 2016]. Это более логично, учитывая следующее определение сингонии: *семейство классов с одной координатной системой*.

Учебное пособие изобилует многочисленными опечатками и ошибками; этот список настолько большой, что приводить его в рецензии не представляется возможным.

Литература, использованная при написании учебного пособия, без сомнения, устарела. Очевидно, что для подобных пособий необходим также список рекомендованной литературы для дополнительного изучения предмета.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вайнштейн Б.К. Современная кристаллография: В 4-х т. М.: Наука, 1979.

Верма А., Кришна П. Полиморфизм и политипизм в кристаллах. М.: Мир, 1969. 274 с.

Егоров-Тисменко Ю.К. Кристаллография и кристаллохимия. М.: КДУ, 2005. 592 с.

Егоров-Тисменко Ю.К. Кристаллография. Руководство к практическим занятиям по кристаллографии. М.: МГУ, 2010. 208 с.

Егоров-Тисменко Ю.К., Литвинская Г.П., Загальская Ю.Г. Кристаллография. М.: МГУ, 1992. 288 с.

Раздел 4 части II пособия посвящен гониометрическим задачам, решаемым с помощью сетки Вульфа. Учитывая точность графических построений с помощью этого трафарета (не более  $1^\circ$ ), не понятна логика автора, который привел в учебном разделе пособия координаты гномостереографических проекций граней с точностью до минуты. Во-первых, очевидно, что такой точности при решении учебной задачи добиться невозможно. Во-вторых, все учебные упражнения в пособии приведены для минералов — природных объектов переменного состава, для которых химический состав конкретного индивида будет определять конкретные величины этих углов в пределах доверительного интервала, намного превышающего точность, приводимую автором пособия.

Таким образом, содержание рецензируемого учебного пособия вызвало наше обоснованное недоумение — огромное число принципиальных ошибок в тексте, опечаток, повсеместное использование устаревших терминов и формулировок произвело поистине удручающее впечатление. В связи с этим возникает большой вопрос к УМО по образованию в области прикладной геологии, а также к рецензенту Э.М. Спиридонову, профессору кафедры минералогии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

С нашей точки зрения, рецензируемое пособие нельзя рекомендовать для студентов высших учебных заведений, в том числе для обучающихся по направлению подготовки 130300 «Прикладная геология» (в настоящее время 21.05.02 «Прикладная геология» (уровень специалитета)).

Еремин Н.Н., Еремина Т.А. Занимательная кристаллография. М.: МЦНМО, 2013. 152 с.

Розин К.М. Практическая кристаллография. М.: МИСИС, 2005. 488 с.

Чупрунов Е.В., Хохлов А.Ф., Фаддеев М.А. Основы кристаллографии. М.: Физматлит, 2004. 500 с.

International tables for crystallography / Ed. M.I. Aroyo. Vol. A. Space-group symmetry. 6th ed. Wiley, 2016.

Поступила в редакцию 05.04.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020



## НЕКРОЛОГ

## МАРФУНИН АРНОЛЬД СЕРГЕЕВИЧ

20.08.1926–10.08.2020

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова с глубоким прискорбием извещает, что 10 августа 2020 г. ушел из жизни крупный российский ученый-минералог, член-корреспондент РАН, профессор, главный научный сотрудник кафедры минералогии Арнольд Сергеевич Марфунин.

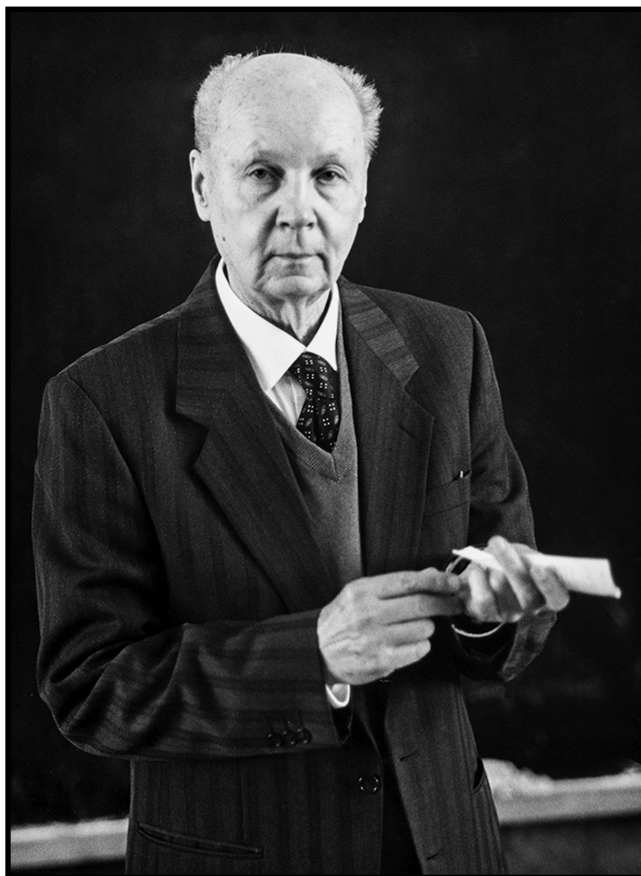
А.С. Марфунин родился 20 августа 1926 г. в Полторацке (ныне Ашхабад) Туркменской ССР. В 1943 г. поступил в Казахский горно-металлургический институт, в 1945 г. перевелся в Московский институт цветных металлов и золота (МИЦМиЗ) и в 1949 г. окончил его.

В 1952 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Петрография Дашкесанского скарново-магнетитового месторождения» и остался работать в МИЦМиЗ. С 1959 г. работал в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР в должности заведующего лабораторией оптики и электронного парамагнитного резонанса. В 1962 г. защитил докторскую диссертацию на тему «Полевые шпаты — фазовые отношения, оптические свойства, геологическое распределение».

С 1985 по 2011 г. он работал в МГУ имени М.В. Ломоносова заведующим кафедрой минералогии, где при его непосредственном участии создавались новые лаборатории и существенно улучшилось аппаратное оснащение кафедры.

В 1987 г. Арнольду Сергеевичу присвоено звание профессора, в этом же году он был избран членом-корреспондентом АН СССР (1991 г. — член-корреспондент РАН).

Арнольд Сергеевич Марфунин внес неоценимый вклад в развитие современной минералогии. Он стоял у истоков нового научного направления «физика минералов». Исследования А.С. Марфунина, связанные с изучением радиационных центров в минералах, получили признание как в России, так и за рубежом. А.С. Марфунин соавтор научного открытия (1972), связанного с образованием и широким распространением стабильных радикалов и электронно-дырочных центров в минералах. Он усовершенствовал теоретические и методические основы современной минералогии, сблизив их с основами физики твердого тела и структурной кристаллофизики. Арнольд Сергеевич успешно развивал такие методы исследований,



как оптическая спектроскопия, люминесценция, рентгеновская, электронная и мёссбауэровская спектроскопии. Его работы использовались на практике при поиске и оценке месторождений радиоактивных полезных ископаемых.

Арнольд Сергеевич Марфунин — автор более 200 научных публикаций, в том числе основополагающих монографий «Введение в физику минералов» и «Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах». Выступив инициатором составления и издания фундаментального энциклопедического трехтомника «Высшая минералогия» и объединив усилия более 200 крупных ученых из 15 стран, он обобщил данные исследований минерального вещества.

В последние годы научные интересы Арнольда Сергеевича Марфунина были связаны с изучением различных свойств алмазов. Благодаря ему основан Геммологический центр МГУ имени М.В. Ломоносова.

А.С. Марфунин — один из основателей и член редколлегии международного журнала «Physics and Chemistry of Minerals» издательства Springer. В течение многих лет он был членом редколлегии нашего журнала. Он был вице-президентом Французского минералогического и кристаллографического общества, членом диссертационного совета геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и Экспертной комиссии по премии имени А.Е. Ферсмана РАН.

А.С. Марфунин — лауреат премии Совета Министров СССР, удостоен званий «Почетный разведчик недр» и «Почетный работник высшего образования Российской Федерации».

Мы понесли невосполнимую утрату и выражаем искреннее соболезнование родным и близким покойного. Память о выдающемся ученом и замечательном человеке Арнольде Сергеевиче Марфуnine навсегда сохранится в сердцах коллег, учеников и друзей.

*Сотрудники геологического факультета МГУ*

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ  
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи  
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуются стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперiodических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

**Плата за публикацию не взимается.**

*Благодарим вас за соблюдение наших правил  
и рекомендаций!*

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

## УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;  
геологический факультет МГУ

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ** — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН  
**Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ** — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Р.Р. ГАБДУЛЛИН** — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент  
**И.М. АРТЕМЬЕВА** — профессор Университета Копенгагена, Дания  
**А.Б. БЕЛОНОЖКО** — профессор Университета Стокгольма, Швеция  
**М.В. БОРИСОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. БРУШКОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.А. БУЛЫЧЕВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**М.Л. ВЛАДОВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**Т.В. ГЕРЯ** — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)  
**М.С. ЖДАНОВ** — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США  
**Н.В. КОРОНОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Д.Г. КОЩУГ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. ЛОПАТИН** — доктор биологических 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  
**И.В. ШПУРОВ** — доктор технических наук

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

## Адрес редакции:

*e-mail:* vmu\_red@mail.ru

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.*

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

Подписано в печать 08.10.2020. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 11478. 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”)**