Вестник научный журнал Московского

Основан в ноябре 1946 г.

университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 6 • 2016 • НОЯБРЬ-ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Трофимов В.Т., Жигалин А.Д., Богословский В.А., Архипова Е.В. Место эколого-геофизических исследований в системе урбоэкологии	3
Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Гилаев Р.М. Палеогеографические условия в Западно-Сибирском бассейне в титоне-раннем берриасе	10
Никишин А.М., Габдуллин Р.Р., Махатадзе Г.В., Худолей А.К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма	20
Орлова О.А., Тевелев Ал.В., Мамонтов Д.А., Аникеева Е.В. Позднекаменно- угольные плауновидные из местонахождения Карантрав (Южный Урал)	28
Цзяо Лю, Короновский Н.В. Геологическая обстановка района Вэньчуаньского ка- тастрофического землетрясения 12 мая 2008 г. (Лунмэньшань, Западный Китай).	37
Сычев С.Н., Веселовский Р.В., Худолей А.К., Куликова К.В. Соотношение надвиговых и сдвиговых деформаций южной части Полярного Урала на основе петромагнитных данных	46
Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой	55
Кирюхина Т.А., Бордунов С.И., Соловьева А.А. Нефтематеринские толщи в юго- западной части Южно-Сахалинского бассейна	63
Квон Д.А., Шевнин В.А.Геоэлектрические исследования участка около стороящейся трассы скоростной автодороги Москва-Санкт-Петербург	73
Краткие сообщения	
Никулин Б.А., Остапчук С.И., Хмелевской В.К.Развитие методов каротажа при решении гидрогеологических задач на Александровской учебно-научной базе МГУ	78

Лебедев А.Л. Изучение скорости выщелачивания гипса из порового пространства пес-82 Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2016 г. 85

Trofimov V.T., Zhigalin A.D., Bogoslovsky V.A., Arkhipova E.V. Seat of ecology-geophysical researches in urboecology system	3
Stupakova A.V., Stafeev A.N., Suslova A.A., Gilaev R.M. Paleogeographic conditions of the West Siberian basin in Tithonian-early Berriasian age	10
Nikishin A.M., Gabdullin R.R., Makhatadze G.V., Khudoley A.K., Rubtsova E.V. Bitaxian conglomerates as a key to understanding the middle Jurassic geological history of the Crimea	20
Orlova O.A., Tevelev Al.V., Mamontov D.A., Anikeeva E.V. The Upper Carboniferous lycopsids of the locality Karantrav (Southern Urals)	28
Liu Jiao, Koronovsky N.V. Geological background of the 12 May 2008 Wenchuan catastrophic earthquake (Ms=8,0) (Longmen Shan, western China)	37
Sychev S.N., Veselovskiy R.V., Khudoley A.K., Kulikova K.V. Thrust and strike- slip deformations on the southern part of polar Urals based on the rock magnetic data .	46
Bychkova Y.V., Sinitsyn M.Y., Petrenko D.B., Niko- laeva I.Y., Bugaev I.A., Bychkov A.Y. Methodical features of multi- element analysis of rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry	55
Kiryukhina T.A., Bordunov S.I., Solovyeva A.A. Source rock in the South-Western part of the South-Sakhalin basin	63
Kvon D.A., Shevnin V.A. Geoelectric investigations to study geologic structure of area near highway Moscow-Saint-Petersburg	73
Brief communications	
Nikulin B.A., Ostapchuk S.I., Hmelevskoy V.K. Development of logging methods in solving hydrogeological problems on the basis of the Alexander	78
Lebedev A.L. Studyuing the rate of leaching of gypsum from the pore space of sandstones	82
Index of articles and materials' published in journal in 2016 year	85

В.Т. Трофимов¹, А.Д. Жигалин², В.А. Богословский³, Е.В. Архипова⁴

МЕСТО ЭКОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СИСТЕМЕ УРБОЭКОЛОГИИ

В соответствии с прогнозами Всемирной организации здравоохранения к 2050 г. в больших и малых городах будет жить 70% населения мира. Это значит, что более 2/3 населения планеты станет составной частью нового природно-технического образования — геобиотехноэкосистем. Для таких экосистем характерны глубокие изменения природных свойств под воздействием активной деятельности человека, приобретение ими новых качеств. Изменения проявляются во всех экологических функциях земных сфер — атмосфере, гидросфере и литосфере, включая также изменение геофизического (энергетического) потенциала. Представленный в статье материал можно считать основанием для формирования нового научно-практического направления — «Геофизическая урбоэкология».

Ключевые слова: урбанизация, экологические функции сфер Земли, трансформация окружающей среды, геофизические поля, геофизическая урбоэкология.

In conformity with forecasts of World Health Organization by 2050 in the big and small cities there will live 70 percent of a world's population. It means that more than two thirds of the population of the planet will become a component of new techno and natural ecosystems — geobiotechnoecosystems. For such ecosystems profound changes of natural properties as a result of vigorous activity of the person, acquisition of new qualities by them are characteristic. Changes are shown in all ecological functions of terrestrial spheres — the atmospheres, hydrospheres and lithospheres, including also change of geophysical (power) potential. The material presented in article can be considered the basis for formation of the new scientific and practical direction — a geophysical urboecology.

Key words: urbanization, ecological functions of spheres of the Earth, transformation of an environment, geophysical fields, geophysical urboecology.

Введение. В наши дни более половины населения Земли — городские жители. В соответствии с прогнозами Всемирной организации здравоохранения к 2050 г. в больших и малых городах будет жить 70% населения мира. Это означает, что к этому времени уже более 2/3 населения планеты станет составной частью новых техно-природных образований — геобиотехноэкосистем (геобиотехносферы) разного вида. Геобиотехноэкосистемы представляют собой заметно трансформированные природные экосистемы, для которых характерны глубокие изменения свойств природных экосистем под воздействием активной деятельности человека. Такого рода измененные экосистемы присущи районам интенсивного хозяйственного освоения и в первую очередь урбанизированным территориям и промышленно-городским агломерациям. Рассматривая человека в качестве активного действующего лица во взаимодействии с объектами окружающего мира, следует иметь в виду, что

значительная часть этого «окружающего мира», особенно если говорить об урбанизированных территориях, является продуктом деятельности самого человека. Создавшаяся ситуация послужила причиной формирования нового направления в научно-практических исследованиях, согласующегося с концепцией экологических функций земных сфер и их техногенной трансформации, получившего название «урбоэкология».

Техногенная трансформация экологических функций на урбанизированных территориях и в зонах интенсивного промышленного освоения в наибольшей мере сказывается на двух из них — химической (вещественной) и геофизической (энергетической). Функции этих двух видов значительно изменяются на всех уровнях — от геологического субстрата (до глубины несколько километров и более) до высоких (несколько метров и более) слоев атмосферы, затрагивая также поверхностную и подземную гидросферу. Предмет обсуждения —

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, докт. геол.-минерал. н., профессор, зав. кафедрой инженерной и экологической геологии; *e-mail*: trofimov@rector.msu.ru

² Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, вед. науч. с.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: zhigalin.alek@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail*: bogos@geol.msu.ru

⁴ Государственный университет «Дубна», кафедра экологии и наук о Земле, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: olenageo@mail.ru

складывающиеся на территориях больших и малых городов, мегаполисов и крупных промышленных центров эколого-геофизические условия, определяющие уровень комфортности проживания и трудовой деятельности городского населения и персонала, занятого на производстве.

Эколого-геофизическая среда современных городов. В ряду экологических функций сфер Земли, играющих важную роль в формировании экологических условий вообще и в пределах урбанизированных территорий в частности, геофизической экологической функции отведена роль регулятора энергетического обмена между живой и неживой природой [Экологические..., 2000]. Геофизическая экологическая функция реализуется через природные и техногенные физические поля, суммарный потенциал которых — значимый фактор физического (энергетического) воздействия на живые организмы. При значительном превышении экологически допустимого уровня техногенного геофизического воздействия, что в условиях городской среды наблюдается перманентно, может возникать энергетический дисбаланс, приводящий к изменению экологической обстановки, в которой сосуществуют человек и окружающий его мир живых организмов.

Из всего разнообразия природных (геофизических) и техногенных (технологических) физических полей для городских территорий по критерию эффективности воздействия следует выделять: электромагнитное, акустическое (в слышимом и инфразвуковом диапазонах), вибрационное, тепловое и радиационное (ионизирующие излучения) поля. При сопоставлении характеристик природных и техногенных аналогов указанных полей оказывается, что уровень техногенных (физических) полей, во-первых, намного превосходит уровень природных (геофизических) полей и, во-вторых, часто превышает допустимые регламентируемые санитарными нормами величины (табл. 1). В силу этого следует считать, что основной источник физического (энергетического) воздействия и причина особенностей реализации геофизической

экологической функции в пределах урбанизированных территорий — именно техногенные физические поля.

Оценивая уровень техногенного физического (энергетического) воздействия, следует руководствоваться положением о суперпозиции (наложении) природных (геофизических) и техногенных (физических, или технофизических) полей. При этом также следует иметь в виду существенное превышение технологического уровня физических полей над характеристиками их геофизических аналогов и, что более существенно, над «разрешенными» санитарными нормами. Так, для акустического (шумового) поля технологический уровень, измеряемый в относительных единицах составляет от 65-80 до 100-130 дБ (децибел), тогда как природный шум характеризуется уровнем в 20-30 дБ. Санитарный уровень шумового поля в ординаре не должен превышать 40-65 дБ. Для теплового поля при «нормальном» уровне температуры (для грунтов основания фундаментов) от -2 до +10 °C технологический уровень варьирует в широких пределах от -160 до 800-1500 °C при рекомендуемой температуре в жилых домах и служебных помещениях 16-24 °С (табл. 1). Эти и другие примеры показывают, что в пределах площадей плотной городской застройки, промышленных зон и других территорий интенсивного освоения существуют специфические гео- и технофизические условия, изучение которых необходимо для понимания формирования экологической обстановки, с одной стороны, и оценки условий жизнедеятельности населения, живущего на таких территориях, — с другой.

Акустическое (шумовое) воздействие в пределах городских территорий представляет собой первостепенный фактор среди прочих энергетических факторов. Это объясняется прежде всего тем, что шум воспринимается имеющимися у человека слуховыми органами непосредственно, а действие этого фактора может по длительности составлять — в зависимости от транспортной ситуации от 10 до 22 часов в сутки. Следует также иметь в

Таблица 1

Сравнительные характеристики некоторых природных и техногенных физических полей [Богословский и др., 2000], с изменениями

	E	Уровень поля				
Вид физического поля	единица измерения	фоновый (вариации)	технологический	санитарный (эколо- гический) предел	технический предел	
Электромагнитное: магнитная составляю- щая электромагнитного поля (магнитная индукция)	мкТл	34–66 (0,07–0,55)	1,6-2,0	100 (0,25)		
Акустическое: слышимый диапазон (20– 20 ³ Гц) инфразвуковой диапазон < 20 Гц	дБ (А) дБ (А)	25-30 10-130	80-120 70-150	45-60 75-90		
Вибрационное	мм/с (дБ)	<0,5	0,002-160 (65-130)	0,12 (68-79)	0,225	
Температурное	°C	от -2 до +10*	от -160 до +1500	16-24	-	
Радиационное	мЗв/год	0,3-2,2	1,6	1,8	_	

* Температура в грунтовой толще на глубине 1,0-1,5 м.

виду, что наш организм воспринимает звуковые волны как в слышимом (от 20 Гц до 20 кГц), так и в инфразвуковом (<20 Гц) диапазонах, из которых инфразвуковой диапазон наиболее биоактивен.

Вибрационное поле — поле механических колебаний, создаваемое движением транспортных средств, промышленным оборудованием, строительными машинами и механизмами и другими объектами, передается через плотные среды. Это поле воспринимается людьми, либо когда они заняты на производстве в тех процессах, где задействованы виброгенерирующие устройства, либо на бытовом уровне, когда они пользуются городским транспортом или проживают в домах, где, например, временно производится ремонт.

Электромагнитное поле также является существенным фактором прямого техногенного физического воздействия. Электромагнитное поле, в отличие от акустического и вибрационного полей, в силу специфики прохождения электромагнитных волн характеризуется «беспредельностью» распространения. Конечно, находясь в четырех стенах жилых или служебных помещений, городской житель вправе рассчитывать на защиту от генерируемого различными источниками электромагнитного излучения в широком диапазоне частот. Однако свое жилье, бытовые условия и работу он обеспечил электро- и радиотехническим оборудованием в таком объеме, что по доброй воле оказался объектом массированного электромагнитного воздействия.

Техногенное тепловое воздействие заметно влияет на общий температурный режим в пределах городской территории. Раньше обращали внимание на формирование так называемых тепловых куполов — прогреваемых городом верхних слоев геологического субстрата. Прогрев обнаруживается на глубинах до 30-50 м в зависимости от степени освоения подземного пространства и свойств грунтов, лежащих в основании городской территории. Известно, что в городе (особенно, в мегаполисе) намного теплее, чем за его пределами или в сельской местности. Городские жители раньше других ощущают приход весны, а зима наступает для них гораздо позже. Это явление называется эффектом теплового городского острова. Оценка этого явления с экологических (и медицинских) позиций демонстрирует неоднозначность точек зрения. Так, например, многие жители радуются этому сдвигу сезонов, но для части их такое искусственное тепло становится причиной ухудшения самочувствия, а часто и причиной развития некоторых серьезных заболеваний.

Особенностями формирования экологической обстановки на урбанизированных территориях занимаются специалисты, называющие себя урбоэкологами. Круг их интересов — изучение жизнедеятельности человека в урбанизированной (городской) среде, прямые и обратные связи окружающей среды и человека как биологического вида и в то же время социального существа. Традиционно основной упор при рассмотрении взаимодействия человека с остальными составляющими геобиотехноэкосистемы делается на оценку степени загрязненности атмосферы, грунтовых вод и поверхностных водоемов, удаление бытовых и промышленных отходов в предположении, что именно эти экологические аспекты урбанизации представляют собой основные факторы формирования общей экологической обстановки на контролируемых территориях. При этом незаслуженно обойденными оказываются техногенные физические поля, определяющие «экологическую энергетику» территорий городов любого ранга, хотя понятие «техногенное физическое (энергетическое) загрязнение» уже давно и широко используется. Иногда, правда, делается исключение для акустического (шумового) физического поля, но, как правило, лишь в сочетании с транспортным загрязнением атмосферного воздуха и почвенного слоя. Соответственно, игнорируется включение геофизических полей, природных и главным образом техногенных, в определение понятия «геологическая среда», предложенного академиком Е.М. Сергеевым и в дальнейшем дополненного его последователями.

В то же время иные виды физического (энергетического) загрязнения среды городов и промышленно-городских агломераций — электромагнитное, шумовое, вибрационное, температурное, и радиационное воздействие — безусловно следует считать существенными факторами, определяющими экологическую обстановку на той или иной территории. Пытаясь восполнить этот пробел, авторы представляют результаты изучения возможного влияния на городское население электромагнитного, акустического (в слышимом и инфразвуковом частотных диапазонах), вибрационного, теплового и радиационного полей. При изучении такого влияния использованы данные литературных источников, экспериментальные исследования предыдущих лет и результаты работ, проведенных в последние 3-4 года.

Экспериментальные исследования. Цель эксперимента — оценить и сопоставить уровни техногенного физического (энергетического) воздействия на городское население и среду его обитания в малых и больших городах. Местом для проведения эксперимента были выбраны города Дубна и Кимры с населением до 100 тыс. человек, а также Москва — крупнейший мегаполис нашей страны. В качестве площадок для проведения экспериментальных исследований выбраны районы жилой застройки в городах Москва, Дубна (Московская область) и Кимры (Тверская область), а также некоторые конкретные объекты, интересные с точки зрения их физического (энергетического) воздействия, — метрополитен, помещения различного назначения (производственные, общего пользования, жилые). Цель исследований определение уровня техногенного физического воздействия, реализуемого через поля указанных видов в пределах территорий, где горожане обычно проводят значительное время суток: отдыхают в нерабочее время, делают покупки, развлекаются, а также сопоставление уровня воздействия для городов с разной численностью населения. Кроме исследований непосредственно на территории выбранных участков, проведены измерения параметров акустического, электромагнитного и радиационного полей на станциях трех линий Московского метрополитена, в производственных помещениях фабрики в г. Кимры, а также в учебных аудиториях и жилых зданиях в г. Дубна.

Измерения параметров физических полей в пределах выбранных полигонов в Москве, Дубне и Кимрах дали следующие результаты. Наиболее изменчивыми и часто выходящими за рамки экологически безопасных норм оказались значения магнитной индукции (магнитный компонент переменного электромагнитного поля) в частотном диапазоне от 5 Гц до 2 кГц. В этот частотный диапазон попадают практически все используемые промышленные частоты электромагнитных колебаний. Средние значения магнитной индукции варьируют в пределах 40-200 нТл, однако в отдельных случаях их уровень может достигать 600-700 и даже 1000 нТл и более при безопасном экологическом уровне 250 нТл. Высокие значения магнитной индукции, как правило, регистрировались вблизи квартальных трансформаторных подстанций разной мощности, расположенных вблизи жилых массивов либо непосредственно в их пределах, а также в окрестностях больших торговых центров, вблизи линий электропередачи и др. В качестве иллюстрации приведена схематическая карта

электромагнитной индукции, составленная по результатам измерений, проведенных в 2013–2014 гг. в г. Кимры Тверской области (рис. 1).

Акустическое воздействие по результатам измерений оказалось менее действенным, хотя шум, по мнению горожан, — наиболее раздражающий фактор. В слышимом диапазоне звуковых частот измеряемый уровень звукового давления (УЗД) изменялся от 6–16 до 57–60 дБ, редко превышая уровень 60 дБ. В инфразвуковом диапазоне частот при среднем уровне изменения звукового давления, сходном с наблюдавшимся в слышимом диапазоне (6–60 дБ), случаи превышения уровня в 60 дБ наблюдались чаще, как правило, в местах пересечения крупных общегородских транспортных магистралей.

Измерения радиационного поля не выявили заметных аномальных участков ни на одном из выбранных полигонов. Установленный санитарный предел МЭД в 20 мкЗв/ч нигде не оказался превышенным, хотя средние измеряемые значения изменялись в широком «преднормативном» диапазоне от 0,08-0,12 до 0,16-0,20 мкЗв/ч. Отметим, что в пределах выбранных для проведения эксперимента полигонов отсутствовали какие-либо предприятия и учреждения (за исключением районных медицинских учреждений), где могли бы использоваться радиоактивные материалы и где существование аномалий радиационного поля теоретически предсказуемо. Тем не менее радиационное поле характеризуется существенной неоднородностью («пятнистостью), изменяясь в указанных выше «разрешенных» пределах. Такого рода незначительные по величине аномалии трудно идентифицировать и соотносить с какими-либо конкретными источниками. Можно предположить, что их существование обязано выходам на поверхность почвенного радона.

600

550

500

450

400

350

300

250

200

150

100

50 0



Рис. 1. Схематическая карта электромагнитной индукции в жилом районе г. Кимры [Веселова, 2014]: участки повышенных значений магнитной составляющей электромагнитной индукции, связанные с находящимися в центральной части города учреждениями, торговыми и сервисными центрами (1), с низкорасположенными проводами ЛЭП и электроподстанциями (2 и 3), находящимся поблизости супермаркетом (4) и трансформаторной будкой внутри жилого квартала (5). Безопасный экологический предел — 250 нТл

Таблиі	1a 2
--------	------

Результаты измерения физических полей на некоторых линиях Московского метрополитена

		Вид физического поля					
Heeperine mining	Глубина	электромагнитное, нТл	радиационн	юе, мкЗв/ч	акустическое, дБ		
пазвание линии	заложения, м		внизу	наверху	акустический диапазон	инфразвуковой диапазон	
Сокольническая	+1042	1501500	0,080,16	0,090,18	6374	6679	
Серпуховско-Тимирязевская	+1060	8901600	0,100,21	0,100,19	7685	78100	
Таганско-Краснопресненская	051	6601820	0,080,25	0,060,18	7095	71101	
Допустимая норма		250	0,20	0,20	65	65	

Измерения физических полей (электромагнитного, акустического и радиационного) в Московском метрополитене показали, что этот объект, бесспорно, наиболее удобный вид транспорта для больших городов, но одновременно он оказывается весьма мощным источником техногенного энергетического воздействия на тех, кто им пользуется. Установлено, что наибольшим потенциалом воздействия характеризуется электромагнитное поле. Измеренные на разных линиях величины магнитной индукции варьировали от 150-1500 до 660-1820 нТл при экологически безопасной норме 250 нТл. Акустическое (шумовое) поле в слышимом диапазоне частот (от 20 Гц до 20 кГц) характеризовалось величинами от 63-74 до 70-95 дБ, а в инфразвуковом диапазоне (ниже 20 Гц) — величинами от 66-79 до 71-101 дБ. Ожидаемо низкими, если учесть особенности строительства Московского метрополитена. оказались показатели радиационного поля. Величина мощности экспозиционной дозы (МЭД) на разных линиях изменялась от 0,08–0,16 до 0,08-0,25 мкЗв/ч (табл. 2).

Таким образом, наибольшее воздействие на пассажиров метро, а также на обслуживающий персонал и в первую очередь на поездные бригады, оказывает электромагнитное поле, в данном случае его переменная магнитная составляющая — магнитная индукция. Шумовое воздействие оказывается менее существенным, но только в слышимом диапазоне частот. В диапазоне инфранизких частот акустическое воздействие достигает опасного уровня в 101 дБ. В то же время радиационная обстановка на подземных перронах метрополитена практически везде благополучная. Измеренные величины МЭД гамма-излучения не превышают санитарной нормы 20 мкЗв/ч, за исключением двух случаев, когда на двух станциях Таганско-Краснопресненской линии величина МЭД оказалась равной 25 мкЗв/ч.

В производственных и административных фабричных помещениях, аудиториях, лабораториях, административных и вспомогательных помещениях учебного заведения, а также в жилых помещениях заметное воздействие оказывает электромагнитное поле. Так, в производственных фабричных помещениях величина магнитной индукции варьировала от 90–165 до 1600 нТл, в учебном заведении — в зависимости от функционального назначения помещений — измеренные значения индукции изменялись в диапазоне от 20–40 до 800–1110 нТл, в жилых помещениях электромагнитное поле характеризовалось величиной индукции, изменяющейся от 60–140 до 190–270 нТл. Столь разнообразные и достаточно высокие измеренные уровни электромагнитной индукции определялись функционированием промышленного оборудования, большим количеством оргтехники и разнообразными бытовыми электроприборами, которые служили источниками электромагнитного поля (табл. 3).

Измерения электромагнитного, акустического и радиационного полей показали, что как в жилых районах Московского мегаполиса, так и в меньших по площади и населению городах Дубна и Кимры уровень техногенного физического воздействия, реализуемого через поля указанных видов, практически одинаков. Это объясняется тем, что источники физических полей в жилых массивах разных городов одни и те же — это городской автомобильный и рельсовый транспорт и другие источники, создающий акустическое поле в слышимом и инфразвуковом диапазонах, разнообразные источники электромагнитного поля. При проведении строительных работ также может наблюдаться повышение уровня акустического и электромагнитного полей. Большие торговые центры, внутригородские воздушные линии электропередачи, трансформаторные подстанции создают в непосредственной близости от них заметные аномалии электромагнитного поля (электромагнитной индукции).

Наиболее заметный из наблюдавшихся физических полей агент возмущения экологической обстановки (если ориентироваться на городское население) — электромагнитное поле в диапазоне промышленных частот.

Акустическое поле в диапазоне частот от 20 Гц до 20 кГц (слышимые звуки) также можно рассматривать в качестве фактора непосредственного раздражающего воздействия на проживающих в городах людей, хотя, если обратиться к результа-

Объект исследования	Место измерения, вблизи источников	Магнитная индукция, В, нТл	Напряженность электрического поля, <i>Е</i> , кВ/м
Фабрика	производственные помещения	165-1600*	
	лаборатория	1450*	
	заводоуправление	90-220	
Учебное заведение	административные помещения	40-510*	
	аудитории	200-1110*	
	лаборатории	20-370*	
	библиотека и читальный зал	460-800*	
	столовая	210-500*	
Жилой дом	кухня	190-270*	2,0-0,2
	жилые комнаты	60-210	0,1-0,6
	ванная комната	140	
Санитарная норма		250	5,0

Результаты измерения электромагнитного поля в помещениях

Таблица 3

* Магнитная индукция, превышающая предельно допустимый экологически безопасный уровень.

там проведенного эксперимента, действие этого фактора вызывает у профессиональных экологов меньшее беспокойство, чем электромагнитное воздействие. Отметим при этом локализацию участков аномального проявления акустического поля вблизи перекрестков магистралей с наиболее интенсивным движением транспорта. Однако надо иметь в виду, что в пределах городской территории, помимо людей, живут и животные, в частности птицы, а птицы очень чутко реагируют на аномальные проявления акустического поля, причем радикальным образом — переменой мест обитания, обедняя тем самым орнитофауну городских поселений.

Наиболее благоприятной с экологических позиций, как показали наблюдения, оказалась радиационная обстановка. Практически во всех пунктах наблюдения измеренные значения МЭД гамма-излучения не превышали установленной санитарной нормы в 0,20 мкЗв/ч. Это отчасти развеивает упорно насаждаемый миф о повсеместной радоновой опасности.

Возможные последствия техногенного физического воздействия. Последствия возрастающего техногенного физического (энергетического) воздействия на городское население и иных представителей биосферы, совокупно входящих в сформировавшиеся геобиотехноэкосистемы, можно оценить, представив их в форме четырехуровневой матрицы, в которой уровень техногенного физического воздействия изменяется от слабого до опасного и соответствующим образом трансформируются техногенное физическое загрязнение, экологическое состояние среды, условия жизнедеятельности человека (комфортность жизнедеятельности) и состояние организма человека в медицинском аспекте (табл. 4).

В представленной в виде таблицы матрице слабым техногенным физическим воздействием, воздействием 1-го уровня, следует считать такое воздействие, при котором изменения физических полей разного вида не выходят за рамки естественных вариаций и не приводят к заметным нарушениям привычных условий существования живых организмов и человека. Такое воздействие не выводит состояние окружающей среды за пределы экологической нормы, а живые организмы — за пределы состояния «здоровье». Умеренное техногенное физическое воздействие (воздействие 2-го уровня) способно инициировать заметные, выходящие за рамки фоновых изменения окружающей среды и условий существования живых организмов, не требующие, однако, специальных мероприятий для устранения последствий таких изменений.

Таблица 4

Техногенное физическое воздействие и его последствия, по [Богословский и др., 2000]

Π	Категория (уровень)					
Показатель	Ι	II	III	IV		
Техногенное фи- зическое воздей- ствие:	слабое	умерен- ное	сильное	опасное		
Техногенное физи- ческое загрязнение	низкое	среднее	высокое	очень высокое		
Экологическое состояние среды	эколо- гическая норма	экологи- ческий риск	экологи- ческий кризис	эколо- гическое бедствие		
Условия жизнедея- тельности человека	ком- фортные	диском- фортные	очень диском- фортные	опасные		
Состояние орга- низма человека	здоровье	напря- жение	утомле- ние	болезнь		

Сильное техногенное физическое воздействие (воздействие 3-го уровня) предполагает возникновение в окружающей среде и в условиях существования живых организмов, и в том числе людей, изменений, требующих специальных мероприятий, направленных на предотвращение возможных негативных последствий воздействия. Состояние окружающей среды в условиях сильного воздействия следует оценивать как экологический кризис, а реакцию живых организмов как «утомление». Опасное техногенное физическое воздействие (воздействие 4-го уровня) может повлечь в окружающей среде разрушительные и катастрофические изменения, деградацию и уничтожение экосистем разного ранга, патологические изменения в организме человека с далеко идущими негативными последствиями. С экологических позиций состояние окружающей среды оценивается как экологическое бедствие. Применительно к человеку следует использовать четвертую, высшую, категорию — «болезнь» [Экологические..., 2000]. В деталях возможные последствия существенного техногенного физического воздействия (воздействие 3-го и 4-го уровней) на биообъекты городских территорий можно увидеть на рис. 2, где показаны последствия техногенного физического воздействия в медицинском и экологическом аспектах.



Рис. 2. Реакция человека и экосистем на техногенное физическое воздействие

Повышенный уровень техногенного физического воздействия в производственных условиях, несмотря на принимаемые профилактические и терапевтические меры, ожидаемо способствует развитию профессиональных заболеваний. На бытовом уровне городские жители сталкиваются

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевской В.К. Экологическая геофизика. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 256 с.

Веселова Я.А. Эколого-геофизическая обстановка одного из районов г. Кимры по данным измерений с ростом детской (наиболее оседлой и вместе с тем уязвимой части населения) заболеваемости и появлением так называемых специфических (нетипичных для региона в целом) заболеваний, причинно связанных с воздействием физических полей. Экологические последствия техногенного физического воздействия в зависимости от его уровня могут сказываться на состоянии городских экосистем в форме уменьшения их видового разнообразия, частичной или полной деградации и в критическом случае (категория «опасное» воздействие) экологической катастрофы гибели экосистемы без ее восстановления в каком-либо ином виде.

Заключение. Техногенное физическое воздействие, приводящее к формированию на территории городов устойчивого энергетического загрязнения, является действенным фактором из числа тех, которые определяют интегральные экологические условия. В соответствии с концепцией экологических функций земных сфер геобиотехноэкосистемы городских территорий существуют в условиях глубокой трансформации геофизической экологической функции, определяющей энергетический обмен внутри экосистем и экосистем с окружающим материальным миром. Разрозненные фрагментарные исследования последствий техногенного физического воздействия на население городов и крупных промышленных агломераций, где производится, преобразуется и используется большая часть энергии и где это воздействие наиболее сильно проявляется, не позволяют создать полную картину техногенного энергетического загрязнения территорий интенсивного освоения. В силу этого необходимо уделять больше внимания изучению природного и техногенного физического (энергетического) воздействия на население городов и других компонентов городских экосистем, что осуществляется в переживаемое нами время по «остаточному принципу». Такой подход в принципе не может дать эффективных результатов.

Необходимо расширять исследования, направленные на изучение факторов формирования в городах аномальных зон физических полей естественного и искусственного происхождения и влияния их на здоровье городского населения. Следует обсудить вопрос о создании в перспективе в рамках уже существующего научного направления — урбоэкологии — специального раздела, где можно было бы сосредоточить усилия специалистов для разрешения обозначившихся проблем геофизической урбоэкологии.

магнитной индукции и мощности эквивалентной дозы радиоактивного излучения. Бакалаврская дисс. Дубна: Государственный университет «Дубна», 2014. 62 с.

Экологические функции литосферы / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та 2000. 432 с.

УДК [552.5+551.762.3]:553.98 (571.122)

А.В. Ступакова¹, А.Н. Стафеев², А.А. Суслова³, Р.М. Гилаев⁴

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ЗАПАДНО-СИБИРСКОМ БАССЕЙНЕ В ТИТОНЕ-РАННЕМ БЕРРИАСЕ

На основе данных фациального, структурного и общего палеогеографического анализа предложены новый вариант морфологии дна и новая модель накопления баженовской свиты (титон-нижний берриас) Западно-Сибирского бассейна. Весьма слабая роль терригенного осадочного материала в формировании высокоуглеродистых баженовских фаций объясняется в новой модели его улавливанием относительно глубоководными прогибами, обрамлявшими приподнятую мелководную центральную часть Западной Сибири. Рассматрены также структура и динамика морских течений. В титоне-раннем берриасе с ними были связаны эпизоды аэрации обогащенных сероводородом и углекислым газом придонных вод. При перемешивании водной массы возникали заморы.

Ключевые слова: Западная Сибирь, баженовский горизонт, титон, нижний берриас, тектоника, фации, гидродинамика.

Based on the facies-structural and paleogeographic analysis there is provided new model of the sea bed morphology and new sedimentation model of the Bazhenov formation (tithonian-lower berriasian) of the West Siberia basin. According to this models very low terrigeneous content in the Bazhenov formation caused by its sedimentation in the deep depressions which were formed on the flanks of the basin. In the central part there was uplifted area with shallow marine environments. Routes and dynamics of marine currents are also discussed in this paper. Currents caused aeration periods of the hydrogen and carbon dioxide enriched seabed water in tithonian — early Berriasian time. During this water migration suffocation periods occurred.

Key words: Western Siberia, bazhenov horizon, titonian, lower berriasian, tectonics, facies, hydrodynamics.

Введение. Титон-ранний берриас — время формирования уникальной баженовской свиты, которая считается основной нефтегазогенерационной толщей Западно-Сибирского бассейна. Представлена баженовская свита глинисто-карбонатнокремнистыми высокоуглеродистыми (до 25%) отложениями мощностью от 15 до 40 м. Для свиты характерно высокое содержание халцедона и опала (до 25%) и отсутствие обломочных пород [Брадучан и др., 1986]. Накоплению и сохранению органического вещества способствовали режим «седиментационного голодания» и периодически возникающие аноксидные условия.

Климат на севере Западной Сибири был семигумидным, а на юге — семиаридным [Захаров, 2006]. По мнению большинства исследователей, баженовская свита накапливалась в относительно глубоководном (до 500 м) эпиконтинентальном море, широкие мелководные окраины которого улавливали практически весь терригенный осадочный материал и препятствовали его проникновению в центральную часть бассейна [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Конторович и др., 2013]. Другие специалисты приводят доказательства мелководности Западно-Сибирского моря в титоне—раннем берриасе [Фомичев, 2006] или предполагают колебания глубины баженовского моря в центральной части Западной Сибири [Панченко и др., 2015].

Тектоника и рельеф дна. Структурно-фациальная зональность отложений титона—нижнего берриаса определялась, с одной стороны, общим структурным планом Западно—Сибирского бассейна, а с другой — тектоническими движениями за пределами рассматриваемого региона. Структурный план Западно-Сибирского бассейна описан во многих работах, где выделены структурные элементы разного порядка и значения, влияющие на характер распределения нефтегазоносности этого региона. Несомненно, лидируют ссылки публикации О.Г. Жеро, А.Э. Конторовича, Н.Я. Кунина, Е.Е. Милановского, В.С. Старосельцева,

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, заведющая кафедрой, профессор; *e-mail*: a.stoupakova@oilmsu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент; *e-mail*: anstafeev@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; *e-mail*: a.suslova@oilmsu.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail*: r.gilaev@oilmsu.ru

В.С. Суркова, В.М. Тищенко, Г.И. Тищенко, А.А. Трофимука, Л.Я. Трушкова, А.С. Фомичева, В.Е. Хаина, Г.П. Худорожкова, К.Я. Черкашина, К.А. Черникова, Н.В. Шаблинской, В.Я. Шерихора, В.И. Шпильмана, К.А. Шпильмана, Б.Н. Шурыгина и др.

Региональные работы, проведенные в Западно-Сибирском бассейне, позволили выделить в его пределах эпицентры погружения с максимальным осадконакоплением на протяжении всей истории развития бассейна и области поднятий, жестких платформенных массивов или структурных выступов, где мощность осадочного чехла не превышает 3-5 км (рис. 1) [Ступакова, 2011]. Активную зону погружения можно связать с Западно-Сибирской сверхглубокой депрессией, основу которой составляют грабены и авлакогены Уренгой-Колтогорской рифтовой системы. По сейсмическим материалам она выявлена в виде системы линейно вытянутых инверсионных валов, которые периодически проявлялись в структурном плане от кровли палеозойских до кровли сеноманских отложений. Палеозойские положительные структуры разделены глубокими впадинами, заполненными пермскотриасовыми отложениями. В.С. Сурков в Западно-Сибирском бассейне эту зону глубоких прогибов и инверсионных валов определяет как унаследовано наложенную впадину и прослеживает развитие триасовых прогибов и грабенов в ее пределах, из которых Уренгой-Колтогорский прогиб — один из самых протяженных [Сурков, Жеро, 1981; Сурков, 2002]. Возможно, эта зона имеет более древнее заложение и выделяется как авлакогенная структура по палеозойскому комплексу [Шаблинская, 1984; Кунин, Шейх-Заде, 1985]. На ее территории еще в рифее сформировалась система грабенов, которые в раннем или среднем палеозое могли регенерироваться или обновляться, как это происходило на древних платформах [Милановский, 1987]. Подобные прогибы формировались по оси Енисей-Хатангского и Восточно-Уральского прогибов.

Область развития унаследованных поднятий Западно-Сибирского бассейна формировалась в центральной части бассейна, где наиболее выраженные поднятия — структуры Широтного Приобья. По всей видимости, эти структуры формировались на жестком платформенном массиве, который был затронут локальными процессами триасового рифтогенеза, приведшего к формированию неглубоких грабенов с мощностью отложений до 5-7 км. В конце юрского-раннемеловое время северная часть Западно-Сибирского бассейна была осложнена новыми сдвиго-раздвиговыми деформациями, скорее всего, связанными со становлением Таймырской и Новоземельской складчатых областей и заложением впадины Северного Ледовитого океана. Формирование Таймырской складчатой системы обусловило активизацию сдвиговых деформаций вдоль южного борта Енисей-Хатангского прогиба. В зоне пересечения глубинных разломов Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского прогибов сформировалась область некоего тектонического узла, активно прогибающаяся на протяжении всей истории развития региона. Наиболее активно по сравнению с обрамляющими территориями эта область прогибалась в позднеюрско-раннеберриасское время. Тектонические движения в центральной и южной частях Западно-Сибирского бассейна были дифференцированными и проявлялись слабо.

В титон-раннеберриасское время в Западно-Сибирском бассейне активно формировались две впадины, которые унаследованно образовались в пределах Западно-Сибирской сверхглубокой депрессии и Восточно-Приуральской зоны. Наиболее высокие значения скорости погружения отмечены в пределах Западно-Сибирской депрессии, где западнее Приенисейского сброса активно развивался расширяющийся к северу меридиональный Тазовский палеопрогиб. Осевая часть Тазовского прогиба примыкает с востока к нижнее-среднетриасовому Худосейскому рифту [Сурков и др., 1997]. С запада прогиб ограничен древним Надым-Караминским разломом, вдоль которого прослеживалась система относительных и абсолютных поднятий, служившая барьером на пути транспортировки терригенного осадочного материала с северо-востока в центральную часть бассейна.

На западе Западно-Сибирского бассейна погружения также были существенными и привели к заложению двух субмеридиональных относительно глубоководных (до 200-300 м) прогибов. На севере относительно глубоководный Западно-Сибирский бассейн отделялся от мелководного Ямало-Карского бассейна крупным северо-восточным Приуральско-Хатангским левым сдвигом. Рисунок сдвига подчеркнут кулисным расположением антиклинальных складок (островов) Мессояхской системы поднятий вдоль северного крыла разлома. Система антиклинальных линейных складок прослеживается и восточнее — вдоль южного края и далее вдоль центральной части Енисей-Хатангского прогиба (Рассохинский мегавал). На территории их развития часто частично или полностью отсутствуют келловей-верхнеюрские отложения [Девятов и др., 2011]. Вдоль южного крыла Приуральско-Хатангского сдвига протягивается кулисообразная система малых сдвиговых бассейнов, которые установлены по данным бурения и сейсморазведки. Кроме структурного рисунка, сдвиговая природа разлома подтверждается близким соседством областей локальной складчатости и эрозии с областями быстрой седиментации.

Иными словами, на территории Западной Сибири при субширотном растяжении в титоне раннем берриасе в центральной части бассейна,



на месте стабильного жесткого платформенного массива обособилось холмистое, относительно мелководное плато, обрамленное конседиментационными прогибами. Малая глубина (50-100 м) накопления высокоуглеродистой баженовской свиты в центральной части Западно-Сибирского бассейна подтверждается широким развитием в его разрезах штормогенных отложений [Щепетова и др., 2015]. Бассейн в целом (на первом этапе — в начале титона) испытывал регрессию по мере увеличения контрастности рельефа дна в начале нового тектоно-седиментационного (палеогеографического) цикла. Затем в титоне-раннем берриасе (время накопления баженовской свиты), в отличие от предыдущих веков юрского периода, кривые эвстатических колебаний уровня Мирового океана (пессимум) и сибирских морей (оптимум) имели противоположную направленность [Девятов и др., 2011]. На территории Европы титонскому веку соответствует тектоническая перестройка (киммерийская орогеническая фаза).

Строение разрезов и фациальные переходы. В баженовской свите по степени битуминозности, карбонатности, кремнистости и содержанию глинистого материала выделяется от 2 до 7 (редко до 20) пачек [Брадучан и др., 1986]. На ряде площадей наблюдается переслаивание битуминозных и небитуминозных слоев толщиной от нескольких сантиметров до нескольких метров — выделено до 70 чередующихся слоев в верхней части свиты в неполном разрезе мощностью 12 м [Эдер и др., 2015]. В основании баженовской свиты обычно залегают кремнисто-глинистые породы, которые сменяются вверх по разрезу глинисто-кремнистыми и кремнистыми, а на внутрибассейновых поднятиях карбонатно-глинисто-кремнистыми породами с прослоями ракушняков. В кровле свиты залегают кремнисто-глинистые отложения. Крупные пачки иногда хорошо прослеживаются, но детали их внутреннего строения, линзовидный характер распространения различных литотипов, большое разнообразие текстур (массивные, горизонтальные, линзовидные, волнистые, косые, пятнистые, оползневые) свидетельствуют о быстро менявшихся условиях, в первую очередь гидродинамических и гидрологических [Коробова и др., 2015]. В некоторых районах центральной части Западно-Сибирского бассейна фациальная изменчивость происходит очень быстро, иногда в пределах одной структуры, что не характерно для глубоководных условий. По мнению А.С. Фомичева, в центральной части баженовского моря существовали отмели и низкие острова, его максимальная глубина не превышала 200 м, в основном она составляла 20–50 м [Фомичев, 2006].

В районах Среднего Приобья отчетливо обособляются два вещественно-генетических типа черных сланцев баженовской свиты (баженовиты и аргиллиты), почти не имеющие переходных разновидностей. Среднее содержание глинистого вещества в баженовитах составляет 20,6%, в аргиллитах — 54,6%; содержание С_{орг} — 12,15 и 2,13% соответственно [Занин и др., 1999]. Микротекстурный анализ аргиллитов баженовской свиты показывает наличие слоев толщиной от 0,05 до 1 мм, часто содержащих в основании градационный алевритовый материал; иногда мелкоалевритовый материал однородно рассеян по прослою, а в некоторых случаях в микропрослоях аргиллитов он отсутствует [Эдер и др., 2015]. Предполагается, что баженовиты формировались в результате «фонового» накопления, тогда как глинистый материал аргиллитов осаждался из низкоплотностных затухающих турбидитных потоков, распространяющихся в дистальных обстановках вдоль пикноклина [Занин и др. 1999; Эдер и др., 2015].

Во всех направлениях от центра бассейна к зонам активного прогибания мощность титонскихнижнеберриасских отложений возрастает (рис. 2), высокоуглеродистые породы по направлению к периферии бассейна играют все меньшую роль, количество органического вещества в них сокрашается, небитуминозные породы начинают преобладать в разрезах. Наиболее быстро мощность отложений увеличивается в северо-восточном направлении (рис. 3), в Большехетской впадине она составляет свыше 400 м [Найденов и др., 2013; Шурыгин и др., 2007]. Здесь, на северо-востоке Западно-Сибирского бассейна, выделен конус выноса стоковых межбассейновых течений, ориентированный вершиной в направлении цепочки конседиментационных малых бассейнов на южном

<sup>Рис. 1. Схема тектонического районирования Западно-Сибирской плиты и ее обрамления, по [Ступакова, 2011]: 1 — Восточно-Приновоземельское поднятие; 2 — Свердрупское поднятие; 3 — Салехардский выступ; 4 — Тильтимский выступ; 5 — Хашгорский мегавал; 6 — Чуальский выступ; 7 — Висимский мегавал; 8 — Пелымский мегавыступ; 9 — Тавдинский мегавыступ; 10 — Шаимский мегавал; 11 — Красноленинский свод; 12 — Северный свод; 13 — Сургутский свод; 14 — Нижневартовский свод; 15 — Александровский мегавал; 16 — Салымский мегавал; 17 — Верхнесалымский мегавал; 18 — Каймысовский свод; 19 — Средневасюганский мегавал; 20 — Парабельский мегавал; 21 — Демьянский мегавал; 22 — Пологрудовский мегавал; 23 — Пудинский мегавал; 24 — Тарский мегавал; 25 — Казанский выступ; 26 — Межовский мегавал; 27 — Старосолдатский мегавал; 28 — Нижнеомский мегавал; 29 — Тебисский мегавал; 30 — Новотроицкий мегавал; 31 — Калганский выступ; 32 — Белооссторовский мегавал; 33 — Русановский мегавал; 34 — Скуратовский мегавал; 35 — Обручевский мегавал; 36 — Северо-Ямальский вал; 37 — Средне-Ямальский вал; 38 — Тамбейский вал; 39 — Нурминский мегавал; 40 — Гыданский свод; 41 — Геофизический мегавал; 43 — Ямбургский мегавал; 44 — Русский вал; 45 — Уренгойский мегавал; 46 — Медвежий мегавал; 47 — Ямсовейский мегавал; 48 — Пырейская мегаседловина; 49 — Русско-Чассельский вал; 50 — Губкинский вал; 51 — Таркосалинский мегавал; 52 — Хазанский вал; 54 — Вынгапурский мегавал; 55 — Тагринский мегавал; 51 — Таркосалинский мегавал; 57 — Линейная мегаседловина; 58 — Ярудейский мегавал; 50 — Губкинский вал; 51 — Гаркосалинский мегавал; 57 — Линейная мегаседловина; 58 — Ярудейский мегавал; 53 — Обручевский мегавал; 55 — Тагринский вал; 51 — Таркосалинский мегавал; 57 — Линейная мегаседловина; 54 — Вынгапурский мегавал; 55 — Тагринский вал; 51 — Таркосалинский мегавал; 57 — Линейная мегаседловина; 58 — Ярудейский мегавал; 53 — Оруйский свод; 60 — Радомский мегавал; 61 — Сергинское куполовидное поднятие; 62 — Турсунский мегавал; 63 — Южно-Иусский мегавыступ
</ul</sup>



15

Рис. 2. Палеогеографическая схема Западно-Сибирского бассейна в титоне-раннем берриасе

Мощность отложений титона-нижнего берриаса (м): 1 – 0-40; 2 – 40-60; 3 – 60-100; 4 – 100-200; 5 – > 200; 6 – область отсутствия отложения титона-нижнего берриаса; 7 контуры древних структур; 8 – границы структурно-фациальных зон. Структурно-фациальные зоны: 9 – максимально прогнутая часть бассейна, улавливающая терригенный осадочный материал (алеврито-глинистые отложения с редкими прослоями мелкозернистых песчаников); 10 – конус выноса межбассейновых стоковых течений; 11 – относительно приподнятая центральная часть бассейна (высокоуглеродистые карбонатно-глинисто-кремнистые отложения); 12 – переходная зона, выполняющая роль барьера, препятствующего проникновению терригенного осадочного материала в центральную часть бассейна (чередование высоко- и низкоуглеродистых фаций); 13 – открытый шельф; 14 – прибрежно морская зона; 15 – граница содержания биогенного кремнезема >5%, по [Брадучан и др., 1986]; 16 – граница распространения каолинит-смешанослойно-гидрослюдистых ассоциаций с примесью хлорита на северо-востоке, с примесью

смектита - на юго-западе по [Брадучан и др., 1986]. Разрывные нарушения, конседиментационные разломы: 17 — сдвиги; 18 — сбросы; 19 — древний Надым-Караминский разлом; 20 — скважины; 21 — линия структурно-фациального профиля Западно-Сибирского бассейна в титоне-раннем берриасе; 22 — сейсмический профиль М-14 и участок его интерпретации

борту Енисей-Хатангского прогиба (рис. 2). В вершинной части конуса в Тазовском палеопрогибе среди преобладающих в разрезе глинистых отложений появляются прослои и пачки (до 10-15) мелкообломочных песчаников и алевролитов толщиной до нескольких десятков метров. По минералогическому составу глин распознается более крупный (занимающий приблизительно половину территории Западной Сибири) конус распространения глинистого терригенного материала. В целом глины имеют каолинит-смешанослойногидрослюдистый состав. На северо-востоке они содержат примесь хлорита, а в центральной части бассейна — примесь смектита [Брадучан и др., 1986]. Один из главных путей транспортировки глинистого материала в область Широтного Приобья прослеживается по минералогическому составу глин с северо-востока, из вершинной части Большехетского конуса выноса, через районы Восточно-Таркосалинской и Западно-Новогодней площадей в структурное понижение между Нижневартовским и Сургутским сводами (рис. 3).

В вершинной части конуса выноса на сейсмическом профиле М-14 отчетливо выделяется ложбина эрозионного и (или) оползневого происхождения шириной до 35 км, выполненная потоковыми отложениями (рис. 4). Эрозионная поверхность прослеживается в виде непрерывного двухфазного рефлектора. На бортах вреза наблюдается срезание на глубину до 100 м, в подошве — отчетливое несогласие, а в краевых частях — налегание. Локальные несогласия подчеркнуты бугристым и холмовидным рисунком осей синфазности, обусловленным активной гидродинамикой или оползнями. Отдельные крупные линзы в западной части эрозионной ложбины имеют ширину до 7–10 км, что может указывать на соответствующую ширину водного потока, который проникал из бореальной области в Тазовский палеопрогиб Западно-Сибирского бассейна.

Гидродинамика. Морские течения (прибрежные, циклонические, донные, мутьевые, апвеллинг) упоминаются и анализируются во многих работах [Брадучан и др., 1986; Гурари, 1981; Захаров, 2006], однако они рассматриваются в рамках традиционной «чашеобразной» модели морфологии дна Западно-Сибирского бассейна.

По нашему мнению, главный поток бореального течения следовал по системе локальных сдвиговых бассейнов вдоль южного борта Енисей-Хатангского прогиба в направлении Тазовского палеопрогиба. Холодные плотные воды потока опускались на дно Тазовского прогиба, заполняли его и создавали уровень стратификации вод пикноклин. Анаэробные условия, судя по наличию единичных высокоуглеродистых линз, были развиты в Тазовском палеопрогибе лишь локально, как в разрезе, так и на площади.



Рис. 3. Структурно-фациальный профиль Западно-Сибирского бассейна в титоне-раннем берриасе: *1* — осадочные брекчии; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — кремнистые породы; *6* — известняки; *7* — конседиментационные разломы



Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля M-14 с эрозионной ложбиной в подошве баженовского горизонта: Бя — кровля яновстанской свиты, Б — подошва яновстанской свиты, Бэ — предполагаемая эрозионная граница в подошве баженовского горизонта

Одновременно с усилением стока и глубинной эрозии в каналах стока с Мессояхской системы поднятий вследствие сейсмических событий могли сходить олистостромы, которые возбуждали цунами. Цунамигенные течения инициировались на мелководье при подходе волны к подводной гряде. В ложбинах дна масса воды фокусировалась и «выплескивалась» по этим ложбинам в область холмистого плато. Потоки воды взмучивали воды в котловинах плато с сероводородным заражением и поднимали анаэробные воды к поверхности, вызывая заморы. Такие события могли происходить сериями, возможно, с ними и связаны 2 горизонта рыбных темпеститов в подошве и в кровле нижней (силицитовой) толщи баженовской свиты в пределах Фроловской мегавпадины [Щепетова и др., 2015]. Серия таких событий могла привести к аэрации придонных вод центрального плато, уменьшению или полному исчезновению на короткое время сероводородного «облака» над относительно мелководной центральной частью Западно-Сибирского бассейна. Поэтому вслед за цунамигенными (?) «темпеститами» в разрезе баженовской свиты Фроловской впадины следуют прослои глинисто-кремнистых пород, обогащенных карбонатными раковинами иноцерамид, что свидетельствует об улучшенной аэрации придонных вод [Щепетова и др., 2015].

Более частыми и обычными были мутьевые потоки, которые неизбежно возникали и сходили с бровки склона конуса выноса стоковых течений с периодичностью, вероятно, от нескольких лет до нескольких десятков (возможно, сотен) лет, в зависимости от объема твердого стока. Мутьевые потоки с такой частотой могли формировать в дистальных фациях микрослоистость в доли миллиметра. Однако мутьевые потоки со стороны Большехетского конуса выноса распространялись по осевой зоне меридионального Тазовского палеопрогиба и не могли через подводный мелководный барьер проникать в центральную часть бассейна. В районе центрального относительно мелководного плато периодически действовали только внутрибассейновые низкоплотностные турбидитные течения, которые имели штормогенное или цунамигенное происхождение.

Судя по наличию обломочных пород на нескольких уровнях в разрезах Большехетской впадины, можно предполагать несколько фаз активизации стоковых течений. Обычно в основании слоев обломочных пород залегают мелкозернистые песчаники, сменяющиеся выше по разрезу алевролитами, что может указывать на первоначальное резкое усиление стока и последующее медленное затухание скорости потока. Такая асимметрия в динамике потока может свидетельствовать о тектонической инициации течений. Быстрое проседание блоков на севере Большехетской впадины в приразломной зоне Приуральско-Хатангского сдвига могло создавать уклон поверхности моря в южную сторону и инициировать (или усиливать) стоковое течение. Ослабевающий поток мог следовать вдоль поверхности пикноклина и переносить тонкую взвесь и питательные вещества в направлении относительно мелководной центральной части бассейна. Вторгаясь в область семиаридной климатической зоны, где поверхностные воды имели более высокую плотность за счет испарения, поток мог давать восходящие струи, обеспечивая рассеянный апвеллинг. Другим поставщиком питательных веществ, вероятно, служили придонные воды Тазовского палеопрогиба, которые поднимались к поверхности в зоне бровки плато (барьера вдоль древнего Надым-Караминского разлома) во время сезонных штормов при ветровом сгоне вод с мелководий холмистого плато.

Рассматривая «мелководную» модель формирования высокоуглеродистых отложений титонанижнего берриаса, следует обратить внимание на еще один источник питательных веществ. Придонные воды находятся в состоянии постоянного водообмена с иловыми водами и обогащаются фосфатами и другими питательными веществами. Находясь на небольшой глубине, они могут обмениваться с более солеными и плотными теплыми поверхностными водами и обеспечивать практически постоянный вынос питательных веществ к поверхности моря, способствуя повышению биопродуктивности планктона.

Несомненно, важным условием накопления органического вещества в центральной части бассейна была система циклонических течений [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006], которая предотвращала рассеяние живого и отмершего планктона в периферийные зоны Западно-Сибирского бассейна. Частичный вынос планктона происходил только в направлении Ямало-Карского бассейна струями циклонических течений, которые отклонялись от круговорота встречным поверхностным северо-западным течением, огибающим Северо-Уральскую сушу. Вдольбереговые и прибрежные штормогенные течения практически не влияли на биопродуктивность и транспортировку осадочного материала в центральную часть бассейна. Возможно, некоторая роль принадлежит разрывным штормогенным течениям, которые могли транспортировать материал к перегибу склона бассейна. Здесь мог скапливаться осадочный материал, а когда его масса достигала некоторой величины, сходили мутьевые потоки. Они затухали в ложбинах дна, обрамляющих центральное плато, их роль заключалась только в пополнении придонных вод питательными веществами.

Корреляция геологических событий. Для разработки достоверной модели осадконакопления в титоне—раннем берриасе для Западно-Сибирского бассейна необходимо рассмотреть последовательность геологических событий и их взаимосвязь.

Этапы активного движения вдоль Приуральско-Хатангского сдвига приводили к проседанию блоков Тазовского палеопрогиба, возникновению гидрографического уклона и усилению бореального стока. Одновременно от уступа сдвига отделялись блоки и перемещались в Тазовский палеопрогиб. С бортов эрозионных врезов и бровки склона конуса выноса стоковых течений сходили оползни. Тектоно-гравитационные и гравитационные олистостромы могли вызывать волны цунами. При оползании рыхлого материала возникали мутьевые потоки. Этапы активизации сдвига характеризовались быстрым усилением бореального стока, его последующим ослаблением и стабилизацией течений. В разрезах это выражается в появлении обогащенных глинистым материалом слоев, которые чередуются с органогенными или хемогенными породами.

Когда волны цунами достигали подводного мелководного барьера, происходило взмучивание донных осадков и инициировались внутрибассейновые мутьевые потоки в направлении центральной части относительно мелководного плато. Эти потоки увлекали тонкий глинистый материал, оставляя на своем пути в ложбинах стока обогащенные кремнеземом осадки (косослоистые радиоляриты). Массивные радиоляриты формировались на пути потока ниже пикноклина, в участках, где низкоплотностной поток отрывался от дна и уносил глинистые частицы, рассеивая по дну более тяжелые остатки раковин радиолярий и алевритовые частицы. На участках, где происходили колебания уровня пикноклина, накапливались горизонтальнослоистые радиоляриты. Массивные радиоляриты могли формироваться также на поднятиях дна за счет фонового осадконакопления, особенно вблизи зон апвеллинга, на удалении от которых возрастала роль глинистого материала и появлялась тонкая сезонная слоистость.

Вследствие наиболее крупных цунами мог происходить подъем к поверхности моря большой массы воды, насыщенной сероводородом и углекислым газом, из западин на центральном плато. Перемешивание воды во всем объеме вело к вымиранию бентоса на относительных поднятиях дна. Одновременный вынос к поверхности большого количества питательных веществ мог приводить к «цветению» празинофитов и образованию водорослевого покрова на поверхности баженовского моря, что довершало экологическую катастрофу и вызывало массовый замор. После серии цунамигенных событий придонная вода могла обогатиться кислородом, а дно на короткое время заселиться бентосом с карбонатным скелетом. Во время относительно спокойного тектонического режима (и гидродинамики) заморы не происходили, бентос и нектон восстанавливались.

Особый интерес представляют преобладающие в баженовской свите породы с микрослоистой текстурой. Микроциклиты (0,05–1 мм) связаны, вероятно, с мощными штормами или накапливались в дистальных обстановках цунамигенных турбидитных течений, а также в зонах сезонного апвеллинга. Циклит толщиной 0,1 мм при 20-метровой мощности баженовской свиты и длительности ее формирования в 10 млн лет мог образоваться за 50 лет. В настоящее время мощные штормы происходят в Северном море с периодичностью 20-50 лет [Айгнер, 1985].

В глинисто-кремнистых породах верхнего титона содержится сантиметровый прослой апопеплового монтмориллонита [Панченко и др., 2015]. Предполагаемый вулканический центр мог находиться в бассейне пул-апарт (pull-apart) в Приуральской части Приуральско-Хатангского сдвига (рис. 2). Увеличение численности радиолярий в среднем титоне, возможно, было связано с началом подводных вулканических проявлений вдоль разломов, которые обеспечивали эндогенное поступление кремнезема. Не исключено, что именно затухание вулканической деятельности в конце титона привело к резкому снижению численности кремнистого планктона. К концу баженовского времени наступил расцвет карбонатного фитопланктона (кокколитофорид) [Панченко и др., 2015].

Таким образом, прослеживается отчетливая связь тектонических, гидродинамических, биотических и, возможно, вулканических и других явлений и событий.

Если следовать логике палеогеографической цикличности, то баженовская свита начала формироваться с момента изменения структурного плана бассейна. Отложения верхнего кимериджа, связанные постепенным переходом с перекрывающими их высокоуглеродистыми образованиями, выделяются в качестве переходных слоев между абалакской и баженовской свитами. Переходные слои залегают с видимым несогласием на нижнекимериджских отложений [Панченко и др., 2015], они, как и вышележащие отложения, обогащены кремнеземом и, вероятно, их следует относить к баженовскому горизонту.

Завершилось формирование баженовского горизонта тектоническими событиями в берриасе. В конце баженовского времени или уже в позднем берриасе на прилегающей суше появились низкие и средние (до 0,5–0,8 км) горы. Об этом свидетельствуют данные О.В. Шурековой о наличии в палинокомплексе [Панченко и др., 2015] пыльцы низкогорных подокарповых и среднегорных сциадопитисовых (японская зонтичная пихта).

Обсуждение результатов. В научной литературе обсуждается вопрос об уникальности или «обычности» Западно-Сибирского бассейна в титоне—раннем берриасе. Как необычные оцениваются огромная площадь бассейна, уникальные объемы захороненного органического вещества и другие параметры, но не сами условия накопления высокоуглеродистых отложений. Обычные условия, по мнению большинства исследователей, «компенсируются» длительностью существования благоприятных условий образования и захоронения OB. В случае глубоководной чашеобразной модели дна это входит в противоречие с периодически быстрым очищением центральной части бассейна от сероводородного заражения. Кратковременность таких эпизодов аэрации также не находит удовлетворительного объяснения. Предполагаемая транспортировка турбидитными течениями тонкого алевритово-глинистого материала со склонов бассейна в его центральную глубоководную область не могла способствовать стабильности условий захоронения. Перенос материала дистальными струями мутьевых потоков вдоль пикноклина недостаточно обоснован, такой перенос может быть связан с медленными постоянными, возможно, периодически затухающими течениями — дистальными ветвями постоянного бореального стока.

Обоснование предполагаемой максимальной (до 400 м) глубины в центральной части Западной Сибири в среднем титоне и ее последующее уменьшение к раннему берриасу [Панченко и др., 2015] проводится по анализу радиолярий рода *Parvicingula*, но одновременно отмечается, что доминирование видов рода *Parvicingula* служит индикатором бореального течения. Следовательно, это течение могло приносить радиолярии из действительно глубоководного в среднем титоне Тазовского палеопрогиба, который к раннему берриасу мог быть частично компенсирован осадочным материалом и перестал поставлять глубоководных радиолярий.

Одно из важнейших условий формирования высокоуглеродистой баженовской свиты — такой режим седиментации, когда аутигенное осадконакопление превалирует над аллотигенным. Но подобная ситуация сложилась в Западно-Сибирском бассейне еще в начале кимериджа, когда произошло углубление морского бассейна, и резкое сокращение поступления осадочного материала. Единственным периодически активным региональным источником сноса в кимеридже оставалось северо-восточное обрамление Западной Сибири, при полном отсутствии сноса с юга [Ян, 2011]. Таким образом, благоприятная ситуация «голодного» режима седиментации сложилась приблизительно на 5 млн лет раньше, чем начала формироваться баженовская свита. Такую задержку формирования высокоуглеродистых отложений можно связать с недостаточной контрастностью глубины между центральной мелководной частью бассейна и обрамляющими ее прогибами, которая не обеспечивала активного апвеллинга и достаточного количества питательных веществ.

Другая причина могла заключаться в особенностях климата, который был менее теплым и не обеспечивал активное испарение и утяжеление поверхностных вод, что необходимо для эффективного водообмена между поверхностными и придонными водами, богатыми питательными веществами. Иными словами, не было постоянного рециклинга питательных веществ, возможно, одного из ключевых условий формирования высокоуглеродистых отложений. Заключение. В предлагаемой новой модели морфологии дна Западно-Сибирского бассейна высокоуглеродистые отложения баженовской свиты накапливались на относительно мелководном (до 50–100 м) холмистом плато (возможно, с западинами до 200 м), которое было обрамлено относительно глубоководными (до 300–400 м) прогибами. К главным условиям формирования высокоутлеродистых отложений в Западно-Сибирском бассейне относились холодное бореальное течение и глубокий Тазовский палеопрогиб на его пути, улавливавший терригенный материал. Бореальное течение обеспечивало создание пикноклина и его быстрое восстановление после сейсмогенного (цунамигенного) перемешивания водной массы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айгнер Т. Известковые темпеститы: штормовая стратификация в Верхнем Раковинном известняке (средний триас, Юго-запад ФРГ) // Циклическая и событийная седиментация / Под ред. Г. Эйнзеле, А. Зейлахера. М.: Мир, 1985. С. 177–194.

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.

Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Сов. геология. 1981. № 11. С. 3–12.

Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 16–17 (Приложение к журналу «Геология и геофизика»). 2011. Т. 52. С. 87–101.

Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Меленевский В.Н., Давыдов Д.Ю. О двух вещественно-генетических типах черных сланцев баженовской свиты // Докл. АН. 1999. Т. 368, № 1. С. 91–94.

Захаров В.А. Условия формирования волжскоберриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Тов-во науч. изд. КМК, 2006. С. 552–568.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 972–1012.

Коробова Н.И., Макарова О.М., Калмыков Г.А. и др. Основные типы разрезов нефтеносной баженовской свиты на северо-востоке Сургутского свода // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 54-61.

Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р. Геономическая характеристика Западной Евразии. М.: ИФЗ, 1985.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез в подвижных поясах). М.: Недра, 1987. 297 с.

Найденов Л.Ф., Репин Ю.С., Колпенская Н.Н. Новые материалы по биостратиграфии верхней юры и нижнего мела севера Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы V Всеросс. совещ. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 152–156.

Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Высокая биопродуктивность была связана с множественностью источников питательных веществ, которые почти в постоянном режиме (а не сезонно) поддерживали «производство» OB. Следует также отметить, что сероводородное заражение было не повсеместным в разрезе водной массы и по площади бассейна. Оно существовало в виде «облака» между зонами придонной (благодаря течениям) и поверхностной (благодаря штормам) аэрации. Над мелководным холмистым плато сероводородное заражение рассеивалось лишь на короткие промежутки времени, а в зоне Тазовского палеопрогиба возникало только локально, во время наиболее длительных застойных эпизодов.

Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т 10, № 2. С. 1–29.

Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 99–115.

Сурков В.С. Структура литосферы осадочных бассейнов Сибири и их нефтегазоносность // Литосфера. 2002. №1. С. 23-36.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отеч. геология. 1997. № 3. С. 31–37.

Фомичев А.С. Глубина и продуктивность баженовского моря // Горные ведомости. 2006. № 5. С. 19–26.

Шаблинская Н.В. Роль рифтогенеза в формировании глубинной структуры Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 7–15.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Алифиров А.С. и др. Новый разрез приграничных толщ волжского и берриасского ярусов Большехетской мегасинеклизы (Западная Сибирь): комплексная палеонтологическая характеристика, лито-, био- и хемостратиграфия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы 2-го совещ. Ярославль, 2007. С. 253–255.

Щепетова Е.В., Панченко И.В., Барабошкин Е.Ю. «Рыбные» темпеститы в углеродистых отложениях баженовского горизонта и палеобатиметрия баженовского моря Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы 6-го совещ. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 320–324.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Жигульский И.А. Особенности литологического состава основных типов разрезов баженовской свиты // Геология нефти и газа. 2015. № 6. С. 96–106.

Ян П.А. Обстановки формирования бат—верхнеюрских отложений и причины эволюции Западно-Сибирского бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы 3-го совещ. Саратов: Центр Наука, 2009. С. 268–270. УДК 552.512:551.762.2 (477.75)

А.М. Никишин¹, Р.Р. Габдуллин², Г.В. Махатадзе³, А.К. Худолей⁴, Е.В. Рубцова⁵

БИТАКСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ КАК КЛЮЧ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ СРЕДНЕЮРСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КРЫМА⁶

Битакская свита в Крыму в районе Симферополя представлена в основном плохо сортированными конгломератами. Дано литологическое описание конгломератов. Приведены новые данные о возрасте обломочных цирконов. Обсуждается вероятный возраст свиты. Показано, что свита древнее позднебайосских вулканитов и моложе пород таврической свиты и ее возрастных аналогов. Битакская свита формировалась в бассейне типа пулл-апарт. В Крыму намечено несколько таких бассейнов. Сделано предположение, что Битакский бассейн расположен в основании среднеюрского островодужного комплекса Крыма.

Ключевые слова: Крым, юра, битакские конгломераты, геологическая история.

Bitak Formation is located within Simferopol area. It is presented by badly sorted conglomerates. Lithological description of conglomerates is given. New data about age of the clastic zircons are presented. The possible age of Formation is discussed. It is assumed that Bitak Formation is older than Late Bajocian volcanic rocks and is younger than deposits of Tavrik Formation ant it analogs. Bitak Formation was accumulated in the pull-apart basin. A few basins of the such type are detected in the Crimea. It is assumed that Bitak basin is located at the base of Middle Jurassic arc-island complex of Crimea.

Key words: Crimea, Jurassic, Bitak conglomerates, geological history.

Введение. Геологическое строение Крыма изучают давно, но остается много нерешенных проблем. Геологическая история Крыма в средней юре — один из самых дискуссионных вопросов. Предположительно к средней юре относится битакская свита (или толща), которая выходит на поверхность в окрестностях с. Строгоновка, прилегающего с востока к Симферополю (рис. 1). Наиболее подробно свита описана в работах коллектива авторов под руководством М.В. Муратова [Геология..., 1969] и в работе [Славин, Чернов, 1981], охарактеризована также и в работах [Панов, 2002; Юдин, 2011; Nikishin et al., 2015]. Битакская свита рассмотрена в объяснительной записке к геологической карте Симферопольского листа масштаба 1:200 000 [Фіколіна и др., 2008]. История изучения битакской свиты охарактеризована в [Анфимова, 2015]. Обнажения расположены главным образом в правом борту долины р. Малый Салгир.

В обнаженной части мощностью около 150 м свита залегает субвертикально с широтным простиранием. Она сложена чередующимися слоями мощностью несколько сантиметров-несколько дециметров. Представлена терригенными породами — от конгломератов и брекчий до аргиллитов. В южной и центральной частях преобладают грубообломочные породы, в северной — алевролиты и аргиллиты (рис. 2). В одном месте обнаружен обломочный поток мощностью 2 м, выполненный несортированными брекчиями. Встречаются отдельные валуны диаметром более 30-50 см. Подошва битакской толщи не обнажена. В битакской свите выделены нижняя и верхняя подсвиты [Славин, Чернов, 1981]. Нижняя подсвита в основном грубообломочная, а верхняя — представлена в основном алевролитами и горизонтами песчаников. Верхняя подсвита плохо обнажена и нами детально не изучалась, границы нижней и верхней подсвит корректно не установлены. Битакская свита перекрыта верхнеюрскими отложениями с угловым несогласием [там же]. Согласно данным бурения битакская свита подстилается отложениями эскиординской свиты нижней юры, характер контакта точно не определен. Мощность битакской толщи оценивается как минимум в

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail*: nikishin@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail*: mosgorsun@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail*: makhatadzeg36@gmail.com

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, институт наук о Земле, кафедра региональной геологии, профессор; *e-mail*: akhudoley@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент, ст. науч. с.; *e-mail*: ekaterina.v.ru@yandex.ru

⁶ Работа выполнена за счет гранта РФФИ (проект № 15-05-03004 а).

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Горного Крыма, составлена по [Геология..., 1969]. На врезке белым прямоугольником показано положение карты в Черноморском регионе



1-2 км [Геологическая..., 1969; Славин, Чернов, 1981].

Толща образовалась в юрском периоде. однако в более точных датировках исследователи расходятся. Так, в [Геологии..., 1969] ей присвоен аален-раннебайоский возраст, а в последних детальных стратиграфических исследованиях — тоарсреднеюрский [Славин, Чернов, 1981] или тоарраннебайосский [Фіколіна и др., 2008]. Верхняя алевролитовая подсвита битакской свиты содержит морскую фауну позднего байоса-бата [Славин, Чернов, 1981]. Вероятно, эту подсвиту следует отнести к отдельной свите, и под битакской свитой мы будем подразумевать только нижнюю подсвиту в понимании В.И. Славина и В.Г. Чернова. Д.И. Панов [2002] считает, что тоарская фауна в битакской свите найдена в глыбах пород таврической серии и ее возрастных аналогов, поэтому ее возраст не древнее аалена. В.В. Юдин [2011] предполагает аален-раннемеловой возраст битакской свиты. Такое разнообразие взглядов обусловлено крайне редкими находками фаунистических и флористических остатков, многие из которых неопределимы или несут признаки переотложения. В цели нашей работы входило установление палеогеографической и палеотектонической обстановки осадконакопления битакской свиты и уточнение ее возраста. Для этого были поставлены следующие задачи: охарактеризовать породы литологически. изучить микрофауну и микрофлору из аргиллитов, определить источники сноса терригенного материала.

Методика исследования. Во время полевого сезона 2014 г. было изучено обнажение битакской свиты в с. Строгоновка. В южной части обнажения собран фактический материал для литологических, а в северной — для микропалеонтологических исследований. Всего отобран 21 образец разных пород от алевритистых песчаников до дресвяников, 6 образцов щебенок из обломочного потока, 42 образца щебенок и галек из брекчий и конгломератов и 1 образец аргиллитов для изготовления оптических шлифов, 4 пробы аргиллитов для изучения



Рис. 2. Фото обнажений битакской свиты: *А* — общий вид обнажения, *Б* — несортированные конгломераты, *B* — валун из битакской свиты

микрофлоры и микрофауны. В полевом сезоне 2011 г. нами взята проба песчаников для изучения изотопного возраста детритовых песчаников.

Описано 42 шлифа; палеонтологические пробы изучены на кафедре региональной геологии и истории Земли (Л.Ф. Копаевич), а затем проанализированы на кафедре палеонтологии МГУ (палинофлора) (Д.А. Мамонтов и Ю.И. Ростовцева) и в лабораториях палеофлористики (палинофлора, Г.Н. Александрова) и микропалеонтологии (нанопланктон и известковые фораминиферы, Е.А. Щербинина) ГИН РАН. Возраст детритовых цирконов U-Pb-методом (LA-ICP-MS) изучали в США (лаборатория Apatite to Zircon, Inc.), методика описана в [Ершова и др. 2013].

Результаты исследований и их обсуждение. Микропалеонтологическое изучение образцов. В пробах, подвергнутых растворению для извлечения карбонатных остатков, обнаружено почти полное отсутствие карбонатного вещества, определимые остатки фауны в них не выявлены. В пробах, в которых изучалась палинофлора, обнаружены только единичные экземляры пыльцы современных хвойных (Pinus, Picea), эфедры (Ephedra sp.), пыльцы трав (Chenopodiaceae, Lonicera, Poaceae) и редкие фрагменты тканей современных растений, остатки современных насекомых и мелкие углистые частицы.

Литологический состав. Породы, слагающие южную часть обнажения, разнообразны по гранулометричесткому составу — от алевролитов до грубозернистых песчаников и брекчии, среди этих пород резко преобладают крупнозернистые песчаники, также во многих разостях пород присутствуют опирающиеся на матрикс щебенки и гальки разных размеров (от нескольких сантитметров до нескольких дециметров). Сортировка в породах либо отсутствует, либо развита слабо. В большинстве случае зерна плохо окатаны, иногда они совсем не окатаны или окатаны хорошо (рис. 3).

По составу все породы относятся к граувакковым, среди литокластов существенно преобладают метаморфические породы (рис. 4) — кварциты, глинистые и слюдяные сланцы, реже хлоритовые гранофельсы. Кроме того, в некоторых породах распространены обломки осадочных пород аргиллитов и алевролитов, в единичных случаях известняков. Редко встречаются также обломки магматических пород — базальтоидов и габброи-



средне-мелкозернистый, алевритистый, среднесортированный, слоистый, граувакковый, с пленочным и поровым глинистыми цементацией вдавливания, анализатор выключен

Рис. 3. Фото шлифов пород матрикса битакской свиты: А — песчаник тонко-мелкозернистый, алевритистый, граувакковый, с пленочным глинистым цементом и цементацией влавливания, анализатор включен; Б — песчаник мелкозернистый, слоистый, граувакковый, с цементацией вдавливания, в центре вверху виден обломок стебля морской лилии. анализатор выключен; В — дресвяник песчанистый, несортированный, граувакковый, с пленочным глинистым цементом и цементацией вдавливания, слева снизу виден литокласт базальтоида, анализатор выключен; Г — песчаник грубо-крупнозернистый, дресвянистый, среднесортированный, слоистый, граувакковый, с пленочным глинистым цементом и цементацией вдавливания, анализатор включен; Д — дресвяник песчанистый, несортированный. граувакковый. с пленочным глинистым цементом и цементацией вдавливания, анализатор включен; Е — песчаник



дов. В одном шлифе встречен неопределимый обломок морской лилии.

Для всех пород характерен пленочный и контактный глинистый цемент, почти всюду проявлена цементация вдавливания, иногда встречаются поры, заполненные кальцитом (рис. 3).

Среди крупных обломков, содержащихся в породах, в равной степени распространены окатанные и неокатанные зерна. Все они представлены обломками пород, часто осадочных (рис. 4). Встречаются как песчаники, так и аргиллиты. Для осадочных пород характерна цементация вдавливания и кливаж, иногда присутствуют бороды нарастания на кварце, а также кварцевые или кальцитовые по изученным галькам и щеоенкам из конгломератов битакской свиты Метаморфические жилы. Единичные зерна представлены кварцитами и гранитоидами. Вероятно, эти породы представляют собой фрагменты палеозойского фундамента Скифской плиты. Кроме того, встречаются редкие кварц-граувакковые песчаники с глинистым цементом, гораздо слабее измененные, скорее всего, это породы таврической серии или ее аналоги (рис. 5).

По данным геологов «Крымгеологии» (С.В. Белецкий и др.), основной литотип — конгломераты, обломочный материал которых состоит из кварца, песчаников, слюдисто-глинистых сланцев, кварцитов, габбро, порфиритов, туфов, яшмоидов. Гравелиты разногравийные, слабосцементиро-



Рис. 5. Фото шлифов галек и щебенок из пород битакской свиты: А — песчаник мелко-среднезернистый, состоящий из плохоокатанных зерен, массивный, квари-граувакковый. с пленочным глинистым цементом и цементацией вдавливания, анализатор включен, предположительно происходит из таврической серии: Б – песчаник тонкозернистый. слоистый. слюлянокварцевый, с пленочным глинистым цементом и цементацией вдавливания, с кварцево-кальцитовой жилой, анализатор выключен; В -аргиллит с кварцевыми и кальцитовыми жилами и кливажом. анализатор выключен; Г –кварцит, анализатор включен; Д – песчаник средне-крупнозернистый, неконформный, плохо и полуокатанный, слоистый, кварцевый, с цементацией вдавливания и бородами нарастания, анализатор включен; Е- меланократовый кварцевый гранитоид, анализатор выключен. Предположительно Б-Е происходят из палеозойского фундамента Крыма



Рис. 6. Распределение возраста детритовых цирконов из пробы КР-5/1 (а и б). Дана статистика для всех зерен (A) и статистика для 98 из 108 зерен обломочных цирконов, для которых ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраст моложе 1000 млн лет (\boldsymbol{b} , критерий дискордантности к этим зернам не применялся); \boldsymbol{B} — суммарная статистика возраста обломочных цирконов в среднеюрсконеогеновых песчаниках Горного Крыма, по [Nikishin et al., 2015]

ванные; состав обломочного материала отвечает конгломератам. Цемент глинистый, железистый. В работе В.И. Славина и В.Г. Чернова [1981] детально описан состав галек и обломков пород битакской свиты. Наши выводы в целом соответствуют выводам этой работы.

Возраст детритовых цирконов в песчаниках определяли в одной пробе из битакской свиты. Из 108 проанализированных зерен 98 имеют возраст моложе 1000 млн лет, они приведены на рис. 6 а, б. Возраст 65 зерен варьирует примерно от 220 до 350 млн лет. Резко преобладают четыре пика возраста: около 236 млн лет (средний-поздний триас), около 266 млн лет (средняя пермь), около 296 млн лет (ранняя пермь) и 331 млн лет (средний карбон); самые молодые зерна образуют неотчетливый пик с возрастом около 221 млн лет, выделяются также пики около 455 млн лет (поздний ордовик) и около 612 млн лет (эдиакарий). Каменноугольнопермские пики четко соответствуют вероятным значениям возраста гранитоидов позднепалеозойского (герцинского) фундамента на значительной части Крыма. Такой возраст гранитоидов известен в Центральных Понтидах Турции, которые в позднем палеозое составляли единый террейн с Горным Крымом [Okay, Nikishin, 2015]. Такого возраста детритовые цирконы также широко распространены в юрско-неогеновых песчаниках Крыма (рис. 6, в) [Nikishin et al., 2015]. Эдиакарский возраст детритовых цирконов может указывать на то, что в структуре Крыма присутствуют террейны континентальной коры с байкальским фундаментом. Гранитоиды этого возраста известны в Западных Понтидах Турции в террейне Истанбул [Okay, Nikishin, 2015].

Наличие ордовикских детритовых цирконов может указывать на то, что они произошли из террейнов типа Авалонии [там же], но это пока дискуссионный вопрос. Особый интерес вызывает наличие средне-позднетриасовых цирконов, которые широко распространены в юрско-неогеновых песчаниках Крыма (рис. 6, *в*) [Nikishin et al., 2015], но их источник точно не известен. Наши исследования и данные турецких геологов показывают, что в триасовых песчаниках таврической серии и ее аналогах в Центральных Понтидах Турции (комплекс Кюре, формация Акгёль) присутствует много детритовых цирконов средне-позднетриасового возраста. Поэтому можно предположить, что таврическая серия в триасе формировалась в зоне преддугового бассейна между вулканическим поясом в Крыму на континентальном фундаменте и океаном Тетис южнее зоны Крыма-Понтид [Okay, Nikishin, 2015]. Триасовые детритовые цирконы в битакскую толщу могли попасть либо при размыве триасового вулканического пояса, либо при эрозии пород таврической серии, которые также могут содержать эти цирконы.

Возраст битакской свиты. Микропалеонтологические данные в силу своей скудности не позволяют сделать каких-либо выводов о возрасте. Крайне малое количество литокластов магматического происхождения в породах позволяет ограничить сверху возможное время образования толщи, т.е. толща образовалась до позднего байоса, когда в Крыму был активно развит вулканизм [Геология..., 1969]. Отсутствие цирконов байосского возраста — существенный аргумент в пользу того, что битакская толща древнее позднего байоса. Исходя из состава литокластов можно заключить, что основным источником сноса служил палеозойский фундамент Крыма и в меньшей степени — таврическая серия и другие раннемезозойские породы. Из этого следует, что возраст битакской толщи попадает в интервал между временем образования таврической серии и ее возрастных аналогов (поздний триас-нижняя юра) и позднебайосскими вулканитами, т.е. в интервале времени от позднего аалена и конца раннего байоса (отметим, что мы точно не знаем, когда закончилось формирование таврической серии, палеонтологические данные не исключают завершение ее накопления в начале аалена [Панов, 2002]). Кроме того, толщи плохо сортированных конгломератов накапливаются очень быстро, вполне вероятно, что битакские конгломераты накопились в течение 3-5 млн лет. Наше заключение соответствует данным [Геология..., 1969; Панов, 2002; Nikishin et al., 2015].

Палеогеографические обстановки формирования свиты. Литологические характеристики, в первую очередь плохие сортировка и окатанность, свидетельствуют о малом расстоянии переноса от области питания в бассейн седиментации. Эти данные, а также незрелый состав обломочной фракции песчаников свидетельствуют, что это осадки первого цикла, т.е. происходил размыв вулканической дуги, а не перемыв более древних песчаников. Учитывая эти факты и наличие в толще дебритов (обломочных потоков), можно сделать вывод, что бассейн имел крутые склоны и в ближайших окрестностях бассейна существовал расчлененный горный рельеф. Вероятно, в морской бассейн битакского времени впадало множество небольших горных речек.

На основе редких находок остатков морских беспозвоночных [Геология..., 1969], а также найденного членика стебля морской лилии (если учесть малую вероятность ее переотложения, а не разрушения), можно предположить, что в бассейне была нормальная морская соленость, а следовательно, он соединялся с открытым морем. Отмечено, что в верхней части разреза битакской толщи присутствуют тонкие пласты углей [там же]. Из этого следует, что по мере развития бассейна морские обстановки могли чередоваться с континентальными. В целом битакская толща формировалась в шельфовом море, у которого возле берега существовала гористая суша.

В современной структуре на юге от области распространения битакской свиты находятся отложения таврической и эскиординской серий верхнего триаса—нижней юры. На севере известно Симферопольское поднятие, в пределах которого на небольшой глубине скважины вскрыли складчатые палеозойские комплексы [Геология..., 1969]. Из этого следует, что основная транспортировка обломочного материала в битакский бассейн происходила с севера [Геология..., 1969; Славин, Чернов, 1981; Юдин, 2011].

Палеотектонические обстановки формирования свиты. Для образования битакской толщи в той палеогеографической обстановке, которую мы восстановили, необходимо быстрое тектоническое погружение блока этого бассейна, синхронное с воздыманием и эрозией его бортов. Такая обстановка возможна в двух основных случаях. Первый вариант — погружение краевого прогиба на фоне горообразования в сопряженном орогене. Эта модель принята в работах [Славин, Чернов, 1981; Юдин, 2011]. Второй вариант — погружение рифтового бассейна и синхронное быстрое воздымание его плечевых поднятий, такая модель предложена в работе [Nikishin et al., 2015]. Мы придерживаемся второй модели. Так как площадь выходов битакской свиты небольшая, то трудно представить, что площадь бассейна была большая, сравнимая с оз. Байкал. Вероятнее всего, маленький рифтовый бассейн был присдвиговым прогибом типа пулл-апарт. Такие бассейны обычно имеют ромбовидную форму и окружены холмистым рельефом (рис. 7).

Основные доказательства рифтового происхождения битакского бассейна следующие. Битакские конгломераты, скорее всего, залегали с угловым несогласием на породах таврической и эскиординской серий верхнего триаса-нижней юры. Следовательно, основная фаза складчатости происходила до начала формирования битакских конгломератов, а краевые прогибы формировались синхронно с главной складчатостью. В Крыму вверх по разрезу раннебайосские отложения плавно и без углового несогласия переходят в вулканический и вулканокластический комплекс верхнего байоса (карадагская свита и ее возрастные аналоги). Это доказано для бешуйской свиты, которая считается одновозрастной битакской свите ([Геология..., 1969; Панов, 2002], а также наши полевые данные). Такие плавные переходы типичнее для перехода синрифтовых отложений в пострифтовые. Плавные переходы отложений краевых прогибов в комплексы вулканических поясов в целом не типичны. Так как битакский рифтовый бассейн сформировался сразу после завершения складчатости и орогении, то можно предполагать, что он формировался в результате коллапса орогена. Бассейны типа пулл-апарт типичны для эпохи коллапса орогенов [Никишин, 2002].

Среднеюрская история Горного Крыма. К средней юре в Горном Крыму относятся три основных комплекса отложений [Геология..., 1969; Фіколіна и др., 2008; Nikishin et al., 2015]: аален-



Рис. 7. Принципиальная схема формирования Битакского бассейна

нижнебайосский (битакская свита и ее возрастные аналоги битакского горизонта); верхнебайоснижнебатский(?) (карадагская свита и ее возрастные аналоги карадагского горизонта); верхнебатнижнекелловейский (ставлухарская свита и ее возрастные аналоги копсельского горизонта). Бешуйская свита расположена в верховьях р. Кача (рис. 1), она считается возрастным аналогом битакской свиты [Геология..., 1969; Панов, 2002; Фіколіна и др., 2008]. Свита представлена мелководно-морскими и континентальными отложениями в виде переслаивания песчаников, алевролитов и глин. В свите присутствует мощная пачка с горизонтами углей [Геология..., 1969; Панов, 2002]. Мощность отложений свиты около 900 м. Возрастными аналогами битакской и бешуйской свит могут быть, например, скалтурашинская свита у с. Приветное и видрадненская свита в районе Алушты [Фіколіна и др., 2008]. В основном эти свиты представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В целом можно предположить, что в позднем аалене-раннем байосе в районе Горного Крыма образовалась система небольших пулл-апартовых бассейнов с мелководно-морской и континентальной угленосной седиментацией. На этом фоне отдельные блоки имели синрифтовое воздымание и были источником кластического материала.

Карадагская свита и ее возрастные аналоги карадагского горизонта согласно залегают на отложениях бешуйской свиты с плавным литологическим переходом. В то же время карадагская свита с резким угловым несогласием залегает на деформированных комплексах таврической и эскиординской серий верхнего триаса—нижней юры [Геология..., 1969; Панов, 2002; Nikishin et

al., 2015]. Это еще раз демонстрирует, что в Крыму значительная складчатость происходила примерно перед поздним ааленом (перед началом накопления битакской и бешуйской свит). Карадагская свита и ее возрастные аналоги представлены островодужным комплексом вулканитов и вулканогенноосадочных пород [Геология..., 1969; Фіколіна и др., 2008]. Карадагская свита формировалась в виде дуги вулканических островов, сопряженной с более глубоководными обстановками; зона субдукции была расположена южнее системы Понтид на севере Турции [Nikishin et al., 2015; Okay, Nikishin, 2015].

Отложения верхнего бата-нижнего келловея (ставлухарская, айвасильская, ай-фокинская и копсельская свиты копсельского горизонта) согласно залегают на вулканогенно-осадочных породах карадагской свиты [Геология..., 1969; Фіколіна и др., 2008]. Эти отложения представлены морскими глинами, алевролитами и песчаниками, редко встречаются известняки. Вероятно, эти отложения регионально перекрывали район Горного Крыма. Одним из вероятных механизмов тектонического погружения территории в позднем бате-раннем келловее могло быть охлаждение и термальное погружение литосферы после прекращения существования активной вулканической дуги.

Примерно на середину келловея в Горном Крыму приходится перерыв в седиментации [Геология..., 1969; Фіколіна и др., 2008]. Вероятно, на это время (примерно между концом бата и серединой келловея) приходится фаза складчатых деформаций, во время которой был сильно деформирован, например, битакский бассейн [Nikishin et al., 2015].

Таким образом, последовательность событий в районе Горного Крыма в средней юре можно охарактеризовать следующим образом. Приблизительно на границе ранней юры и аалена и в раннем аалене проявилось значительное складкообразование, были деформированы отложения таврической и эскиординской серий верхнего триаса—нижней юры. В позднем аалене—раннем байосе на фоне коллапса орогена сформировалась новая система небольших пулл-апартовых бассейнов. В позднем байосе примерно в полосе этих бассейнов стала формироваться надсубдукционная вулканическая дуга. До середины бата вулканическая дуга перестала быть активной, и приблизительно с сереРис. 8. Принципиальная модель строения среднеюрского комплекса района Горного Крыма: 1*А* позднеааленско-раннебайосский Битакский бассейн, 1*Б* — позднеааленско-раннебайосский Бешуйский бассейн, 2 — терригенная толща в основании комплекса вулканической дуги



дины бата началось термальное погружение этой территории. Перед средним келловеем произошла новая эпоха складчатости. Этой складчатостью закончился определенный этап развития района Горного Крыма (рис. 8). С середины келловея началось формирование новых систем бассейнов [Nikishin et al., 2015].

Заключение. Битакская свита, вероятно, формировалась в позднем аалене—раннем байосе в условиях небольшого рифтового бассейна типа пулл-апарт. Основными источниками сноса в Битакский бассейна были палеозойские складчатые комплексы, а также флишевые и родственные им отложения верхнего триаса и нижней юры (таврическая и эскиординская серии). В Крыму в позднем аалене—раннем байосе, вероятно, существовала система пулл-апартовых бассейнов. Вторым из таких бассейнов предположительно был угленосный бешуйский бассейн. Битакская и бе-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анфимова Г.В. Состояние изученности и проблемы исследования стратотипов юры Горного Крыма // Вісн. Харківського нац. ун-ту. Сер. Геологія. Географія. Екологія. 2015. Вип. 42. № 1157. С. 11–19.

Ершова В.Б., Худолей А.К., Прокопьев А.В. Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов // Геотектоника. 2013. № 2. С. 32-41.

Геология СССР. Т. 3. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.

Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: изд-во Моск. ун-та, 2002. 366 с.

Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и нижнесреднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 3. С. 13–25. шуйская свиты залегают на складчато-надвиговом комплексе верхнего триаса и нижней юры. Из этого следует, что сильная складчатость имела место до начала накопления битакской свиты [Геология..., 1969; Панов, 2002; Nikishin et al., 2015].

Вверх по разрезу синрифтовые комплексы согласно переходят в комплекс надсубдукционной вулканической дуги позднебайосскогораннебатского возраста. На комплексе вулканической дуги залегает осадочный постостроводужный комплекс верхнего бата—нижнего келловея. Формированием этого комплекса завершился самостоятельный среднеюрских этап развития Горного Крыма. С середины келловея начался другой этап геологической истории.

Благодарности. Авторы благодарны Д.И. Панову и В.В. Юдину за полезные дискуссии. Возраст обломочных цирконов определен при поддержке компании TGS.

Славин В.И., Чернов В.Г. Геологическое строение битакской свиты (тоар-средняя юра) в Крыму // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 7. С. 24–33.

Фіколіна Л.А., Білокрис О.О., Обшарська Н.О. и др. Державна геологічна карта України. Масштаб 1: 200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36 -XXXV (Ялта). Пояснювальна записка [Текст]. Київ: Державна геологічна служба, Казенне підприємство «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008.

Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙ-ПИ, 2011. 336 с.

Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London, Spec. Publ. Vol. 428. Geol. Soc. L.: Publishing House, 2015. SP428.1.

Okay A., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. Intern. Geol. Rev. 2015. Vol. 57, N 5–8. P. 1051–1076.

Поступила в редакцию 06.04.2016

УДК 561+551.735.2(470.55/.57)

О.А. Орлова¹, Ал.В. Тевелев², Д.А. Мамонтов¹, Е.В. Аникеева¹

ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ПЛАУНОВИДНЫЕ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КАРАНТРАВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)³

В верхнекаменноугольных отложениях на Западном склоне Южного Урала (местонахождение Карантрав) впервые обнаружены многочисленные растительные остатки, представленные отпечатками стробилов и стеблей плауновидных и единичными отпечатками стеблей хвощевидных. Дана краткая стратиграфическая характеристика изученного местонахождения. Установлен следующий комплекс растений: Lepidodendron ophiurus Brongniart, L. vaselgense Anikeeva et O. Orlova, sp. nov., Lepidodendron. sp., Lepidostrobus tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov., L. ronnaensis Bek et Oplustil, Knorria sp., Calamites sp. и Mesocalamites ramifer (Stur) Hirmer. В спорангиях некоторых стробилов рода Lepidostrobus обнаружены инситные микроспоры типа Lycospora. Приведено описание 4 видов плауновидных, 2 из которых новые.

Ключевые слова: верхнекаменноугольные отложения, плауновидные, стробилы, инситные микроспоры, Южный Урал.

Numerous plant remains were first found in the Upper Carboniferous of Western slope of the Southern Urals (locality Karantrav). Plant remains are represented by cone and stem lycopsid imprints, and sporadical stem imprints of arthrophytes. A brief stratigraphic characteristic of the studied locality is given. Studied plant assemblage are represented by *Lepidodendron ophiurus* Brongniart, *L. vaselgense* Anikeeva et O. Orlova, sp. nov., *Lepidodendron.* sp., *Lepidostrobus tevelevii* O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov., *L. ronnaensis* Bek et Oplustil, *Knorria* sp., *Calamites* sp. n *Mesocalamites ramifer* (Stur) Hirmer. In-situ microspores of *Lycospora*-type were discovered in the sporangia of some strobili of genus of *Lepidostrobus*. Four lycopsid species (two are new) were described.

Key words: Upper Carboniferous, lycopsids, strobili, in-situ spores, Southern Urals.

Введение. Статья посвящена результатам изучения позднекаменноугольных растений, обнаруженных в 1,5 км южнее с. Карантрав (Белокатайский район Республики Башкортостан, Западный склон Южного Урала) (рис. 1). Местонахождение Карантрав выявлено при проведении среднемасштабных геологических исследований по составлению Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 территории листа N-40-VI (Куса), которые проводились сотрудниками геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова совместно с ООО НТПП «Геопоиск» (г. Челябинск, генеральный директор В.М. Мосейчук). Оно представляет собой карьер по добыче строительного камня размером 170×40 м и глубиной до 5 м. Местонахождение расположено в пределах Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба. Верхнекаменноугольные образования представлены здесь азямской и васелгинской свитами [Прудников и др., 2015]. Разрез исследуемого местонахождения сложен флишем васелгинской свиты. Впервые эта свита выделена А.В. Хабаковым и названа по имени р. Васелга. Возраст васелгинской свиты

спорный. По комплексу фораминифер (трицититовый и псевдофузулиновый горизонты) возраст свиты установлен как гжельский [Наливкин, 1949]. Более поздние находки фауны фораминифер и кораллов, сделанные С.А. Зориным в 1989 г. при проведении геологосъемочных работ, указывают на касимовский возраст позднего карбона.

Васелгинская свита обнажена фрагментарно, вскрыта многочисленными скважинами, фациально изменчива. Мощность ее оценивается примерно в 700 м. Васелгинская свита повсеместно представлена флишем, состоящим из чередующихся пачек песчаников, аргиллитов и алевролитов, с редкими прослоями глинистого известняка и конгломератов. Границы распространения свиты весьма условны, так как нет точных критериев выделения подошвы и кровли свиты.

В карьере вблизи с. Карантрав вскрыт вертикально залегающий флиш алеврито-песчаного типа, представленный переслаиванием песчаников и алевролитов, реже аргиллитов с единичными пластами мергелистых известняков. Пласты имеют субмеридиональное простирание. В целом во флише преобладают песчаники, мощность слоев

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии; доцент; *e-mail*: oowood@mail.ru M

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail*: atevelev@rambler.ru

³ Работа выполнена за счет гранта РФФИ (проект № 15-04-09067).

которых колеблется от 1 до 18 см. Мощность слоев алевролитов составляет 1–10 см. В некоторых ритмах преобладают алевролиты. Пелитоморфные известняки венчают ритмы Боума и представляют собой часть D-ритма, т.е. пелагический осадок.

Вскрытая мощность свиты составляет около 50 м. В песчаниках присутствуют многочисленные крупные механоглифы шириной до 2 см и длиной до 20 см. В пачках песчаников в большом количестве встречаются растительные остатки. Общий характер ритмичности и сохранности растительных остатков свидетельствует о том, что осадконакопление происходило далеко от берега в условиях высокоскоростных потоков.



Рис. 1. Географическое положение изученного местонахождения

Материалы и методы исследований. Изученная коллекция отобрана сотрудниками и студентами геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в ходе полевых работ 2012-2013 гг. из верхнекаменноугольных отложений (касимовский ярус, васелгинская свита) местонахождения вблизи с. Карантрав (Западный склон Южного Урала) (рис. 1). В коллекции присутствуют отпечатки стеблей и стробилов лепидодендровых (отдел Lycopodiophyta), а также единичные отпечатки стеблей каламитовых (отдел Equisetophyta) удовлетворительной и хорошей сохранности. Изучение стробилов плауновидных проводилось с помощью нескольких методик. Помимо основной задачи исследования морфологических особенностей стробилов, была поставлена цель извлечь инситные споры из спорангиев. Сначала проводилось поэтапное извлечение инситных спорангиев из стробилов с помощью спирта, скальпеля, пинцета и препаровальной иглы. Извлеченный мацерат аккуратно переносили в пластиковые или стеклянные пробирки объемом 2 мл, этикетировали и фиксировали в журнале наблюдений. Затем в микропалеонтологической лаборатории кафедры палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова под вытяжным шкафом проводили химическую препарацию извлеченного материала, для этого использовали две современные методики в зависимости от вмещающих образец пород. Две трети пробирок с извлеченными спорангиями были обработаны 75%-ным раствором азотной кислоты. Пробы заливали кислотой на сутки. Далее многократно (более 10 раз) промывали дистиллированной водой, переносили на часовое стекло и заливали на 20 минут 20%-ным аммиаком для просветления, после чего под стереомикроскопом неоднократно промывали с помощью пипеток и дистиллированной воды.

Для обработки оставшихся пробирок с инситными спорангиями использовали метод очищения инситных спор с помощью 47%-ной плавиковой кислоты. Пробы в этом случае помещали в пластиковую посуду и заливали этой кислотой на 6 ч. Затем пробы промывали, фильтровали через полиэфирную ткань и подвергали волновому воздействию ультразвуковой мойки «Elmasonic». Затем готовили временные и постоянные препараты и исследовали их под стереомикроскопом и под световым микроскопом, таким образом обработано и просмотрено более 30 проб инситного материала. Микроспоры обнаружены только в двух изученных стробилах (экз. № 340-11 и № 340-13). Кроме того, проведена мацерация пород (5 образцов) на спорово-пыльцевой анализ. К сожалению, все пробы оказались пустыми.

Морфологическое строение стробилов и побегов изучено с помощью светового стереомикроскопа «Olympus SZ 65» на кафедре палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) «TESCAN» в Палеонтологическом институте имени А.А. Борисяка (ПИН РАН) без напыления в режиме низкого вакуума. Микрофотосъемка инситных спор проходила в лаборатории палеоботаники ПИН РАН при помощи цифровой приставки универсального оптического поляризационного микроскопа «AxionPlan 2 Imaging» («Carl Zeiss»). Морфометрические измерения признаков микроспор осуществляли в программе ImageJ (ver. 1.46r). Изучение и описание споровых зерен проводили в соответствии с международными требованиями к морфологической терминологии спор [Punt et al., 2007] и на основе последней ревизии цингули-зонатных спор рода Lycospora [Bek, 2012]. При описании растений авторы использовали систематику высших растений, предложенную А.Л. Тахтаджяном [Тахтаджян, 1986]. Изученные материалы хранятся в фондах кафедры палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (коллекция № 340).

Рис. 2. Вегетативные побеги лепидодендровых из верхнекаменноугольных отложений Южного Урала (местонахождение Карантрав): А, Б — *L. ophiurus* Brongniart: А — экз. № 340-53, общий вид листовых подушек зрелого побега, хорошо видны киль, листовой рубец и листовой рубчик; Б — экз. № 340-12, общий вид молодого облиственного побега; В, Г — *Lepidodendron vaselgense* Anikeeva et O. Orlova, sp. nov., голотип, экз. № 340-87: В — общий вид небольшого фрагмента стебля с мелкими листовыми подушками; Г — более крупные листовые подушки зрелого побега

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Отдел Lycopodiophyta; класс Isoetopsida; порядок Lepidodendrales; семейство Lepidodendraceae; род Lepidodendron Sternberg, 1820;

Lepidodendron vaselgense Anikeeva et O. Orlova, sp.nov. (puc. 2, B, Γ)

Название вида дано по р. Васелга и связано с васелгинской свитой, откуда происходят изученные фрагменты растений.

Голотип — МГУ, геологический факультет, кафедра палеонтологии; № 340-87; неполный стебель с ромбовидными листовыми подушками; местонахождение вблизи с. Карантрав, Западный склон Южного Урала; верхнекаменноугольные отложения, васелгинская свита; рис. 2, В.

Д и а г н о з. Мелкие, шириной 2–6 мм, высотой 3–7 мм ромбовидные листовые подушки, соотношение длины к ширине 1:1. Боковые углы листовых подушек острые, вершины остроугольные, основания слегка округлены. Листовой рубец находится в верхней трети листовой подушки в виде горизонтально вытянутого ромба.

D i a g n o s i s. Leaf cushions small, 2-6 mm wide, 3-7 mm high, rhomboidal, the height/width ratio 1:1. Lateral angles and apices of leaf cushions pointed, bases slightly rounded. Leaf scar in the upper third of leaf cushion in the form of horizontally elongate rhomb.

Описание (рис. 2, В, Г). Фрагменты стеблей и облиственных побегов длиной до 54 мм и шириной 8-14 мм. Листовые подушки ромбовидной формы, почти изометричные или слегка вытянутые в вертикальном направлении. Листовые подушки расположены по лепидодендроидной спирали, не соприкасаются друг с другом, разделены небольшими валиками шириной 0,5-1,5 мм (рис. 2, В). Ширина листовых подушек изменяется от 2 до 6 мм, длина — от 3 до 7 мм. Соотношение высоты к ширине листовых подушек приблизительно 1:1. Основания листовых подушек имеют форму широко раскрытой буквы V, слегка округлены. Вершины подушек остроугольные (до 90°). Боковые углы подушек от слегка скругленных до острых. Листовой рубец находится в верхней трети листовой подушки в виде горизонтально вытянутого ромба высотой 1,5 мм и шириной 2 мм. На единственном облиственном побеге спирально расположены небольшие листья серповидной формы со средней жилкой. Длина стерильных листьев варьирует от 6 до 15 мм, ширина в основании 0,8-1 мм.

С р а в н е н и е. В отличие от среднепозднекаменноугольного вида *L. ophiurus* Brongniart листовые подушки *L. vaselgense* Anikeeva et O. Orlova, sp. nov. имеют ромбовидно-округлую форму. Соотношение высоты к ширине листовой подушки у последнего вида почти 1:1, а у *L. ophiurus* — 2:1. Боковые углы листовых подушек *L. vaselgense* более острые, чем у *L. ophiurus*. Основания и вершины листовых подушек *L. ophiurus* имеют свойство слегка изгибаться в стороны, в то время как у *L. vaselgense* и основания, и вершины листовых подушек ориентированы прямо.

Распространение. Верхнекаменноугольные отложения васелгинской свиты, вблизи с. Карантрав, Западный склон Южного Урала.

М а т е р и а л. 3 экземпляра удовлетворительной и хорошей сохранности из верхнекаменноугольных отложений васелгинской свиты вблизи с. Карантрав, Западный склон Южного Урала.

Lepidodendron ophiurus Brongniart, 1828

Голотип — экземпляр, изображенный А. Броньяром на табл. 15, фиг. 1а-b [Brongniart, 1822]; место хранения и номер коллекции неизвестны; среднекаменноугольные отложения, Европа.

Описание (рис. 2, А, Б). Молодые побеги длиной до 55 мм и шириной 8-12 мм. Листовые подушки веретеновидной формы, вытянутые в вертикальном направлении; соприкасаются друг с другом, иногда разделены тонкими валиками шириной 0,1 мм. Средняя высота листовой подушки 5-6 мм, ширина 2-3 мм. Соотношение высоты к ширине листовой подушки 2:1. Основания и вершины листовых подушек в основном заострены, хотя иногда наблюдаются более или менее округлые основания и вершины. Изредка основания листовых подушек имеют незначительный, едва заметный изгиб вправо. Боковые углы листовых подушек тупые или скругленные. Листовой рубец расположен в верхней трети поверхности листовой подушки и занимает почти всю ее ширину. Высота листовых рубцов достигает 2,5-3 мм, ширина — до 2 мм. Листовые рубцы имеют неясно ромбовидные очертания. Листовые рубчики едва различимы. На одном из изученных экземпляров хорошо виден нижний киль (рис. 2, А). Спорадически сохраняются серповидно изогнутые листья длиной до 9 мм и шириной в основании листа 1,5-2 мм. Молодые побеги тонкие, несут многочисленные серповидные по форме листья длиной до 10 мм и шириной в основании до 2-2,5 мм (рис. 2, Б).

Сравнение. Дано при описании *L. vasel-gense* Anikeeva et O. Orlova, sp. nov.

З а м е ч а н и я. Все экземпляры представлены декортицированными фрагментами стеблей, поэтому не удалось обнаружить характерные для этого вида поперечные борозды на поверхности подушек. По этой же причине узкие бороздки, разделяющие подушки, представлены на образцах обратными элементами — небольшими валиками. Два экземпляра молодых облиственных побегов отнесены к *L. ophiurus*, так как найдены в ассоциации с более зрелыми стеблями, а также со стробилами *Lepidostrobus ronnaensis* Bek et Oplustil.

Распространение. Средневерхнекаменноугольные отложения, Европа (Чешская Республика, Великобритания); среднекаменноугольные отложения, Донбасс (Украина); верхнекаменноугольные отложения, Россия (Западный склон Южного Урала).

М а т е р и а л. 10 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности из верхнекаменноугольных отложений васелгинской свиты вблизи с. Карантрав, Западный склон Южного Урала.

Lepidostrobus tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. (рис. 3, В, Е-И)

На з вание в и дадано в честь профессора Александра Вениаминовича Тевелева, который впервые обнаружил растительные остатки в обнажении вблизи с. Карантрав.

Голотип — МГУ, геологический факультет, кафедра палеонтологии, экз. № 340-13; неполный стробил со спирально расположенными на оси спорофиллами; местонахождение вблизи с. Карантрав, Западный склон Южного Урала; верхнекаменноугольные отложения, васелгинская свита; рис. 3, В.

Д и а г н о з. Стробилы цилиндрической формы длиной до 40 мм и шириной 10-14 мм. Ось стробила тонкая, ширина 0,8–1,2 мм. Спорофиллы расположены на оси стробила по плотной спирали; прикрепляются к оси почти перпендикулярно в нижней части стробила и под углом 60-75° в его средней и верхней частях. Ножки спорофиллов с килем, длина 2-4 мм, дистально расширяющиеся, с шириной до 2 мм. Дистальные ламины треугольные, с резко загнутыми в сторону оси апикальными концами, длиной 3,5-6 мм, шириной в основании 1-2 мм. Спорангии округлые, яйцевидные, длиной 2-3 мм и шириной до 0,8-1,5 мм. Микроспоры треугольно-округлого очертания, каватные, цингули-зонатные. Диаметр спор 29-36 µm (в среднем 32 µm). Щель разверзания длиной 2/3-3/4 радиуса спор. Ширина цингулюма 1,5-2,8 µm (в среднем 2 µm). Зона широкая, перфорированная, со средней длиной 3 µm. Дистальная поверхность спор мелкозернистая, мелкобородавчатая. Проксимальная поверхность спор мелкозернистая, зернисто-колючковидная. Контур спор неровный.

D i a g n o s i s. Cylindrical strobili up to 40 mm long, 10–14 mm wide. Cone axis slender, 0.8–1.2 mm wide. Sporophylls arranged to cone axis in dense spiral. Pedicels nearly perpendicular to the axis in the cone base and at 60-75 angles in middle part and in the cone apex. Pedicels with a keel, $2-4 \text{ mm} \log$, distally extended, up to 2 mm wide. Distal laminae triangular, acutely induplicate to cone axis, 3.5–7 mm long, 1-2 mm wide at the bases. Sporangia rounded, ovate, 2-3 mm long, up to 0.8-1.5 mm wide. Microspores triangular ovate in outlines, cavate, cingulizonate. Spore diameter 29-36 (average 32) µm. Laesura length 2/3-3/4 of spore radius. Cingulum 1.5-2.8 (average 2) µm wide. Spore zone 3 µm long on average, wide, perforated. Distal surface of central body microgranulate, microverrucate. Proximal surface microgranulate, microspinate. Spore couture irregular.

О п и с а н и е (рис. 3, В, Е–И). Неполные стробилы округло-цилиндрической формы длиной до 40 мм и шириной 10–14 мм. Верхушка стробила слегка заостренная, что хорошо видно на экз. № 340-02, основание у изученных стробилов не сохранилось. Ось стробила толщиной 0,8–1,2 мм (в среднем 1 мм), в основании стробила более широкая, к верхушке ось слегка утончается. На оси по плотной спирали расположены спорофиллы. Ножка спорофиллов клиновидной формы, расширяется дистально, максимальная ширина 2 мм (в среднем 1 мм) и длина до 2–4 мм (в среднем 2,5 мм), с килем, не всегда хорошо заметным, но отмеченным на всех изученных экземплярах. Ножка прикрепляется к оси стробила почти под



Рис. 3. Стробилы и инситные микроспоры из верхнекаменноугольных отложений Южного Урала (местонахождение Карантрав): А, Б, Г, Д — Lepidostrobus ronnaensis Bek et Oplustil: A – экз. № 340-01, общий вид стробила с рыхло расположенными на оси спорофиллами, в основании стробила виден переход к стерильной части стебля; Б — экз. №340-89, общий вид стробила, хорошо видны широколанцетовидные дистальные ламины; Г — экз. № 340-06, общий вид стробила со слегка загнутой верхушкой; Д — Lycospora cf. rotunda, экз. № 340-11, общий вид микроспоры, извлеченной из спорангия на верхушке стробила; B, E, Ж, З, И – Lepidostrobus tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov., голотип, экз. № 340-13; В - общий вид стробила, из спорангиев которого извлечены микроспоры; Е, Ж, З, И — микроспоры Lycospora pseudoanulata Kosanke из экз. № 340-13, Е, З, И — общий вид микроспор, извлеченных из спорангиев средней части стробила, Ж — общий вид микроспоры из спорангия нижней части стробила

прямым углом в нижней части стробила, и под более острым углом 60-75° в его средней и верхней частях. Небольшая пятка высотой 0,7 мм обнаружена только на одном экземпляре (№ 340-88). Дистальная ламина длиной 3,5-7 мм и шириной у основания 1-2 мм, имеет треугольную, редко узкотреугольную форму, часто с резко загнутым в сторону оси апикальным концом. Дистальная ламина иногда доходит до апекса вышерасположенной ламины.

В верхней части стробила дистальные ламины часто оборваны (рис. 3, В). Спорангии округлой,

овальной или яйцевидной формы, длиной до 2-3 мм и шириной до 0.8-1,5 мм (табл. 1). Дистальный конец спорангиев округлый, незаостренный (рис. 3, В). Из спорангиев стробила голотипа (экз. № 340-13, рис. 3, В) извлечены радиальные трехлучевые микроспоры треугольно-округлого очертания, каватные, цингули-зонатные, со средним диаметром 32 µm (рис. 3, Е–И). Наибольший диаметр (36 µm) отмечен у спор, извлеченных из спорангиев нижней части стробила (табл. 2), тогда как в его средней части размер спор уменьшается до 29 µm. Диаметр спор, выделенных из спорангия на верхушке стробила, не превышает 32,5 µm (табл. 2). Щель разверзания длиной 2/3-3/4 радиуса спор (рис. 3, Е–И). У спор, выделенных из спорангиев нижней части стробила, размеры лучей щели максимальны и достигают 16 µm, в средней его части варьируют от 14,8 до 12,5 µm, а ближе к верхушке стробила достигают 14,5 µm. Средняя длина лучей 13,6 µm. На всех изученных микроспорах (экз. № 340-13) вдоль лучей щели развиты узкие утолщения (рис. 3, Е-И).

Экваториальное разрастание экзоспория представлено цингули-зоной. Средняя ширина цингулюма 2 µm. Ширина цингулюма у спор, обнаруженных в спорангиях нижней части стробила, варьирует в пределах от 1,5-2,8 µm, в средней части — от 2,1 до 1,6 µm. Средняя длина зоны 3 µm. У спор, выделенных из спорангиев у верхушки стробила, цингулюм не более 2,5 µm. Зона у спор из спорангиев в нижней части стробила широкая — от 2,3 до 3 µm, в средней части немного увеличивается с 2,4 до 3,7 µm, на верхушке короче (до 3,2 µm). Скульптурный рисунок хорошо проявляется на центральном теле спор, в то время как цингули-зона преимущественно гладкая или слабоапикулятная. Дистальная поверхность спор разнообразна по скульптуре: от мелких зерен и колючек до бородавок. У большинства изученных экземпляров спор вдоль внутреннего края цингулюма наблюдаются перфорации (рис. 3, Ж-3) разного размера и удлиненной формы. Проксимальная поверхность спор мелкозернистая или зернистоколючковидная (рис. 3, Е). Контур спор неровный из-за скульптурных элементов. Из сказанного следует, что извлеченные из спорангиев стробила микроспоры относятся у морфогруппе Lycospora pellucida. Их можно сопоставить с дисперсным

видом Lycospora pseudoanulata Kosanke.

С р а в н е н и е. *Lepidostrobus tevelevii* О. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. похож по форме стробила и его размерам на средне-позднекаменноугольный вид *L. ronnaensis*, но отличается от последнего более изящной осью, более округлыми спорангиями, без дистального заострения и общими морфологическими особенностями спорофиллов. Дистальная ламина *L. tevelevii* О. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. треугольной формы с резко загнутым в сторону

	Виды					
Признаки	<i>Lepidostrobus</i> <i>nemejcii</i> Bek et Oplustil	<i>L. obovatus</i> Renier emend. Bek et Oplustil	<i>L. ronnaensis</i> Bek et Oplustil, 2004	<i>L. stephanicus</i> Nemejc emend. Bek et Oplustil	L. xinjiangensis Wang, Li, Geng et Chitaley	<i>L. tevelevi</i> O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov.
Форма стробила	цилиндриче- ская	овальная	цилиндриче- ская	цилиндрическая	цилиндрическая	цилиндрическая
Длина строби- ла, мм	до 320	65-100	40-85	До 140	35	до 40
Ширина строби- ла, мм	до 90	18-28	9-17	29-33	9-10,5	10-14
Ширина оси стробила, мм	7-10,5	1,5-2	0,8-3	7	1,5	0,8-1,2
Длина ножки, мм	18-20	4-8	2-6	3-10	3,5-4,5	2-4
Угол между осью и ножкой, град.	60	90	45-80	45-80	90	60-90
Форма ДЛ	треугольная	узко-треугольная	ланцетовид- ная	узко- треугольная	треугольная	треугольная
Форма апекса ДЛ	постепенно заостренная	?	слегка заостренная	?	заостренная	заостренная, серповидно изо- гнута к оси
Д/Ш, ДЛ, мм	22/5-6	13/?	7/4	15-17/?	5,5-6/4,5	3,5-7/1-2
Форма споран- гиев	продолговатая	продолговатая	продолгова- тая, овальная	?	радиально- вытянутая	округлая, яйце- видная
Д/Ш споранги- ев, мм	18/1,8	4-8/1,1	2-6/1-2	?	3,5-4/1-1,5	2-3/0,8-1,5
Микроспоры	<i>Lycospora</i> triangulata Bharadwaj	<i>Lycospora loganii</i> Wilson	<i>Lycospora</i> <i>rotunda</i> Bharadwaj	Lycospora punctata Kozanke	Lycospora-type	Lycospora pseudoanulata Kosanke
Ассоциации со стволами или листьями	?	Lepidoden-dron mannaba-chense (Presl) Thomas	<i>L. ophiuris</i> Brongniart sensu Němejc	?	?	<i>Lepidodendron</i> vasilgense Anikeeva et Orlova, sp.nov.
Распространение	С ₂₋₃ , Чешская Республика	С ₂₋₃ , Европа и Се- верная Америка	С ₂₋₃ , Европа и Россия	С ₂₋₃ , Чешская Республика	D ₃ , Китай	С ₃ , Россия

Основные морфологические особенности некоторых видов рода Lepidostrobus

Примечания. Д/Ш — соотношение длины и ширины; ДЛ — дистальная ламина; ? — информация не указана; в скобках — среднее значение.

Таблица 2

Результаты морфометрического изучения инситных микроспор, выделенных из спорангиев изученных стробилов Lepidostrobus tevelevii O.Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. (экз. № 340-13) и L. ronnaensis Bek et Oplustil (экз. № 340-11)

Части стробила	Стробил №/экзем- пляр спор <i>in situ</i> №	Средний диаметр споры, мкм	Средняя длина лучей щели разверзания, мкм	Средняя ширина цингулюма, мкм	Средняя шири- на зоны, мкм	Орнаментация экзоспория
Верхняя	340-11/01-01	34,6	15,3	2,1	2,6	Зн-Бр
часть	340-13/01-05 - 11	32,5	14,5	2,5	3,2	Зн-Кл
Средняя	340-13/01-04 - 14	29	12,5	2,4	2,5	Бр
часть	340-13/01-04 - 13	33	14,6	2,3	2,8	Зн-Кл
	340-13/01-04 - 12	32,6	14,8	1,6	2,4	Зн
	340-13/01-04 - 10	29,5	12,5	1,7	2,8	Зн
	340-13/01-04 - 09	29,5	13,2	1,6	3,7	Зн
	340-13/01-04 - 08	29,4	12,4	2,1	3,3	Бр
	340-13/01-04 - 07	31,5	14,7	1,9	3,7	Зн-Бр
	340-13/01-04 - 06	31,6	14,6	1,8	3	Зн
Нижняя	340-13/01-03 - 05	33,3	15,5	1,5	2,3	Зн-Кл
часть	340-13/01-03 - 04	35,2	15,6	1,9	3,5	Зн-Бр
	340-13/01-03 - 03	36	15,4	2,5	3	Зн-Кл
	340-13/01-03 - 02	32,4	16	2,8	3	Зн

Примечания. Зн — зерна, Бр — бородавки, Кл — колючки.

Таблица 1

оси апексом, у L. ronnaensis дистальная ламина имеет ланцетовидную (до широколанцетовидной) форму с заостренным апексом, направленным параллельно оси. Ножка спорофиллов L. tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. отходит от оси почти под прямым углом в нижней части стробила, выше по оси угол отхождения становится острее (60-75°), по сравнению с L. ronnaensis, у которого этот угол более острый 45-60° на всем протяжении оси. Кроме того, в спорангиях L. tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. обнаружены микроспоры Lycospora pseudoanulata, в то время как в спорангиях стробилов *Lepidostrobus* ronnaensis находятся инситные споры Lycospora rotunda. Lepidostrobus tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. имеет некоторое сходство (по характеру прикрепления спорофиллов к оси) с позднедевонским видом L. xinjiangensis Wang et al. [Wang et al., 2003], но отличается от последнего слабовыраженной пяткой, более узкими ножками спорофиллов и загнутыми внутрь на концах дистальными ламинами (табл. 1). Отличия L. tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. от других видов рода *Lepidostrobus* приведены в табл. 1.

З а м е ч а н и я. Возможно, стробилы *L. tevelevii* О. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov. связаны со стеблями *Lepidodendron. vaselgense* Anikeeva et O. Orlova, sp. nov. (описание см. выше), обнаруженными в непосредственной близости с ними.

М а т е р и а л. Четыре экземпляра хорошей и удовлетворительной сохранности из верхнекаменноугольных отложений васелгинской свиты вблизи с. Карантрав, Западный склон Южного Урала.

Lepidostrobus ronnaensis Bek et Oplustil, 2004 (рис. 3, А-Б, Г-Д)

Голотип — экз. № Е 2241, изображенный на табл. 10, фиг. 9 в работе [Bek, Oplustil, 2004]; место хранения — Национальный музей Чешской Республики, г. Прага; среднекаменноугольные отложения (Большовиан, свита кладно) Кладно-Раковниковского бассейна (Чешская Республи-ка).

О п и с а н и е (рис. 3, А, Б, Г–Д). Неполные стробилы цилиндрической формы длиной 25–85 мм и шириной 10–13 мм. Ось относительно общего диаметра, иногда довольно массивная, шириной 0,8–2 мм. Верхушка стробила округлая, иногда немного загнута в сторону (рис. 3, Г). Спорофиллы расположены на оси по спирали, в нижней и средней частях стробила более плотно, иногда налегая друг на друга дистальными ламинами (рис. 3, Б), в то время как в верхней трети достаточно рыхло, на расстоянии до 4 мм между соседними по вертикальной оси (рис. 3, А). Ножка спорофилла длиной 2–6 мм (в среднем 3 мм) отходит от оси под углом 45–80°. Ширина ножки варьирует от 0,8 до 2,5 мм (в среднем 1 мм). Киль

выражен. Изредка сохраняется небольшая пятка высотой 0,4-0,5 мм. Дистальные ламины ланцетовидной, треугольной или широколанцетовидной формы. Апикальный конец дистальной ламины часто слегка прижат к оси стробила, изредка дистальные ламины немного расставлены в сторону от оси, особенно в нижней части стробила (рис. 3, Г). Чаще всего в верхней половине стробила дистальные ламины уходят в породу «ребром» (рис. 3, А) таким образом, что создается впечатление, что по форме они линейные, однако если растворить прилегающую к дистальной ламине породу, то хорошо видны ее объем и ланцетовидная форма. Длина дистальной ламины сильно варьирует — от 2 до 10 мм (в среднем 5-6 мм), ширина в основании до 3 мм.

Спорангии продолговатой, овальной, изредка веретеновидной формы, прикрепляются адаксиально почти по всей длине поверхности ножки спорофилла. Некоторые спорангии дистально заострены. Длина спорангиев достигает 2-4 мм (в среднем 2,5-3 мм), ширина 1-2,2 мм (в среднем 1,5 мм). В большинстве изученных стробилов микроспоры не установлены. Однако в спорангии на верхушке стробила экз. № 340-11 обнаружены единичные радиальные трехлучевые микроспоры треугольно-округлого очертания, каватные, цингули-зонатные, диаметром 34,6 µm (рис. 3, Д). Щель разверзания простая, до 3/4 радиуса споры. Средняя длина лучей щели 15,3 µm. Цингулюм и зона примерно равной ширины — 2,1 и 2,6 µm соответственно (табл. 2). Цингули-зона перфорирована по внутреннему краю. Дистальная сторона спор скульптурирована мелкими зернами, переходящими в микроколючки. Проксимальная сторона инфразернистая. Контур спор неровный из-за скульптурных элементов. Описанные микроспоры морфологически сходны с дисперсным таксоном Lycospora cf. rotunda (рис. 3, Д) из морфогруппы Lycospora brevijuga по крупному размеру спор и орнаментации.

Сравнение. Дано при описании вида *Lepidostrobus tevelevii* О. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov.

3 а м е ч а н и я. И. Бек и С. Оплуштил [Bek, Opluštil, 2004] указывали на то, что стробилы *L. ronnaensis* и стебли *Lepidodendron ophiurus* (см. описание выше), являются фрагментами одного растения. Именно ассоциация с *L. ophiurus*, а также наличие в спорангиях стробилов инситных спор *Lycospora rotunda* Bharadwaj — важные признаки для этого вида. Изученные нами стробилы *Lepidostrobus ronnaensis* сохранились в ассоциации с *Lepidodendron ophiurus*, однако после мацерации спорангиев только в одном стробиле (экз. № 340-11) были обнаружены единичные микроспоры *Lycospora cf. rotunda*.

Распространение. Средневерхнекаменноугольные отложения, Чешская Республика, Великобритания и Россия (вблизи с. Карантрав, Западный склон Южного Урала).

М а т е р и а л. 11 отпечатков неполных стробилов хорошей и удовлетворительной сохранности из верхнекаменноугольных отложений васелгинской свиты вблизи с. Карантрав, Западный склон Южного Урала.

Обсуждение результатов. Подавляющее большинство отпечатков в изученной коллекции составляют стробилы лепидодендровых рода Lepidostrobus. Долгое время к этому роду относили цилиндрические гомоспоровые и гетероспоровые биспорангиатные стробилы. У. Чалонер [Chaloner, 1953] первым обратил внимание на то, что для точного определения стробилов позднепалеозойских плауновидных крайне важно знать, какие споры (микро- или мегаспоры) содержатся в спорангиях этих стробилов. Благодаря ревизии типового материала стробилов рода *Lepidostrobus* Brongniart, проведенного палеоботаниками Ш. Брэк-Хэнс и Б. Томасом [Brack-Hanes, Thomas, 1983], диагноз рода дополнен информацией о том, что споры из спорангиев стробилов этого рода относятся к роду Lycospora, исключая споры вида Lycospora orbicula [Bek, Opluštil, 2004]. Гетероспоровые (биспорангиатные) стробилы с похожей внешней морфологией были перенесены в род Flemingites.

К настоящему времени установлено около 50 видов рода Lepidostrobus, встречающихся с позднего девона до перми в разных регионах мира (Австралия, Китай, США, Чешская Республика, Великобритания и т.п.) В основном большая часть этих видов описана из каменноугольных отложений в Европе и Северной Америке. По форме сохранности растительные остатки, относящиеся к роду Lepidostrobus, встречаются как в виде отпечатков, так и (немного реже) в виде петрификаций в угольных почках и т.п. В России стробилы рода Lepidostrobus paнee установлены в нижнекаменноугольных отложениях в Челябинской, Новгородской, Калужской областях и др. [Tschirkova, 1934; Орлова, Рассказова, 2005]. В верхнекаменноугольных отложениях Западного склона Южного Урала стробилы рода Lepidostrobus обнаружены впервые.

При рассмотрении детального строения стробилов *Lepidostrobus* отметим работу чешских палеоботаников И. Бека и С. Оплуштила [Bek, Opluštil, 2004], которые переизучили типовые коллекции некоторых видов стробилов рода *Lepidostrobus*, хранящиеся в Национальном музее Праги, а также использовали новые собственные сборы из среднекаменноугольных отложений Чешской Республики. В результате ими описано 6 видов стробилов рода *Lepidostrobus*, 3 из которых новые, причем из спорангиев всех описанных видов извлечены микроспоры типа *Lycospora*.

В табл. 1 приведены основные морфологические особенности стробилов, наиболее близких по тем или иным признакам к изученным нами. Следует отметить, что некоторые стробилы найдены в ассоциации со стволами. Так, облиственные побеги и стволы Lepidodendron ophiurus связаны со стробилами Lepidostrobus ronnaensis, стволы Lepidodendron mannabachense (Presl) Thomas - co стробилами Lepidostrobus obovatus Renier emend. Bek et Oplustil, а выделенный нами новый вид стробилов L. tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov., возможно, связан со стеблями Lepidodendron vaselgense Anikeeva et O. Orlova, sp. nov. (табл. 1). Однако пока для большей части стробилов рода Lepidostrobus «материнские растения» не установлены.

Таким образом, в результате изучения палеоботанической коллекции из местонахождения вблизи с. Карантрав установлен своеобразный комплекс споровых растений, представленный в основном лепидодендровыми (Lepidodendron ophiurus Brongniart, L. vaselgense Anikeeva et O. Orlova, sp. nov., Lepidodendron. sp., Lepidostrobus tevelevii O. Orlova, Mamontov et Anikeeva, sp. nov., L. ronnaensis Bek et Oplustil, Knorria sp.) с незначительным количеством каламитовых (Calamites sp. и Mesocalamites ramifer (Stur) Hirmer). По всей видимости, встреченные нами растения были древовидными и доминировали в болотно-лесном сообществе, предпочитая произрастать во влажных и теплых условиях. Другие группы высших растений, такие, как папоротниковидные, птеридоспермы или кордаитовые, обычно составляющие вместе с лепидодендровыми Lepidodendron-Lepidostrobus и каламитовыми Calamites-Mesocalamites позднекаменноугольную растительность Еврамерийской палеофитогеографической области, здесь не установлены.

Как указано ранее, палинологические исследования образцов из местонахождения Карантрав не выявили миоспор. Учитывая вышесказанное, мы предполагаем, что растительные остатки были перенесены с места их произрастания и захоронения турбидитными потоками, поэтому достоверно судить о составе и характере исходного флористического комплекса не представляется возможным. Однако то, что плауновидные резко преобладают в комплексе над хвощевидными, даже при учете их переноса, означает доминирование первых в исходном болотно-лесном сообществе.

Благодарности. Выражаем глубокую признательность Е.А. Жегалло и Р. Ракитову — сотрудникам лаборатории электронной микроскопии ПИН РАН за возможность исследования стробилов и микроспор на СЭМ; А.О. Хотылеву, К.Г. Пустовойт — аспирантам геологического факультета МГУ за помощь в сборе образцов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Наливкин Д.В. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1949. 207 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. серия; Вып. 46).

Орлова О.А., Рассказова Н.Б. Возраст местонахождения поздневизейских растений «Порог Витца № 2» (д. Путлино, Новгородская область) по палинологическим данным // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М.: РАЕН, 2005. С. 64–79.

Прудников И.А., Зайцева Е.Л., Тевелев Ал.В. и др. Модели формирования азямской и абдрезяковской свит Уфимского амфитеатра в свете новых литологических и стратиграфических данных // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90, вып. 4. С. 3–30.

Тахтаджян А.Л. Высшие таксоны сосудистых растений, исключая цветковые // Проблемы палеоботаники. Л.: Наука, 1986. С. 135–142.

Bek J. A review of the genus Lycospora // Rev. Paleobot. Palynol. 2012. Vol. 174. P. 122–135.

Bek J., Opluštil S. Palaeoecological constraints of some Lepidostrobus cones and their parent plants from the Late Palaeozoic continental basins of the Czech Republic // Rev. Palaeob. Palynol. 2004. Vol. 131. P. 49–89.

Brack-Hanes S.D., Thomas B.A. A re-examination of Lepidostrobus Brongniart // Bot. J. of the Linn. Soc. 1983. Vol. 86. P. 125–133.

Brongniart A. Sur la classification et la distribution des végétaux fossiles en général et sur ceux des terrains de sédiment supérieur en particulier // Mem. Mus. Hist. Nat. Paris, 1822. Vol. 8. P. 203–348.

Chaloner W.G. On the megaspores of *Sigillaria* // Ann. Mag. Nat. Hist. 1953. Vol. 12. P. 881–897.

Punt W., Hoen P.P., Blackmore S. et al. Glossary of pollen and spore terminology // Rev. Paleobot. Palynol. 2007. Vol. 143. P. 1–81.

Tschirkova H. Vegetaux houillers inferieurs du versant oriental le l'Oural // Bull. Soc. Geol. de France. Ser. 5. 1934. T. III. P. 521–532.

Wang QI., Li C.-S., Geng B.-Y., Chitaley S. A new species of *Lepidostrobus* from the Upper Devonian of Xinjiang, China and its bearing on the phylogenetic significance of the order Isoetales // Bot. J. Linn. Soc. 2003. Vol. 143. P. 55–67.

Поступила в редакцию 01.04.2016
Цзяо Лю¹, Н.В. Короновский²

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РАЙОНА ВЭНЬЧУАНЬСКОГО КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 12 мая 2008 г. (ЛУНМЭНЬШАНЬ, ЗАПАДНЫЙ КИТАЙ)

Зона разломов Лунмэньшань расположена на границе высокогорной триасовой складчатой области Сунпань-Ганьцзы Цинхай — Тибетского нагорья сложенной триасом и стабильной Сычуаньской синеклизы на платформе Янцзы. В этой области находятся четыре основных активных разлома и три покровные зоны. По данным анализа неотектоники и исторических землетрясений эта зона весьма сейсмоопасна. Система сейсморазрывов во время Вэньчуаньского землетрясения продемонстрировала правосдвиговые смещения с комбинацией со взбросовыми.

Ключевые слова: Вэньчуаньское землетрясение, Лунмэньшаньская зона разломов, Цинхай-Тибетское нагорье, Сычуаньская впадина, геологическое строение, неотектоника, сейсморазрывы.

Longmen Shan fault zone is located in the special joint between the Triassic Songpan-Ganzi orogen of the Qinghai-Tibetan Plateau and the stable Sichuan basin of the Yangtze platform. In this region there are four major active faults and three tectonic nappes. According to the analysis of neotectonics and historical earthquakes the Longmen Shan fault zone is a dangerous earthquake belt. The rupture system of the Wenchuan earthquake is characterized by thrust and dextral strike-slip movement.

Key words: Wenchuan earthquake, Longmen Shan fault zone, Qinghai-Tibetan plateau, Sichuan basin, geological background, neotectonics, seismic ruptures.

Введение. В китайской провинции Сычуань на границе Синийских горных цепей Тибетского плато и Сычуаньской синеклизы 12 мая 2008 г. произошло катастрофическое "Вэньчуаньское" землетрясение. Координаты эпицентра были 30.95° с.ш., 103,40° в.д. [CENC, 2008] в юго-восточной части округа Вэньчуань, а глубина гипоцентра главного толчка составила 14 км, при магнитуде Mw=7.9 [Harvard Global, 2008] и Ms=8.0 [CENC, 2008] (рис. 1). Максимальная интенсивность сотрясений была оценена в XI баллов по китайской макросейсмической шкале [Fu et al., 2009]. Это землетрясение одно из самых сильных и разрушительных на территории континентального Китая после Таньшаньского землетрясения (1976). В пределах Лунмэньшаньской горной системы возникли многочисленные деформации в рельефе, многие населенные пункты, инфраструктура и жилые постройки были разрушены. По официальным сообщениям на 25 сентября 2008 г. погибли 69 227 человек, 374 643 были ранены, 17 923 человека считались пропавшими без вести. Прямой финансовый ущерб исчисляется суммой, превышающей 133 млрд. долл. США. При этом существенным фактором определивших людские и материальные потери, было широкое развитие катастрофических вторичных процессов: десятки

тысяч оползней, обвалов, осыпей, а также озер, подпруженных обвалами и оползнями. Через 5 лет 20 апреля 2013 г. в уезде Лушань городского округа Яань в 100 км от г. Чэнду произошло новое катастрофическое землетрясение с магнитудой Mw=6.6 (Ms=7.0). Очаг землетрясения залегал на такой же глубине в 13 км. Отметим, что эпицентр этого сейсмического события находился в 80 км к юго-юго-западу от центральной зоны катастрофического Вэньчуаньского землетрясения 2008 г.

Район сочленения Лунмэньшаньской горной системы, возвышающейся над Сычуаньской синеклизой Южно-Китайской платформы, характеризуется очень высокой сейсмичностью. Геологические особенности этого региона, определяющие очень частые и сильные землетрясения, будут рассмотрены в статье.

Геологическое строение Цинхай-Тибетского нагорья. Цинхай-Тибетское нагорье представляет собой огромное возвышенное плато в Центральной и Восточной Азии, которое окружают массивные горные хребты. С юга оно ограничено хребтом молодых Гималаев, с севера — хребтом Куньлунь, за которым лежат равнины Средней Азии, с запада — Каракорумом и с востока — хребтом Лунмэньшань. Главное событие в геологической истории этого региона — коллизия Индостанского

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант, тел: 89683538911; *e-mail*: liujiao8926@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, зав. кафедрой, проф., докт. геол.-минерал. н.; *e-mail*: koronovsky@rambler.ru



Рис. 1. Упрощенная тектоническая карта горной системы Лунмэньшань. Звездочка эпицентр Вэньчуаньского землетрясения 2008 г.: F₁₋₁ — разлом Вэньчуань-Маовэнь, F₁₋₂ — разлом Цинчуань, F₂ — разлом Бэйчуань-Инсю, F₃ – разлом Гуаньсянь-Аньсянь, F₄ — разлом Сяньшуйхэ, F₅ разлом Таньлу. Цифрами в кружках обозначены: 1 — террейн Сунпань-Гантцзы, 2 — складчато-надвиговая зона Лунмэньшань, 3 — мезозойская покровная зона Мисаншань, 4 — мезозойский предгорный прогиб, 5 — кайнозойский чэндуский бассейн, 6 — Южно-Китайский блок, 7 — Северно-Китайский блок, 8 — террейн Куньлунь-Цайдам, 9 — орогенный пояс Циньлин-Дабе, 10 — террейн Цзянтан. По [Yin, 2010] с дополнениями автора

континента с Евразией в эоцене, которая произошла при закрытии океана Неотетис. В результате коллизии сформировалась складчато-надвиговая система Гималаев.

В Цинхай-Тибетском нагорье с севера на юг развиты три сутурные зоны субширотного простирания: сутуры Циньшацзан, Баньгонцо-Луцзян и Индия-Брахмапутра. Современное Плато Тибета состоит из нескольких сиалических блоков — блока Цайдам вместе со складчатыми системами Куньлуня и Цилианьшаня, блоков Сунпань, Цянтан и Лхаса. Эти блоки в прошлом были разделены океаническими бассейнами. Террейн Сунпань-Ганьцзы представляет собой триасовый складчатый пояс, связанный с закрытием океанических бассейнов — на севере Кунлунь-Анимаци, на юго-западе – Цзиньшацзян, а также со столкновениями террейнов Восточного Кунлуня, Сунпань-Ганьцзы, Цянтан в позднем триасе. Складчатая область Сунпань-Ганьцзы занимает большую область в северо-восточной части Цинхай-Тибетского нагорья. Она является внутриконтинентальным орогенным поясом с длительным развитием с мезозоя и в основном состоит из триасового флиша — Сиканской серии с пассивной окраиной и обломочного материала флишевого типа. Интенсивный орогенез происходил с началом раннекиммерийской (индосинийской) складчатости [Li et al., 2009].

Цинхай-Тибетское нагорье является одним из основных районов сейсмической активности с высокой частотой и высокой интенсивностью землетрясений. В XX в. землетрясения с М≥8 происходили 10 раз, что составляет половину таких событий в мире. В последние годы произошло несколько катастрофических событий, например, таких, как Вэньчуаньское (2008), Юйшуское (2010), Яаньское (2013), Кандинское (2014) землетрясения и другие, которые имеют прямое или косвенное отношение к Цинхай-Тибетскому нагорью. Эти землетрясения соответствуют восточной окраине Цинхай-Тибетского нагорья, для которой существуют две модели развития. Первая из них предусматривает энергичное надвигание масс на восток, которое выражается в системе надвигов, выположивающихся к западу. Именно с ними связаны гипоцентры землетрясений, располагающихся относительно неглубоко [Avouac, Тарроппіег, 1993]. Вторая модель предполагает утолщение земной коры в Лунмэньшаньской горно-складчатой системе и связанное с этим процессом правосдвиговую деформацию [England, Molnar, 1990].

Геологическое строение горной системы Лунмэньшань. *Рельеф Лунмэньшаньской горной системы.* Лунмэньшаньская горная система простирается с северо-востока на юго-запад примерно на 500 км, и обладает шириной до 50 км, распространяясь к югу от уездов Лудин, Тяньцюань и проходиыт через уезды Ваосин, Гуаньсянь, Цзяню с севера до уездов Цинчуань, Гуанюань. На востоке она граничит с западно-Сычуаньским передовым прогибом по предгорным скрытым разломам и на западе — со складчатой областью Сунпань-Ганьцзы по тыловым разломам (рис. 1). Весь этот горный пояс простирается на 20000 км² и в целом очень активен в тектоническом отношении.

В в северо-западной части горной системы Лунмэньшань рельеф выше, чем в юго-восточной, и высота горных цепей неравномерна — от 700 м до 5000 м, и при этом разница высот составляет 1000—3000 м (рис. 2). Таким образом, Лунмэньшаньская горная система — средневысокие горы с глубокими врезами, здесь находятся истоки основных притоков верхнего течения р. Янцзы. Система Лунмэньшань — один из самых крутых



Рис. 2. Топографический профиль через Цинхай-Тибетское нагорье, горную систему Лунмэньшань и Сычуаньский бассейн

фронтов горных систем вдоль любого края Тибетского нагорья.

Стратиграфические и литологические особенности сейсмической горной системы Лунмэньшань. Зона Лунмэньшань представляет собой относительно самостоятельный стратиграфический комплекс. По характеристике тектонических деформаций, метаморфизму и типу разломов горную систему Лунмэньшань можно разделить на три основные стратиграфические зоны (A, Б, B).

Зона А — деформационно-метаморфическая тектоническая зона, состоящая из силурийских и девонских слабо метаморфизованных пород и докембрийских граувакков, это западная часть горной системы Лунмэньшань между разломами Вэньчуань-Маовэнь и Бэйчуань-Инсю. Эта зона характеризуется в основном опрокинутыми подобными складками, в ее досинийском комплексе была развита хрупко-вязкая сдвиговая зона со сланцеватостью.

Зона Б сложена осадочными породами позднепалеозойско-триасового возраста, с палеозойскими известняками и угленосными толщами. Зона Б — центральная в горной системе Лунмэньшань, находится между разломом Бэйчуань-Инсю и разломом Гуаньсянь-Аньсянь. В ней хорошо развиты чешуйчатая структура в центрально-северном сегменте и останец тектонического покрова в центрально-южном сегменте. Зона В расположена между разломами Гуаньсянь-Аньсянь и Гуанюань-Даи, это деформационная зона, состоящая из красноцветных толщ, начиная с юрских до неогеновых включительно, а также из рыхлых четвертичных аллювиальных отложений. В ней хорошо развит ряд антиклиналей и синклиналей, являющихся асимметричными кулисообразно расположенными концентрическими складками [Li et al., 2009а].

Региональные разломы горной системы Лунмэньшань. Зона активных разломов системы Лунмэньшань имеет северо-восточное простирание, и северо-западное направление наклонов сместителей. С северо-запада на юго-восток она состоит из четырех параллельно ориентированных основных активных и нескольких вторичных разломов (рис. 3) [Deng et al., 1994].

Тыловые разломы горной системы Лунмэньшань с севера на юг разделяются на 3 основные ветви: разлом Вэньчуань-Маовэнь в центральной части, разлом Цинчуань в северной, и разлом Гэнда-Лундун в южной части. Установлено. что разлом Цинчуань был активен в раннем и среднем плейстоцене. Хотя в рельефе и выражено линейное распределение гребней, разлом не активен с позднечетвертичного периода. Разлом Вэньчуань-Маовэнь расположен между палеозойскими отложениями и гранитами тектонической фазы Циньнин (комплекс Пэнгуань) и имеет северо-восточное простирание (40°). Наклон разлома увеличен вблизи поверхности. Разлом характеризуется взбросо-сдвиговой кинематикой. С позднего плейстоцена скорость правого сдвига этого разлома составила 0,8-1,4 мм/год, в голоцене скорость надвига составляла 0,5 мм/год [Ма et al., 2005].

Центральные разломы Лунмэньшаньской системы включают в себя разлом Яньцин-Вулун в южной части, разлом Бэйчуань-Инсю в центральной и разлом Бэйчуань-Линьаньсы в северной.

Разломы Бэйчуань-Инсю развиты в основном между палеозой-мезозойскими отложениями и гранитами Циньнин (комплекс Пэнгуань), их длина составляет 300 км, простирание северовосточное (35-45°), падение северо-западное, состоят из нескольких вторичных разломов, образуя дислоцированную структуру. Протерозойский комплекс Пэнгуань и верхнепалеозойские отложения вплоть до средне-нижнетриасовых надвигались в юго-восточном направлении. Эти разломы представляют собой надвиг со сдвиговой составляющей. Они были активны в голоцене, на основе прошлых исследований они также с плейстоцена воздымаются со скоростью 0,6-1 мм/ год и горизонтальной скоростью правого сдвига 1 мм/год [Deng et al., 1994; Ma et al., 2005; Li et al., 2006]. С этими разломами много раз были связаны средние и сильные землетрясения, среди которых



Рис. 3. Положение зоны разломов Лунмэньшань и эпицентров сильных землетрясений с М≥6,0, зарегистрированных в окрестностях Вэньчуаньского землетрясения и в восточной части Баянькалаского блока за прошедшие 400 лет по [Wen et al., 2009] с дополнениями автора

Звездочка — эпицентры Вэньчуаньского землетрясения 2008 г. Мs=8,0, Яаньского землетрясения 2013 г. Мs=7,0 и Кандинского землетрясения 2014 г. Мs=6,3; *1* — взбросы; *2* — сдвиги; *3* — четвертичный передовой прогиб; *4* — эпицентральные области исторических событий; *5* — предполагаемые эпицентральные области исторических событий; *6* — эпицентр землетрясений; F₁ — Тыловые разломы: F₁₋₁ — разлом Гэнда-Лундун; F₁₋₂ — Разлом Вэньчуань-Маовэнь; F₁₋₃ — Разлом Цинчуань; F₂ — Центральные разломы: F₂₋₁ — разлом Яньцин-Вулун; F₂₋₂ — разлом Бэйчуань-Инсю; F₂₋₃ — разлом Бэйчуань-Линьаньсы; F₃ — Предгорные разломы: F₃₋₁ — разлом Дачуань-Шуаныши; F₃₋₂ — Разлом Гуаньсянь; F₃₋₃ — Разлом Цзянюй; F₄ — Предгорные скрытые разломы; F₅ — Разлом Хуя; F₆ — Разлом Миньцзян; F₇ — Разлом Сяньшуйхэ

самое сильное землетрясение произошло с М 6,2 в 1958 г. около г. Бэйчуань.

Разломы Бэйчуань-Линьаньсы имеют северовосточное простирание (40°) с северо-западным падением, развиты в ордовикских, силурийских и девонских отложениях. Зоны разрывов шириной около 100 км состоят из милонита, глины и линз других пород. Эти разломы относятся к зонам с активностью в среднем плейстоцене [Li et al., 2004]. Вдоль них не происходило разрушительных событий в историческое время, и сейчас сейсмическая активность также очень слабая.

Предгорные разломы Лунмэньшаньской системы включают в себя разлом Дачуань-Шуаньши в южной части, разлом Гуаньсянь-Аньсянь в центральной части, разлом Цзянюй в северной. Эти разломы имеет северо-восточное простирание (35-45°) с падением на северо-запад (углы падения 50-70°). Разлом Цзянюй-Гуанюань развит в кембрийских и силурийских отложениях, перекрыт позднеплейстоценовыми и голоценовыми толщами, что свидетельствует о том, что он был активен до четвертичного периода [Li et al., 2004]. Вдоль разломов не происходило землетрясений с магнитудой более 4 и частота активности слабых событий невелика. Разлом Гуаньсянь-Аньсянь выражен в рельефе в виде уступа, грабенов, долин рек, связанных с разрывами, разномасштабных подпруженных озер и других форм рельефа. Эти разломы контролировали развитие четвертичной Рис. 4. Модель зарождения Вэньчуаньского землетрясения через промежуточную участок зоны разломов Лунмэньшань: a — скорость вертикальной деформации; δ — глубинная структура и геодинамическая модель. Звездочка — гипоцентр Вэньчуаньского землетрясения (Ms=8,0)



впадины Чэнду, что показывает относительно сильную тектоническую активность с позднего плейстоцена [Deng et al., 1994].

В 2005 г. вдоль разлома выявлена траншея, относящаяся к двум палеосейсмическим событиям. Время самого последнего из них по данным датирования радиоуглеродным методом произошло 3,83±0,22-1,17±0.10 тыс. лет назад.

Предгорные скрытые разломы развиты под поверхностью в предгорной части горной системы Лунмэньшань и на северо-западной окраине равнины Чэнду, они состоят из вторичных разрывных структур с северо-восточным простиранием. На равнине Чэнду это разломы Даи, Мяньчжу и др.

Глубинная геодинамика горной системы Лунмэньшань. Зона разломов Лунмэньшань служит границей блоков. На северо-западном крыле мошность земной коры составляет 52 км. здесь присутствует система сложных складок вблизи поверхности и высокоскоростные структуры на глубине 14-20 км. В более низких частях коры (на глубине 26-38 км) среда ослаблена, достаточно деформируема и может служить зоной срыва. На юго-восточном крыле, под Сычуаньской синеклизой, где земная кора обладает относительно простой трехслойной структурой, граница Мохо на глубине 46 км наклонена на запад, здесь на глубине не обнаружен низкоскоростной слой, что свидетельствует об относительно жестком субстрате. Такая структурная картина, а именно низкие значения скоростей сейсмических волн в северо-западном крыле и высокие — в юговосточном сохраняются до глубин 100-150 км [Ма, 2009]. В тектоническом отношении северозападное крыло разлома соответствует складчатой области Сунпань-Ганьцзы в северо-западной части Цинхай-Тибетского нагорья, а юго-восточное крыло находится в пределах Южно-Китайской платформы (рис. 4). Эта зона разломов состоит из серии надвигов, осложненных складками. Вблизи эпицентров землетрясения в висячем крыле породы представлены метаморфическими комплексами Пэнгуань и Баосин протерозойского и палеозойского возраста, а в лежачем крыле появляются осадочные триасовые отложения.

Геологическое строение Сычуаньской синеклизы. Горная система Лунмэньшань расположена на западной границе Южно-Китайской (Янцзы) платформы, находящейся в южной части Китая и отделенной от оси Китайско-Корейской древней платформы раннекиммерийским (средний триас—ранняя юра) или индосинийским орогенным поясом Циньлинь [Хаин, 2001] (рис. 1). К центральной части древней платформы Янцзы приурочена крупная Сычуаньская синеклиза. Она включает в себя центральную и восточную области провинции Сычуань, а также г. Чунцин.

Сычуаньская синеклиза имеет сложное строение и выполнена отложениями от палеозойских до кайнозойских общей мощностью от 6 до 12 км. В позднем триасе море окончательно покинуло область платформы, осадконакопление продолжалось в континентальных условиях лишь в ее северо-западной части — в Сычуаньской сине-



Рис. 5. Тектонический профиль Сычуаньской синеклизы [Хаин, 2001]: 1 — метаморфиты; 2 — мел; 3 — юра; 4 — верхний триас; 5 — средний триас — пермь; 6 — карбон — девон; 7 — силур; 8 — ордовик — синий (верхи верхнего рифея — венд); 9 — досиний

клизе. Верхнетриасовые—антропогеновые толщи континентальных отложений имеют мощность 1,5—3 км (верхний триас). Обломочные породы Сычуаньской синеклизы включают конгломераты, а также угольные толщи общей мощностью несколько тысяч метров, сформировавшиеся в конце позднего триаса. Учитывая, что в краевой части синеклизы толщи несогласно перекрываются нижне-среднеюрскими отложениями, можно предположить, что молассы формировались с конца позднего триаса до юры, в результате чего образовался передовой прогиб перед складчатой областью Сунпань-Ганьцзы.

Отложения позднего мезозоя—эоцена имеют мощность 3.4 км, представлены несколькими молассовых толщами. Складки и надвиговые структуры кайнозойского возраста сформировались в передовом прогибе в связи со сжатием, ориентированным с северо-запада на юго-восток. Они связаны с боковой экструзией корового материала от восточной части Тибетского нагорья. Фундамент Сычуаньского передового прогиба состоит из позднепротерозойских гранитов и делленитов, их возраст совпадает с возрастом кристаллического комплекса Лунмэньшаньской зоны.

Сычуаньская синеклиза с запада ограничена мощным поднятием хр. Лунмэньшань с почти отвесным восточным склоном. Докембрийские и палеозойские отложения Лунмэньшаня надвинуты на Сычуаньскую впадину по системе надвигов, образуя сложную складчато-покровную структуру, которая сформировалась в раннекиммерийскую фазу складчатости — в среднеи триасе и ранней юре, в результате чего синеклиза приобрела асимметричный широтный профиль с крутым западным и пологим восточным склонами (рис. 5) [Хаин, 2001].

Неотектоника горной системы Лунмэньшань. В районе преобладают в основном поднятие на западе и опускание на востоке. Тектоническая зона Лунмэньшань представляет собой складчатонадвиговые структуры северо-восточного простирания. С запада на восток прослеживается ряд взбросов и надвиговых систем, главные из которых — Вэньчуань-Маовэнь, Инсю-Бэйчуань и Гуаньсянь-Цзяню. С начала четвертичного периода кинематически зона разломов Лунмэньшань представляет собой надвиг с правосдвиговой составляющей, однако в пространстве она имеет явное сегментное строение — главные тектонические деформации зоны сосредоточены в тыловых, центральных, предгорных и предгорных скрытых разломах и образуют фронтальный чешуйчатый веер [Deng et al., 1994].

В центральной и юго-западной части тектонической зоны Лунмэньшань разломы Вэньчуань-Маовэнь, Бэйчуань-Инсю, Гуаньсянь-Аньсянь и скрытые предгорные разломы Лунмэньшань представляют собой взбросо-надвиги с правым сдвигом и характеризуются относительно очевидными геоморфологическими доказательствами позднечетвертичной активности [Deng et al., 1994; Yang et al., 1999; Li et al., 2006b]. По новейшим данным, в южной части зоны только разлом Гуаньсянь-Аньсянь проявлял активность с голоцена, а в центральной и тыловой частях активность этих разломов проявлялась с позднего плейстоцена [Yang et al., 1999]. В центральной части зоны у разломов Вэньчуань-Маовэнь, Инсю-Бэйчуань и Гуаньсянь-Аньсянь в течение голоцена активность проявилась в деформациях ландшафта [Ma et al., 2005]. Эти разломы представлены надвигом с элементами правого сдвига. Вертикальная скорость деформации ≤1 мм /год, а скорость скольжения может достигать 1-10 мм/год [Ma et al., 2005; Li et al., 2006]. По данным GPS скорость деформации разлома Лунмэньшань до землетрясения была очень мала (скорость горизонтального сжатия ≤3 мм/год) [Shen et al., 2005]. Северная часть разлома Лунмэньшань, который расположен на север от г. Бэйчуань, включает разломы Цинчуань, Бэньчуань-Линьаньсы и Цзяню-Гуанюань. Их активность на поверхности разрушения не проявлена с конца плейстоцена [Li et al., 2004].

По данным исторических сейсмических записей (с 638 г. н.э.) на восточном краю Цинхай-Тибетского нагорья произошло 66 землетрясений с Ms≥4,7 и 57 землетрясений с Ms≥5. Эти разрушительные землетрясения сосредоточены в южной части тектонической зоны Лунмэньшань и блока Миньшань, а в северной части тектонического пояса Лунмэньшань разрушительные землетрясения не зарегистрированы (рис. 3).

В средней и южной частях тектонической зоны Лунмэньшань в 1657 г. в уезде Вэньчуань провинции Сычуань произошло землетрясение с магнитудой 6,5, в 1958 г. — в уезде Бэйчуань с M=6,2 и в 1970 г. в уезде Даи — с M=6,2 (рис. 3). Магнитуда этих трех землетрясений была выше 6,0, кроме того, еще было 19 землетрясений с $M=4,7\div5,9$. Кроме того, небольшие землетрясения с M = 2,0-4,6 распределены вдоль южной

Рис. 6. Тектоническая обстановка в районе Сычуаньской зоны с сейсмичностью с 1999 г. и скорость горизонтальных движений по данным GPS-наблюдений. Круги указывают эпицентры землетрясений с М>6,0. Звездочки — эпицентры Вэньчуаньского землетрясения 2008 г. и Куньлуньского землетрясения 2001 г. по [Manabu et al., 2010] с дополнениями автора



части тектонического пояса Лунмэньшань, они образуют небольшую сейсмоактивную полосу северо-восточного простирания. В северной части тектонического пояса Лунмэньшань сейсмическая активность наблюдается относительно редко.

На рис. 3 показаны исторические сильные землетрясения, зарегистрированные в горной системе Лунмэньшань до Вэньчуаньского землетрясения 2008 г. В районе Вэньчуаньского землетрясения существует серия активных разломов, но в историческое время сильные землетрясения не происходили вдоль разлома Лунмэньшань, а были связаны с другими разломами меридиональной сейсмогенной зоны. До 2008 г. в северном и центральном сегментах землетрясения с М≥7 не происходили по крайней мере 1700 лет, а в южном сегменте — около 1100 лет. Таким образом, Вэньчуаньское землетрясение 2008 г. относится к области, в которой землетрясений с М≥7 не было 1700 лет [Wen et al., 2009].

Механизм очага исторических землетрясений в тектонической зоне Лунмэньшань в основном характеризуется горизонтальным сжатием в направлении северо-запад—северо-северо-запад, основная ось сжатия стала почти горизонтальна, как и ось растяжения. Установлено, что тектонические деформации в тектонической зоне Лунмэньшань выражены в виде надвига с правосдвиговой составляющей, погружающийся к северо-западу под Синийские горы [Li et al., 2006a, b].

Данные GPS-наблюдениц показывают, что пояс Лунмэньшань связан с тектоническими движениями, ориентированными на восток, в которых есть сдвиговая составляющая, но скорость деформации не достоверна. В результате изучения горизонтальных деформаций поверхности методом GPS установлено, что перед землетрясением в период 1999–2007 гг. очаговая область характеризовалась аномально низкими значениями скорости движения (рис. 6). По-видимому, это было связано с накоплением напряжений в земной коре. Накануне главного толчка китайскими специалистами зафиксированы ионосферные и магнитные аномалии, которые можно считать краткосрочными предвестниками землетрясения [Li et al., 2009а].

Основные параметры и механизм главного толчка Вэньчуаньского землетрясения. Координаты эпицентра Вэньчуаньского землетрясения 30.95° с.ш., 103,40° в.д. в горной местности провинции Сычуань, в юго-восточной части округа Вэньчуань. Глубина очага главного толчка по разным данным варьирует от 12 до 19 км, а его магнитуда М*w*=7.9 [Global..., 2008] и М*s*=8.0 [CENC, 2008] (рис. 1). Его очаг расположен в центральной части зоны активных разломов (взбросо-сдвигов) Лунмэньшань. Решение механизма очага землетрясения показано на рис. 1 [Global..., 2008]. Землетрясение возникло под действием превалирующих по величине сжимающих напряжений, ориентированных на восток-юго-восток. Одна нодальная плоскость (NP1) — пологая (DP=33°) северо-восточного простирания, другая (NP2) — крутая залегания (DP=70°) с близмеридиональным простиранием. Движение по пологой плоскости — правосторонний сдвиг с компонентами взброса, по крутопадающей плоскости — взброс с компонентами левостороннего сдвига.

При главном толчке Вэньчуаньского землетрясения 2008 г. на поверхности возникла система первичных сейсмодислокаций — сейсморазрывов общей протяженностью около 240 км в пределах Лунмэньшаньской системы разломов северовосточного простирания. В сейсморазрывах выделяются две наиболее протяженные субпараллельные ветви: северо-западная длиной 240 км вдоль разлома Инсю-Бэйчуань и юго-восточная — 70 км по разлому Гуансянь-Аньсянь. Расстояние между ними составляет 5-11 км. Возникли также дополнительные не столь протяженные разрывы, как северо-восточного, так и поперечного северозападного простирания (рис. 1) [Рогожин, 2010]. Например, сейсморазрывы Сяоюйдон длиной 7 км с простиранием северо-запад (340°) имеют деформацию взброса с левым сдвигом [Chen et al., 2013]. На основе результатов макросейсмического обследования интенсивность сотрясений Вэньчуаньского землетрясения оценивается в 11 баллов по китайской макросейсмической школе [Fu et al., 2009]. Существенно, что эти максимальные воздействия в виде узкой полосы следуют вдоль зоны сейсморазрывов, где разрушительные явления связаны в основном не с сотрясениями, а с широким проявлением геологических процессов: сейсморазрывов, оползней, обвалов. Максимальная интенсивность сотрясений проявилась в селе Инсюй, Чэньцзяба и других селах, в уезде Бэйчуань.

Заключение. На основании исследования геологического строения, неотектонических и сейсмотектонических характеристик, а также данных GPS наиболее сильного землетрясения 2008 г. в инструментально зарегистрированных в сейсмически активных зонах Лунмэньшань можно сделать ряд выводов.

Эпицентральная область землетрясения находится на границе Синийских гор Тибета и Сычуаньской впадины. Его очаг находился в центральной части зоны активных разломов (взбрососдвигов) Лунмэньшань. Эта зона разломов расположена на границе высокогорной складчатой области Сунпань-Ганьцзы Цинхай-Тибетского нагорья, сложенной триасовыми образованиями, и стабильной Сычуаньской синеклизой Южно-Китайской платформы. В эпицентральной зоне Вэньчуаньского землетрясения реконструировано горизонтальное сжатие земной коры, связанное

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ма Цзинь. Вэньчуаньское землетрясение в мае 2008 г. в Китае // Природа. 2009. № 5 (1125). С. 39–47.

Рогожин Е.А., Шен К. Сейсмотектонические и макросейсмические особенности Венчуанского землетрясения 12 мая 2008 г. (Мѕ=8.0) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. Т. 37, № 2. С. 5–19.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.

Avouac J.P., Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia // Geophysical Research Letters. 1993. Vol. 20, N 10. P. 895–898.

Chen Li-chun, Ran Yong-kang, Wang Hu et al. Paleoseismology and kinematic characteristics of the Xiaoyudong rupture, a short but significant strange segment characterized by the May 12, 2008, Mw 7.9 earthquake in Sichuan, China // Tectonophysics. 2013. Vol. 584. P. 91–101.

(CENC, 2008) China Earthquake Networks Center. Rupture Process of the 2008 Ms 8.0 Wenchuan Earthquake. URL: http://www.cenc.ac.cn (accessed: 13.01.2010). с надвигами и формированием складок, которое началось с позднего триаса в эпоху раннекиммерийской складчатости. Докембрийские и палеозойские отложения Лунмэньшаня надвинуты на Сычуаньскую впадину по ряду надвигов и образуют сложную складчато-покровную структуру.

На основе анализа проявлений новейшей тектоники и исторических записей тектонических событий в этом районе считается, что зона разрывов Лунмэньшань сейсмоопасна, 3 главных разлома в ее пределах способны вызвать землетрясения с магнитудой около 7, из них разлом Бэйчуань-Инсю — главная сейсмогенерирующая структура. Период повторяемости сильнейших землетрясений составляет как минимум около 1000 лет. Таким образом, тектоническая зона Лунмэньшань и система ее разрывов относятся не только к зоне низкочастотной сейсмической активности, но и представляет собой сейсмогенерирующую структуру с возможностью мощных землетрясений в этом районе. Система сейсморазрывов при Вэньчуаньском землетрясении продемонстрировала провосдвиговые смещения в комбинации со взбросовыми с амплитудами смещений в несколько метров (до 9 м по вертикали и до 4,7 по горизонтали).

Сейсмотектоническая модель возникновения Вэньчуаньского землетрясения состоит в том, что Лунмэньшаньская зона разломов служит границей блоков, в пределах которых структура литосферы различна. Такая структурная картина, а именно низкие значения скорости сейсмических волн под северо-западным крылом зоны разломов и высокие — под юго-восточным, сохраняются до глубин 100–150 км. Таким образом, Лунмэньшаньская зона представляет собой результат надвигающей восточной части Тибетского нагорья на Сычуаньскую синеклизу, что вызвало поднятие Лунмэньшаньской зоны почти на 4 км. Все это вызывает постоянные землетрясения.

Deng Qidong, Chen Shefa, Zhao Xiaolin et al. Tectonics, seismicity and dynamics of Longmenshan mountains and its adjacent regions // Seismology and Geology. 1994. Vol. 16, N 4. P. 389–403.

England P.C., Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike—slip faulting in eastern Tibet // Nature. 1990. Vol. 344, N 6262. P. 140–142.

Fu Bihong, Wang Ping, Kong Ping et al. Atlas of seismological and geological disasters associated with the 12 May 2008, Ms 8.0 Wenchuan great earthquake, Sichuan, China. Beijing: Seismological Press, 2009. 127 p.

Global CMT Catalog, 200805120628A Sichuan, China. Harvard University, 2008. URL: http://www.globalcmt.org/ CMTsearch.html (accessed: 03.02.2010).

Li Chuanyou, Song Fangmin, Ran Yongkang. Late Quaternary activity and age constraint of the northern Longmenshan fault zone // Seismology and Geology. 2004. Vol. 26, N 2. P. 248–258.

Li Jianiong, Meng Guojie, Wang Min et al. Investigation of ionospheric TEC changes related to the 2008 Wenchuan

earthquake based on statistical analysis and signal detection // Earthquake Sci. 2009a. Vol. 2, N 5. P. 545–554.

Li Y., Huang R.Q., Zhou R.J. et al. Geological background of Longmen shan seismic belt and surface ruptures in Wenchuan earthquake // J. Engineering Geology. 2009b. Vol. 17, N 1. P. 3–16.

Li Yong, Zhou Rongjun, Densmone A.L., Ellis M.A. Geomorphic evident for the late Cenozoic strike-slipping and thrusting in Longmen mountain at the eastern margin of the Tibetan Plateau // Quaternary Sci. 2006. Vol. 26, N 1. P. 40–51.

Ma Baoqi, Su Gang, Hou Zhihua et al. Late Quaternary slip rate in the central part of the Longmenshan fault zone from terrace deformation along the Minjiang river // Seismology and Geology. 2005. Vol. 27, N 2. P. 234–242.

Manabu Hashimoto, Mari Enomoto, Yo Fukushima. Coseismic Deformation from the 2008 Wenchuan, China, Earthquake Derived from ALOS/PALSAR Images // Tectonophysics. 2010. Vol. 491. P. 59–71.

Shen Z., Lu J., Wang M., Bergmann R. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. P. 1–17.

Wen X.Z., Zhang P.Z., Du F. et al. The background of historical and modern seismic activities of the occurrence of the 2008 Ms 8.0 Wenchuan, Sichuan, earthquake // Chinese J. Geophys. 2009. Vol. 52, N 2. P. 444–452.

Yang Xiaoping, Jiang Pu, Song Fengmin et al. The evidence of the south Longmenshan fault zones cutting late quaternary stratum // Seismology and Geology. 1999. Vol. 21, N 4. P. 341–345.

Yin An. A special issue on the great 12 May 2008 Wenchuan earthquake (Mw 7.9): Observations and unanswered questions // Tectonophysics. 2010. Vol. 491. P. 1-9.

Поступила в редакцию 25.05.2016

УДК 551.243.4:551.243.6:552.3:550.382.3 (234.851)

С.Н. Сычев¹, Р.В. Веселовский², А.К. Худолей³, К.В. Куликова⁴

СООТНОШЕНИЕ НАДВИГОВЫХ И СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА НА ОСНОВЕ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ⁵

В результате изучения петромагнитных характеристик комплексов пород зоны Главного Уральского разлома и Войкаро-Сынинской офиолитовой ассоциации, сделан вывод о многостадийности произошедших здесь деформаций. Анализ анизотропии магнитной восприимчивости пород обнаруживает минеральные ориентировки, образованные в результате надвиговых (взбросовых) и сбросо-сдвиговых деформаций на раннем коллизионном этапе формирования Уральского орогена. Выявлены лишь единичные расположения главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости, связанные с региональным надвигообразованием — основным этапом становления структуры Урала, что говорит о практически полном затушевывании более поздними сдвиговыми деформациями надвиговых петроструктур.

Ключевые слова: анизотропия магнитной восприимчивости, Полярный Урал, Главный Уральский разлом, офиолиты, надвиги, сдвиги.

Petromagnetic characteristics rocks croup out in the Main Uralian Fault zone and Voikar-Synya ophiolites confirmed that multistage deformation led to formation of modern structure of Ural. Analysis of the anisotropy of the magnetic susceptibility of rock minerals detects orientation formed by the thrust (reverse faults) and strike-shear strain at an early stage of the Uralian orogeny. The main axes of the ellipsoid of the anisotropy of magnetic susceptibility associated with regional thrusting — the main stage of formation of structure of the Urals have been revealed rarely. It indicates almost complete resetting thrust petrofabric by later shear deformations.

Key words: anisotropy of magnetic susceptibility, Polar Urals, Main Ural Fault, ophiolites, thrust faults, strike-slip.

Введение. Породы офиолитовой ассоциации, расположенной в пределах южной части Полярного Урала, и ее западного обрамления, относимого к зоне Главного Уральского разлома (ГУР), с точки зрения петрологии изучали многие ученые; к последним работам, посвященным этой теме, относятся публикации [Белоусов, 2009; Савельева и др., 2008, 2013; Шмелев, 2011 и др.]. Структурные и петроструктурные исследования офиолитов, включая составление детальных карт, также проводились многие геологи, например [Гончаренко, Чернышов, 1980; Шербаков, 1988; Савельева, 1987; Строение..., 1990; Савельева и др., 2008; Шмелев, 2011]. Выявление структурных особенностей и этапов эволюции комплексов зоны ГУР практически не осуществлялось.

породах южной части Полярного Урала, нами выделено восемь стадий деформации, приуроченных к определенным этапам коллизионного процесса [Сычев, Куликова, 2012]. Цель наших исследований — уточнение тектонической эволюции пород и комплексов зоны ГУР и его обрамления на основе оригинального изучения магнитных характеристик пород.

Зону ГУР изучали на опорных участках массива Рай-Из (рис. 1, А), р. Средний Кечьпель (рис. 1, Б), массива Хордъюс (рис. 1, В), р. Мокрая Сыня и блока Дзеляю (рис. 1, Д). Также исследования проводились в районе сочленения офиолитовых и палеоостроводужных комплексов (р. Лагортаю) (рис. 1, Г). Участки расположены на всем протяжении южной части Полярного Урала.

На основе предшествующего изучения мезоструктурных элементов, зафиксированных в **Геология района исследований.** Зона ГУР в северном и северо-восточном обрамлении *массива*

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, институт наук о Земле, кафедра геологии месторождений полезных ископаемых, ст. преп., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: s.sychev@spbu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, лаборатория главного геомагнитного поля и петромагнетизма, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: roman.veselovskiy@ya.ru

³ Санкт-Петербургский государственный университет, институт наук о Земле, кафедра региональной геологии, профессор, заведующий кафедрой, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: a.khudoley@spbu.ru

⁴ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, лаборатория петрографии, руководитель лаборатории, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: kulikova@geo.komisc.ru

⁵ Работа выполнена на оборудовании, приобретенном по программе развития МГУ, при поддержке гранта Министерства образования и науки РФ № 14.Z50.31.0017, грантов РФФИ (15-35-20591 и 15-35-20599), НИР СПбГУ (3.38.137.2014) и в рамках программы фундаментальных научных исследований № 15-18-5-57 "Главный Уральский разлом и его обрамление как индикаторы многостадийной эволюции аккреционно-коллизионного Уральского орогена".



Рис. 1. Тектоническая схема южной части Полярного Урала и участков исследований

Западно-Уральская мегазона: 1 — палеозойские осадочные комплексы шельфа и континентального склона Восточно-Европейского континента, вулканиты и докембрийские вулканиты бимодальной серии (Лемвинский аллохтон)

Центрально-Уральская мегазона: 2 — докембрийские метаморфические комплексы основания Восточно-Европейского континента (Харбейский и Хараматалоуский блоки)

Зона ГУРа (3-5): 3 — серпентинитовый меланж; 4 — динамометаморфиты пальникшорской толщи; Тагило-Магнитогорская мегазона: 5 — метаморфизованные ультраосновные и основные породы (дзеляюский комплекс (V₁?)); 6 — габбро-гипербазитовые офиолитовые массивы: а — райизско-войкарский комплекс дунит-гарцбургитовый (V₁?); 6 — кэршорский комплекс дунитверлит-клинопроксенит-габбровый (O₃); в — лагортаюский комплекс долеритовых даек (O₃-S₁?); 7 — девонские островодужные гранитоиды: а — собский комплекс габбро-диорит-плагиогранитный (D₁₋₂); 6 — янослорский комплекс гранитный (D₃); 8 островодужные вулканогенно-осадочные образования позднесилурийско-девонского возраста; 9 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 10 — номера азимутальных проекций главных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (рис. 4); 11 — разрывные нарушения и геологические границы: а — Главный Уральский разлом, 6 — прочие разломы, в — интрузивные контакты; 12 — линии разрезов (рис. 2) Рай-Из, в долине ручья Нырдвоменшор (рис. 1, А), представлена мощной (до 2 км) полосой полимиктового серпентинитового меланжа, где встречены округлые глыбы и валуны серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, измененные в зеленосланцевой фации, базальты и их туфы, долериты, кремнистые породы и углисто-кремнистые сланцы, а выше по ручью наблюдается полоса (до 400 м) амфиболовых кристаллосланцев (рис. 2, А). В районе р. Средний Кечьпель (рис. 1, Б) зона ГУР представлена динамометаморфитами пальникшорской толщи, сложенной переслаивающимися зелеными и глаукофановыми сланцами, гранат-глаукофановыми кристаллосланцами, клиноцоизитовыми и гранатовыми амфиболитами, кристаллосланцами переменного состава и бластомилонитами (рис. 2, Б). Возраст толщи условно принимается позднерифейским по аналогии с породами ивтысьшорской свиты, но, вероятно, этот комплекс пород, выделяемый как толща, является не стратиграфическим подразделением, а тектонической единицей, включающей в себя подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму различные толщи бимодальной вулканогенной ассоциации)

Главный Уральский разлом в районе массива Хордьюс (рис. 1, В) маркируется полосой глаукофановых сланцев, а пальникшорская толща имеет более сложное строение и разнообразный состав, а также менее выраженную зональность (рис. 2, В). Дзеляюский комплекс (возраст комплекса определяется как ранневендский по данным Th-U-Pb изотопного датирования цирконов [Remizov, Pease, 2004]), разграничивается на западную зону, представленную высокостронциевыми габброноритами, метагабброидами и друзитами, и восточную, сложенную низкостронциевыми гранатклиноцоизит-амфиболовыми кристаллосланцами и клиноцоизитовыми амфиболитами. В районе реки Мокрая Сыня (рис. 1, Д) зона ГУР диагностируется по наличию глаукофановых сланцев и плагиогранитов погурейского комплекса (возраст комплекса условно принимается как позднекаменноугольнораннепермский) в западном ограничении дзеляюского комплекса (рис. 2, Д). На участке блока Дзеляю (рис. 1, Д) подошва ГУР представлена полосой тектонитов, в их строении наблюдается четкая зональность: западная полоса имеет ширину 400-800 м и сложена преимущественно зелеными апобазальтовыми бластомилонитами, восточная (1-2 км) сложена апобазальтовыми и апогабброамфиболитовыми глаукофанитами (рис. 2, Е). Пальникшорская толща на данном участке представлена гранат-амфибол-кварц-альбитовыми кристаллосланцами, а дзеляюский комплекс сложен гипербазитами, габброноритами, метагабброидами, двупироксеновыми гранулитами, амфиболитами и гранат-клиноцоизит-амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами.

Исследование обрамления зоны ГУР проводилось в пределах Лемвинской зоны (аллохтона), где изучались парасланцы орангской свиты (O_{1-2}) , вулканогенно-осадочные образования молюдшорской свиты (О2-3) и флишоиды кечьпельской свиты (С₃-Р₁). В Харбейском блоке исследовались кристаллосланцы няровейской серии (RF₂), а в Хараматалоуском блоке сланцы хараматалоуской толщи (RF₂). В Войкарской зоне (аллохтоне) рассматривается: 1) дунитгарцбургитовый райизско-войкарский комплекс (данные U-Pb и Re-Os изотопного датирования выявляют ранневендские магматические события в формировании комплекса [Савельева и др., 2006], 2) дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый кэршорский комплекс (возраст комплекса определяется как позднеордовикский по данным U-Pb изотопного датирования цирконов [Ремизов и др., 2010], 3) габбро-долеритовый лагортаюский комплекс параллельных даек (данные U-Pb изотопного датирования практически точно согласуется с данными о возрасте вмещающих габброидов кэршорского комплекса [Ремизов и др., 2012]), но не исключен и более молодой раннесилурийский возраст), 4) тоналитовый собский комплекс (Rb-Sr- и U-Pb-методы изотопного датирования обнаруживают ранне-среднедевонские возрасты комплекса [Геохимия..., 1983 и др.].

Материалы и методы исследований. Для исследования петромагнитных характеристик пород из ориентированных образцов выпилили кубики (~150 шт.), от 1 до 4 в зависимости от размера образца, для каждого из них в петромагнитной лаборатории МГУ на каппометре KLY-4S («AGICO») определены параметры анизотропии магнитной восприимчивости. Обработку результатов измерений выполнялась с помощью программы Anisoft 4.2 [Chadima and Hrouda, 2006]. Для интерпретации магнитных ориентировок строились азимутальные проекции при помощи программы QuickPlot 3.0 (D.V. Everdingen).

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) — информативная петромагнитная характеристика горных пород. Среди причин образования анизотропии магнитной восприимчивости важная роль отведена одноосному давлению при высокой температуре, которое сопровождает кристаллизацию и перекристаллизацию горных пород [Использование..., 1986; Tarling, Hrouda, 1993]. Связь магнитной анизотропии пород с их текстурными особенностями, в частности, зависимость АМВ от распределения длинных и коротких осей магнитных минералов, позволяет использовать результаты измерений АМВ для изучения структурных элементов деформированных пород [Использование..., 1986; Tarling, Hrouda, 1993; Borradaile, Henry, 1997 и др.]. Многочисленные исследования на качественном уровне подтвердили положительную корреляцию между параметрами



пластина; V — Хараматалоуская пластина; VI — Пальникшорская пластина; VII — Хордьюсская пластина; VIII — Лагортинская пластина; IX — Приводораздельный покров; X Игядейеганская пластина; XI — Дзеляюская пластина

Римскими цифрами в кружках обозначены: I – Пайерская пластина; II – Орангский покров (аллохтон); III – Западный покров; IV – Верхнехаротский покров и Грубешорская

— туфы среднего состава; 49 — гранат-амфибол-квари-альбитовые кристаллосланцы; 50 — двупироксеновые гранулиты.

48



Рис. 3. Диаграммы распределения интенсивности AMB и среднего значения магнитной восприимчивости; формы эллипсоида AMB и интенсивности AMB.

В районе *массива Рай-Из* ориентировка эллипсоида анизотропии для зоны ГУР связана со сбросовыми деформациям (рис. 4, 4, 5). Для пород райизско-войкарского комплекса в северном обрамлении массива Рай-Из расположение эллипсоида анизотропии обнаруживает сдвиговую кинематику (рис. 4, 6), а в южном ограничении массива взбросовую (рис. 4, *I*). В кэршорском комплексе и няровейской серии оси укорочения располагаются субмеридионально, а оси удлинения субширотно и погружаются под малыми углами (рис. 4, *7*, *8*), что связано со сдвиговыми деформациями

AMB и деформации горных пород [Tarling, Hrouda, 1993; Parés, Van Der Pluijm, 2004 и др.], но количественные отношения между ними остаются дискуссионными [Ježek, Hrouda, 2007 и др.].

Так как форма эллипсоида AMB напрямую зависит от действующих напряжений, то наиболее важным для исследования представляется совпадение ориентировок главных осей эллипсоида AMB и эллипсоида деформации [Использование..., 1986; Borradaile, Henry, 1997 и др.]. Этот факт позволяет расшифровывать кинематику разрывных нарушений и устанавливать этапность деформационного процесса с применением критерия Андерсона [Anderson, 1951].

АМВ определяется симметричным тензором 2-го ранга. Величины трех главных осей эллипсоида АМВ обозначаются следующим образом: K_1 — максимальная, K_2 — промежуточная, K_3 минимальная магнитные восприимчивости. Для характеристики АМВ используют следующие параметры: 1) среднее значение восприимчивости — Кт (1E-06 ед. СИ); 2) магнитная линейность (L); 3) магнитная полосчатость (F); 4) степень (интенсивность) АМВ (Pj); 5) параметр формы (T), изменяющийся от —1 (удлиненный эллипсоид) до +1 (сплющенный эллипсоид).

Результаты исследований и их обсуждение. Анализируемые породы разбиты на группы по величине средней объемной магнитной восприимчивости (ОМВ). Выделяются амфиболовые кристаллосланцы зоны ГУР (район массива Рай-Из), породы няровейской серии, райизсковойкарского, собского и отчасти кэршорского комплексов (величина ОМВ составляет от 10 480 до 105 790), значения для остальных изученных подразделений изменяются от 99 до 991 (рис. 3). По величине интенсивности АМВ выделяется та же группа пород (величина АМВ от 1,2 до 2,9), значения АМВ для остальных геологических единиц варьируют от 1 до 1,2. Форма эллипсоида АМВ в подавляющем большинстве сплющенная.

Ориентировка эллипсоида анизотропии в породах Лемвинского аллохтона и Хараматалоуской пластины в районе реки Средний Кечьпель связана со сбросовыми смещениями (рис. 4, А, 9, 10). Для пород Пальникшорской пластины эллипсоиды АМВ располагаются неупорядоченно, фиксируют как сбросовые, так и сдвиговые нарушения (рис. 4, A, 11-14), что объясняется ее сложным покровно-сдвиговым тектоническим строение и разнообразием вещественного состава слагающих пород. Расположение эллипсоида АМВ в милонитах фиксирует сдвиговую обстановку (рис. 4, 15). В Войкарском аллохтоне субвертикальная ориентировка минимальной оси связана со сбросовыми деформациями (рис. 4, Б, 16). Таким образом, ориентировка главных осей эллипсоидов АМВ для Лемвинского аллохтона, Хараматалоуской пластины, Пальникшорской пластины (вблизи ГУР) и Войкарского аллохтона определяется результатами сбросообразования, а для остальных пород в составе Пальникшорской пластины и милонитов — результатами сдвиговых деформаций.

В районе массива Хордъюс ориентировки эллипсоидов АМВ во фронтальной части пальникшорской толщи связаны со сбросообразованием (рис. 4, Б, 17), а в тыловой части — со взбросообразованием (рис. 4, А, 2). В милонитах подошвы Хордъюсской пластины ориентировка эллипсоидов фиксирует сдвиговые перемещения (рис. 4, Б, 18).

В гипербазитовом комплексе в районе р. Лагортаю ориентировка осей эллипсоида АМВ связана со сдвигообразованием (рис. 4, Б, 19). Пространственная характеристика направлений главных осей эллипсоидов АМВ для образцов из комплекса параллельных даек не дает преимущественной ориентировки, что было показано ранее [Куренков и др., 2002], здесь присутствуют как сдвиговые, так и сбросовые деформации (рис. 4, Б, 21, 22). Ориентировка осей эллипсоида в породах кэршорского комплекса фиксирует сбросовые нарушения (рис. 4, Б, 20, 24). Расположение осей эллипсоида в зоне бластомилонитизации, разделяющей кэршорский и лагортаюский комплексы, связано со сдвиговыми смещениями (рис. 4, Б, 23). Для диоритов собского комплекса ориентировка связана с региональным надвигообразованием, последующим разворотом и выполаживанием (обр. № 8809) элементов залегания геологического тела (рис. 4, Б, 3) при приближении к фронтальной части надвига, разграничивающего офиолитовые и палеоостроводужные комплексы.

В породах молюдшорской свиты в районах р. Мокрая Сыня и блока Дзеляю наблюдаются в основном сбросовые нарушения (рис. 4, Б, 25–29).

Все вышеописанные ориентировки эллипсоидов АМВ сопоставлены со стадиями деформационного процесса. Выявлены лишь единичные ориентировки, связанные с надвигообразованием (взбросообразованием), что свидетельствует о практически полном затушевывании последующими деформациями надвиговых петроструктур. Сложнее дело обстоит с деформациями, в соответствии с данными анализа мезоструктурных данных мы интерпретируем как сдвиговые. В ГУР движение происходит не по одной или нескольким плоскостям, а в пределах зоны разлома, ширина которой в некоторых «раздувах» достигает 15-20 км. При расщеплении этой зоны могут возникать как зоны растяжения, так и сжатия. Для этих стадий выявлен сдвиг с растяжением — транстенсия. Следовательно, на поздних стадиях раннего коллизионного этапа происходили сбросо-сдвиговые нарушения. Хаотичное расположение осей эллипсоида АМВ мы связываем со сдвиговым этапом, так как, скорее всего, изменение петрофизических



Рис. 4. Азимутальные проекции ориентировок главных осей эллипсоидов AMB (сетка Шмидта, нижняя полусфера) (A, Б). Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости. Главные оси ориентированы в географической системе координат

параметров, сформированных на надвиговой стадии, происходило именно в это время.

Заключение. С помощью анализа АМВ получилась наиболее полная и качественная картина, подтверждающая процесс сдвигообразования в зонах милонитизации, разграничивающих тектонические единицы, а также в зонах распространения порфиробластовых структур. В результате исследования образцов пород, в которых анализировалась анизотропия магнитной восприимчивости, расположенные согласно (минимальная ось перпендикулярна плоскостным элементам, а максимальная и промежуточная — параллельны плоскостным элементам) с направлениями главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости (рис. 5), что положительно характеризует утверждение о связи текстур пород и главных осей AMB.

К сожалению, на данной стадии исследований мы не имеем возможности оценить количественные отношения между различными параметрами AMB и конечной деформации, так как в породах изученной территории проведение стрейн-анализа затруднено из-за отсутствия стрейн-индикаторов.

Рис. 5. Соотношения плоскостных элементов пород, в которых измерялась АМВ с главными осями эллипсоида АМВ. К₁ — минимальная, К₂ — промежуточная, К₃ максимальная оси эллипсоида АМВ. Длинная стрелка показывает направление падения образца, ориентированного при отборе (изначально располагается горизонтально), в правом нижнем углу элементы залегания образца. Пунктир — ориентировка плоскостных элементов породы. Кубики расположены в географической системе координат. Цифра в скобках после номера образца — номер кубика, выпиленного из данного образца.

Образец 8808/3 — амфибол-альбиткварцевый сланец (хараматалоуская толща), обр. 8814 — гарцбургит (райизско-войкарский комплекс), образец 8735 — плагиоклаз-кварцхлоритовый сланец (молюдшорская свита). Томография выполнена в ресурсном центре «Геомодель» (СПбГУ), аналитик М.В. Никитина



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 238–243.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 376)

Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформации и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геология и геофизика. 1980. № 10. С. 61–71.

Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Под ред. Л.Е. Шолпо. Л.: Недра, 1986. 224 с.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).

Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю., Косьянов А.О., Носиков М.В., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте габброидов кэршорского комплекса на Полярном Урале // Докл. РАН. 2010. Т. 434, № 2. С. 238–242.

Ремизов Д.Н., Куликова К.В., Сычев С.Н. и др. U-Pbвозраст цирконов из плагиогранитов лагортаюского дайкового комплекса на Полярном Урале // Докл. РАН. 2012. Т. 447, № 5. С. 538-540.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).

Савельева Г.Н, Суслов П.В., Ларионов А.В. и др. Возраст циркона из хромитов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 384–389.

Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А. и др. Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал) // Геотектоника. 2013. № 3. С. 43–57.

Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г. и др. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Отв. ред. В.Н. Пучков, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 229 с.

Сычев С.Н., Куликова К.В. Структурная эволюция зоны Главного Уральского разлома в западном обрамлении Войкаро-Сынинского офиолитового массива // Геотектоника. 2012. № 6. С. 46–54.

Шмелев В.Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовах комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 649-672.

Шербаков С.А. Роль пластических деформаций ультрабазитов на ранних стадиях формирования офиолитовых комплексов Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 6. С. 96–110.

Anderson E.M. The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd, Wite Plains, 1951. 206 pp.

Borradaile G.J., Henry B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy // Earth Science Reviews. 1997. Vol. 42. P. 49–93.

Chadima M., Hrouda F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géo-physiques. 2006. XXVII. P. 20–21.

Ježek J., Hrouda F. SUSIE: A program for inverse strain estimation from magnetic susceptibility // Computers & Geosciences. 2007. Vol. 33. Issue 6. P. 749–759.

Parés J.M., Van Der Pluijm B.A. Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens // Geologica Acta. 2004. Vol. 2. Issue 3. P. 213–220. *Remizov D.N., Pease V.* The Dzela Complex, Polar

Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc: The Neopro-

terozoic Timanide Orogen of eastern Baltica // Mem. Geol.

Soc. London, 2004. Vol. 30. P. 107–123. *Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. N. Y.: Chapman and Hall, 1993. 217 p.

Поступила в редакцию 20.09.2016

УДК 543.51

Я.В. Бычкова¹, М.Ю. Синицын², Д.Б. Петренко³, И.Ю. Николаева⁴, И.А. Бугаев⁵, А.Ю. Бычков⁶

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МНОГОЭЛЕМЕНТНОГО АНАЛИЗА ГОРНЫХ ПОРОД МЕТОДОМ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ⁷

Разработана и апробирована методика разложения образцов с труднорастворимой комплексной матрицей для последующего определения микроэлементного состава методом масс-спектрометрии высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой. Описаны аналитические и методические проблемы, возникающие в процессе отбора и подготовки исследуемых образцов к анализу, указаны направления их разрешения. Правильность разработанной методики пробоподготовки проверена при помощи анализа стандартных образцов горных пород.

Ключевые слова: масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой, горные породы, кислотное микроволновое разложение, сплавление, спекание.

A methodic of destruction of objects with hardly dissolvable matrix (earth materials, tableted medical products) for subsequent determination of microelements by high-resolution mass-spectrometry with inductively coupled plasma is developed. Analytical and methodical problems, appearing during of a sample collection and preparation at investigated objects, are described, the ways of their overcoming are proposed. The opportunity of carrying out of quantitative analysis of investigated objects after dissolution by means of using multielemental standard solutions is shown. Accuracy of a developed methodic of sample preparation was checked by analysis of standard samples of earth materials.

Key words: mass-spectrometry with inductively coupled plasma, rock materials, sample preparation.

Введение. Метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) в последние годы занял главенствующее положение среди инструментальных методов многоэлементного анализа геологических образцов благодаря экспрессности, высокой инструментальной чувствительности и широкому развитию инструментальной базы.

На сегодняшний день для многоэлементного анализа твердых образцов методом ИСП-МС существуют две аттестованные методики (НСАМ 499-АЭС/МС и НСАМ 501-МС от 2011 г.), в которых приведено подробное описание необходимых для измерений процедур, а также способы переведения твердых образцов в раствор. Для кислотного разложения пород эта информация представлена в виде обобщенной таблицы с указанием размера навески для различных матриц и используемых для разложения реактивов и посуды. Проблема использования методик заключается в том, что в них не указаны пропорции и необходимое (либо оптимальное) количество реактивов, а также не указаны возможные дополнительные процедуры и их последовательность. Другой недостаток методики HCAM 501-MC — в рекомендациях по разложению образцов приведены лишь «чистые» матрицы (например, Si, Mg, Ca–Sc), в то время как для анализа горных пород необходимо учитывать комплексность матриц, учитывая, что горные породы являются многокомпонентными системами, и концентрация матричных компонентов в них может быть сопоставима.

За более чем тридцатилетнюю историю активного развития метода ИСП-МС предложено несколько сотен методик многоэлементного анализа горных пород, отличающихся главным образом способом перевода образца в раствор. Такое

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория экспериментальной геохимии; заведующий сектором; *e-mail*: yanab66@yandex.ru

² Федеральное государственное унитарное предприятие «Научный центр «Сигнал», мл. науч. с.; *e-mail*: maksimsinitsyn@ gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, аспирант; *e-mail*: corte-z@ya.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор; *e-mail*: andrewbychkov@rambler.ru

⁷ Работа выполнена за счет гранта Российского Научного Фонда (проект №15-17-00010).

³ Московский государственный областной университет, биолого-химический факультет, каф. теоретической и прикладной химии, ст. преп.; *e-mail*: dbpetrenko@yandex.by

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; *e-mail*: niko-geo@mail.ru

множество методик объясняется тем, что горные породы представляют собой сложные химические соединения, разложение которых требует иногда индивидуального подхода. Наиболее часто применяют методы многоэтапного разложения различными смесями кислот в открытых емкостях и автоклавах под действием резистивного либо микроволнового нагрева [Дубинин, 2006; Карандашев и др., 2007; Методика..., 2011]. Широкое применение получила быстрая и эффективная методика сплавления образцов с метаборатом лития, позволяющая переводить в раствор наиболее упорные в этом отношении породы [Надежность..., 1985]. К недостаткам этого способа относятся загрязнение масс-спектрометра большим количеством бора и лития и необходимость существенно разбавлять получаемые растворы для снижения их солевого фона, что приводит к ухудшению пределов обнаружения и увеличению поправки холостого опыта.

Существует множество методических публикаций, часто содержащих противоречивые сведения о полноте перевода в раствор и потерях элементов при использовании различных схем пробоподготовки. Поэтому актуальна не столько разработка принципиально новых способов разложения проб, но и критическое рассмотрение и рациональное сочетание известных приемов, позволяющих выполнять анализ разнообразных по составу горных пород на широкий спектр элементов.

Подготовка проб к анализу — самая трудоемкая процедура. Она требует разумного подхода и тщательности выполнения операций. Только в этом случае последующие измерения будут корректны. Подготовка проб состоит из последовательных операций: отбор необходимого количества пробы, гомогенизация, полное растворение в кислоте, разбавление приготовленного раствора. Особенность большинства геологических образцов — их негомогенность, что требует специальных подходов к отбору образцов и последующей пробоподготовке для сохранения представительности пробы.

Методика пробоотбора горных пород для различных видов химического анализа предоставлена в литературе в большом объеме. Наибольшее внимание этой процедуре уделяется при геохимическом опробовании и подсчете запасов месторождений полезных ископаемых. Она имеет стандартизованные методики, которые прописаны в ГОСТ и ОСТ, а также в многочисленных публикациях середины прошлого века. На наш взгляд, довольно удачна книга под редакцией В.И. Рехарского, в которой приведены не только методы отбора различных по составу проб, горных пород, гранулометрическим и минералогическим свойствам, но и приведены статистические данные для методик отбора [Надежность..., 1985]. Поэтому здесь мы ограничимся лишь кратким напоминанием геологам-специалистам, проводящим пробоотбор для масс-спектрального анализа непосредственно на объектах, об основных принципах, которые лежат в основе этих методик. Это напоминание уместно здесь для разложения вещества для последующего применения метода ИСП-МС требуется небольшое количество вещества.

Обычно масса навески составляет 60-150 мг. Это обусловлено следующими факторами: а) именно такое количество порошка наиболее эффективно переводится в раствор при кислотном разложении; б) метод ИСП-МС обладает высокой чувствительностью, поэтому такого количества вещества достаточно для того, чтобы не применять существенное разбавление пробы перед измерением. Поскольку твердое вещество представляет собой, как правило, обломки камня, т.е. объекты крупного размера, переведение их в раствор часто становится весьма трудоемкой химической процедурой. Кроме того, твердые вещества, как правило, не гомогенная субстанция, и для корректного получения среднего содержания элементов в образце важно соблюдение пропорций составляющих его компонентов. Это возможно при учете соотношения зернистость (размер частиц)/объем пробы, т.е. чем крупнее размер частиц, слагающих образец, тем большее его количество используют для гомогенизации. Гомогенизируют вещество при помощи перетирания его в пудру в механическом истирателе либо вручную в агатовой или яшмовой ступке. Горные породы предварительно дробят.

Для микро- и мелкозернистых, а также стекловатых разностей горных пород общая масса отобранной пробы может составлять 0,5 кг. Однако для пегматоидных (гигантозернистых образований) требуется существенно большая масса. Для горных пород используют стандартную процедуру дробления-истирания, которая позволяет доводить отобранную пробу до гомогенного состояния. Во избежание контаминации пробы предыдущими образцами в процессе последовательного истирания серии проб необходимо следить за чистотой дробильной установки, истирателя или ступки. Для ручного истирания (дотирания) пробы рекомендуется использовать агатовые ступки, поскольку их состав и твердость позволяют избежать загрязнения образца. Консистенция конечного порошка должна соответствовать размеру пудры (30-45 мкм), что обеспечивает возможность максимальной гомогенизации пробы, а также более качественное химическое разложение.

Подготовка химических реактивов и посуды. Основная проблема подготовки образцов для многоэлементного анализа высокочувствительным методом состоит в относительно высоком содержании некоторых измеряемых элементов в реактивах, воздухе, а также в высокой «химической памяти» используемой посуды. Избавиться от загрязнения из реактивов (вода, кислоты) возможно путем многократной перегонки. Для этого авторы использовали систему bottle-to-bottle во фторопластовой (ПФА) установке марки «Savillex».

Система представляет собой две фторопластовые бутыли, соединенные переходной трубкой под углом 90°. В одну бутыль помещают реактив квалификации ОСЧ, систему герметично соединяют и выставляют вертикально по оси перегиба под лампы с инфракрасным излучением таким образом, чтобы угол наклона каждой бутыли был примерно 45°, а нагрев осуществлялся лишь для бутыли с исходным реактивом. Испарение приводит к дистилляции реактива, который при охлаждении конденсируется в бутыль-приемник.

Также можно использовать аппарат из кварцевого стекла с подогревом кислоты до температуры, близкой к температуре кипения. Однако недостаток этого аппарата состоит в том, что кварцевое стекло может насыщать перегоняемую жидкость бором и кремнием. Как правило, для многоэлементного анализа достаточно применение одноразовой дистилляции кислот. При этом требуется регулярный контроль холостых образцов, поскольку исходные реактивы часто имеют разную степень загрязнения. Воду перегоняют дважды либо деионизируют. Обычно для этого используют стандартные установки для дистилляции (деионизации). В зависимости от конструкции дистилляторы могут добавлять в дистиллированную воду микроконцентрации таких элементов, как железо (в случае с конструкцией из железной емкости) либо кремний и бор (в случае емкостей, выполненных из кварцевого стекла).

В классической химии для разложения используют, как правило, термостойкую стеклянную посуду. Но, к сожалению, стекло имеет высокую «химическую память». Кроме того, некачественное мытье или случайное загрязнение поверхности посуды могут оказаться причиной загрязнения микроэлементами. Наш опыт показал успешное применение фторопластовой (тефлоновой) посуды виал и стаканов. Выбор материала определяется несколькими факторами. Кислотное разложение предполагает использование концентрированных кислот в высокоактивной смеси, упаривание при повышенной температуре, перемещение растворов из одного вида посуды в другой. Фторопласт устойчив к воздействию кислот и термостоек, что дает возможность проводить практически все процедуры в одном и том же виале. Фторопласт ПФА обладает низкой смачиваемостью, что позволяет сохранить препарат без потерь при перемещении в посуду для хранения после процедуры разложения. ПФА-виалы используют в качестве многоразовой посуды при тщательной подготовке, которая предполагает кипячение в азотной кислоте (32 Н) и последующее кипячение в деионизированной воде, в результате чего можно полностью избавиться от находящихся в них следов загрязнения от предыдущих образцов.

Окончательное разбавление рекомендуется проводить в одноразовых пластиковых пробирках, не используя их в дальнейшем для проб, предназначенных для измерения микроконцентраций. Пробирки для надежности соблюдения чистоты наполняют 0,5 Н азотной кислотой, выдерживают 1–2 сут. и высушивают в эксикаторе. Подготовленные пробы не рекомендуется хранить в пластиковых пробирках более 2 месяцев, поскольку длительное хранение может приводить к высаживанию ряда элементов из раствора на стенки пробирок.

Существует несколько способов разложения твердых веществ, которые позволяют обеспечить разнообразные задачи химического анализа: 1) кислотное (многокислотное) разложение; 2) сплавление с карбонатами, гидроксидами или боратами щелочных металлов с последующим растворением получившегося плавня; 3) спекание с содой с последующим растворением. Каждый из методов имеет свои достоинства и недостатки и может быть использован в зависимости от конкретных задач.

Кислотное (многокислотное) разложение довольно широко используется в современной аналитике. Этот метод предполагает использование смесей концентрированных кислот, которые при разных соотношениях позволяют добиваться хороших результатов перевода твердых кристаллических соединений в раствор. Этот метод имеет ограничения — он не обеспечивает полное разложение в горных породах таких минералов, как хромшпинелиды, топаз, берилл, рутил, графит и в некоторых случаях циркон. Его также нельзя применять при необходимости измерять концентрацию летучих компонентов, таких, как B, Se, As, Нд и др., поскольку здесь предполагается упаривание растворов до сухих солей. Известная ранее и широко используемая методика разложения матрицы путем упаривания в смеси плавиковой и хлорной кислот имеет ряд недостатков — неполное разложение вещества и невозможность очистить хлорную кислоту путем перегонки.

Для горных пород и минералов нами разработана методика кислотного разложения силикатных образцов с использованием микроволновой печи. Эта методика не оригинальная с точки зрения рутинного перевода твердого вещества в раствор (суть метода заключается в разложении порошка в смеси кислот и последующем выпаривании в хлористоводородной кислоте для перевода образовавшихся фторидов в хлориды). Однако в процессе ее использования нам удалось усовершенствовать некоторые детали, важные для масс-спектрального анализа. В частности, при разложении используется минимальное количество посуды, что позволяет избегать загрязнения пробы и потери ее в процессе перевода из одного сосуда в другой. Оптимизация размера посуды, в которой происходит практически весь процесс разложения и выпаривания, позволяет минимизировать потерю образца и увеличить число разлагаемых проб. Подробно достоинства предлагаемой методики будут описаны ниже.

Для многоэлементного анализа горной породы обычно достаточно 60-100 мг вещества. Навеску помещают во ПФА-виалы с крышками марки «Savillex» вместимостью 3-5 мл. В виалы добавляют 1,5 см³ смеси концентрированных плавиковой и азотной кислот (в соотношении HF:HNO3=5:1) и 0,5 см³ HCl. Хлористоводородную кислоту вводят для повышения устойчивости благородных металлов в растворе. Виалы тщательно закрывают крышками и равномерно размещают в микроволновой печи. Авторами апробированы микроволновые установки разных изготовителей. Большая часть из них оснащена тефлоновыми стаканами, в которых изготовитель предлагает проводить разложение, объем стакана 150 см³. Однако нагрев смеси кислот в таком объеме приводит к разбрызгиванию пробы как по стенкам стакана, так и по крышке, которой стакан закрыт при разложении. Самая большая проблема при использовании таких стаканов — сбор пробы со стенок и крышки в посуду для выпаривания. С появлением посуды ПФА небольшого объема (мы использовали в работе виалы марки «Savillex») навеску в смесь кислот помещают непосредственно в виал (объем $3-7 \text{ см}^3$), а уже несколько виалов — в стакан для разложения.

Для каждой печи подбирают наиболее оптимальную схему нагрева. Как правило, наиболее эффективен двухступенчатый режим: 1) быстрый нагрев при высокой интенсивности излучения в 400-800 В (в течение 0,5-2 мин.); 2) длительный нагрев при небольшой интенсивности излучения 50-200 В (25-40 мин.). Значения интенсивности и время обработки проб зависят от конструкции печи, числа образцов и степени сложности их разложения. Отметим, что микроволновая печь предназначена не столько для ускорения процесса разложения (в указанной смеси кислот при нагревании инфракрасным излучением и равномерном перемешивании на шейкере базальты разлагаются в течение 2 сут., граниты — 1-2 сут.), сколько для более качественного разложения, поскольку микроволновое излучение позволяет эффективно разрушать связи некоторых соединений. Если образец не разложился, и на дне виалы остался черный осадок, процедуру рекомендуется повторить. Белый осадок — фториды, образовавшиеся в результате взаимодействия с HF.

Образовавшиеся фториды переводят в хлориды для полного перевода пробы в растворенное состояние. Кроме того, измерение происходит путем распыления образца в камере и последующей ионизации в горелке, которые изготовлены из кварцевого стекла, и присутствие следов НF может привести к последовательному разрушению этих устройств. Упаривают препарат до сухих солей. Важно, что выпаривание в предлагаемой методике проводят в тех же виалах, что и разложение, не перенося раствор в другую посуду.

Нагрев виалов можно проводить двумя способами: 1) путем подогрева снизу на плитке; 2) путем нагрева сверху при помощи инфракрасных ламп. В обоих случаях важное условие — изоляция виалов с образцами от воздействия окружающей среды, в частности, попадания пыли и посторонних частиц в раствор. Для этого предлагаем использовать закрытую сверху емкость с откачкой паров кислот при помощи водоструйного насоса. После упаривания до сухих солей в виалы добавляют 1 см³ HCl и снова концентрируют досуха. Процедуру повторяют 3 раза для гарантированного перевода фторидов в хлориды. При наличии в образце большого количества органического вещества в пробу добавляют 0,5 см³ хлорной кислоты при втором, а при необходимости и при третьем упаривании. Образовавшийся сухой остаток заливают 1 см³ HCl, подогревают и переводят в раствор 0,5 н азотной кислоты в пробирки вместимостью 50 мл (пробирку взвешивают, переливают в нее содержимое виала, а затем со стенок виал остатки препарата тщательно смывают 0,5 н HNO₃, объем кислоты доводят до 50 см³, затем пробирку снова взвешивают). В пробирке может образоваться белый хлопьевидный осадок, который растворяется в течение 3-7 сут. Для ускорения растворения осадка пробирку подогревают в сушильном шкафу либо помещают на шейкер. Эффективный способ растворения осадка — помещение пробирки в ультразвуковую ванну с подогревом.

Полученные в результате разложения твердых образцов растворы, как правило, имеют избыточную концентрацию так называемых матричных элементов (макрокомпоненты, составлявшие кристаллическую основу минерального вещества), которые, попадая в прибор, загрязняют его, а также влияют на степень и интенсивность ионизации близких по энергии ионизации ионов [Пупышев, Суриков, 2006; Карандашев и др., 2007]. Поэтому непосредственно перед измерением пробу разбавляют весовым методом таким образом, чтобы концентрация поступающих в прибор (но не измеряемых) элементов не превышала 500 мг/л, а концентрация измеряемых элементов не превышала 100 мкг/л. В противном случае существует возможность некорректного измерения концентрации микроэлементов, а также опасность вывода из строя умножающего блока масс-спектрометра. В каждую пробу весовым методом добавляют внутренний стандарт. В среднем окончательное разбавление силикатных проб для использования их в анализе ИСП-МС составляет от 40 000 до 100 000 раз. Наш опыт показывает, что столь существенное разбавление не только сохраняет надолго дееспособность прибора, но и позволяет

если не полностью, то частично избавиться от влияния элементов с высокой концентрацией на ионизацию микрокомпонентов (матричный эффект, например, при избытке алюминия в растворе подавляется интенсивность ионизации редкоземельных элементов).

Определение концентрации элементов группы платины (Ru, Rh, Pd, Ir, Pt) и золота требует специального подхода, поскольку эти элементы находятся в соединениях, плохо вскрываемых вышеописанным методом. Кроме того, концентрация их часто слишком мала для прямого измерения полученного раствора, поэтому его необходимо концентрировать.

Разложение пробы. Навеску пробы массой 1-1,5 г помещают в чашку из стеклоуглерода, смачивают водой, приливают 15 см³ фтороводородной кислоты и 15 см³ соляной кислоты, чашку помещают на электроплитку, разлагают пробу при нагревании до 150 °С и упаривают полученный раствор до влажных солей. Для удаления фтороводородной кислоты пробу дважды обрабатывают 15 см³ концентрированной соляной кислоты, каждый раз упаривая до влажных солей.

В чашку добавляют 20 см³ 2М соляной кислоты и растворяют соли при нагревании. Раствор фильтруют в мерную колбу емкостью 100 см³ через фильтр «синяя лента» диаметром 9 см, осадок промывают 3-4 раза на фильтре горячей 2М соляной кислотой, затем горячей водой. Фильтрат и промывные воды сохраняют. Фильтр с осадком помещают в корундовый тигель и озоляют в муфельной печи при температуре 500±20 °C. Остаток тщательно смешивают с 0,5 г пероксида натрия и сплавляют в муфельной печи в течение 20 мин. при 600 °C. Охлажденный сплав переносят в стакан емкостью 100 см³, заливают 50 см³ воды и нейтрализуют 2М соляной кислотой до рН 1 (по универсальной индикаторной бумаге), затем добавляют 10 см³ концентрированной соляной кислоты. Полученный солянокислый раствор объединяют с фильтратом, перенося его в мерную колбу объемом 100 см³, где находился первичный фильтрат, и доводят 2М соляной кислотой до метки.

Для концентрирования элементов группы платины и золота в стеклянный стакан объемом 150 см³ помешают 30–100 см³ анализируемого раствора пробы, 2,5 см³ раствора Te(IV) с концентрацией 2 мг/см³ в 2М соляной кислоте, доводят до кипения и кипятят 40 мин. Затем добавляют 10 см³ свежеприготовленного 10%-ного раствора хлорида Sn(II) в 6М соляной кислоте. Раствор нагревают на плитке до образования хорошо скоагулированного черного осадка. Затем осадок отфильтровывают через стекловату, промывают его 30–40 см³ 2M соляной кислоты. Осадок на фильтре растворяют в 10 см³ свежеприготовленной царской водки и промывают фильтр 10 см³ 2M соляной кислоты. Фильтрат и промывные воды собирают в стакан, в котором проводилось осаждение, осторожно упаривают до объема ~ 0.5 см³, количественно переносят в мерную пробирку и разбавляют дистиллированной водой до объема 10 см³.

Непосредственно перед измерением пробу разбавляют таким образом, чтобы содержание благородных металлов в растворе не превышало 100 мкг/дм³, и добавляют аликвоту внутреннего стандарта Lu из расчета, чтобы его концентрация в измеряемом растворе составила 10 ppb.

Контроль качества выполненного анализа — неотъемлемая часть любого аналитического метода. Поскольку метод ИСП-МС высокочувствительный и связан с многоступенчатой подготовкой образцов и довольно сложной процедурой измерений, то для контроля качества и учета возможных инструментальных ошибок используются:

1) стандартные аттестованные образцы международного использования, по возможности близкие по макросоставу к измеряемым образцам (с аналогичной матрицей), что позволяет учитывать особенности матрицы. При использовании стандартных образцов контролируются корректность и эффективность разложения (например, для контроля правильности анализа горных пород рекомендуется использовать: для основных пород (базальты) — BHVO-2, BCR-2, BIR-1, СГД-1а, для средних (андезитовы) — AGV-2, для щелочных — SY-2);

2) контрольные (холостые) образцы для выявления возможного загрязнения серии проб в процессе химической подготовки;

3) раствор внутреннего стандарта (обычно используется раствор In, Re, ¹⁶¹Dy) для контроля возможного дрейфа настроечных параметров прибора в процессе измерения [Карандашев и др., 2007; Методика..., 2011].

Контрольные и стандартные образцы готовят совместно с серией исследуемых проб. Далеко не все аналитики, использующие метод ИСП-МС, применяют внутренний стандарт, полагаясь на стабильность высокочувствительных приборов. Однако авторы рекомендуют его использование, поскольку даже в серии однотипных пород встречаются образцы с аномальной концентрацией элементов, что может оказаться лишь аналитической ошибкой. Внутренний стандарт добавляют весовым способом во все измеряемые растворы, включая калибровочную серию, холостые и стандартные образцы таким образом, чтобы его концентрация была одинакова для всей серии измеряемых образцов. Эта процедура необходима, поскольку калибровочная серия измеряется первой. В процессе измерения всей серии образцов могут происходить изменения основных параметров в силу различных причин (например, флуктуации скорости подачи образца, изменения интенсивности сигнала в зависимости от температуры в помещении, вокруг распылительной камеры или секторного магнита).

Таблица 1

Измеренное соде

ржание элементов-примесей в стандартных образцах горных пород										
Обр	азец		5							
льт)	AGV-2 (a	ндезит)	Рассчитанные пределы обна-							
тестованное содер- жание, мкг/г	найденное содержание, мкг/г (<i>P</i> =0,95, <i>n</i> =14)	аттестованное содер- жание, мкг/г	ружения, мкг/г $(S/N = 3)$							
4,8±0,2	11±0,7	11±1	0,07							
$1\pm0,1$	2,1±0,1	2,3±0,4	0,11							
32±1	13±1	13±1	0,04							
16300±2000	6010±150	_	0,1							
317±11	118±6	122±4	0,1							
280±19	15±1,6	16±1	0,4							
45±3	145±0,4	16±1	0,1							
119±7	18±1,1	20±1	0,8							
127±7	50±4,3	53±4	1,1							
103±6	86±3	86±8	4,9							
22±2	24±4	20±1	0,01							
9,11±0,04	66,8±1,8	66,3±0,5	0,03							
396±1	643±14	661±6	0,1							
26±2	18±0,7	19±2	0,02							

Инайденное содержание, мкг/г ($P=0,95$, $n=18$)аттестованное содер- жание, мкг/гнайденное содержание, мкг/г ($P=0,95$, $n=14$)аттестованное содер- жание, мкг/гружения, мк (S/N = 3)Li $4,4\pm0,3$ $4,8\pm0,2$ $11\pm0,7$ 11 ± 1 $0,07$ Be $1\pm0,04$ $1\pm0,1$ $2,1\pm0,1$ $2,3\pm0,4$ $0,11$ Sc 31 ± 1 32 ± 1 13 ± 1 13 ± 1 $0,04$ Ti 16700 ± 500 16300 ± 2000 6010 ± 150 $ 0,1$	Г/Г
Li $4,4\pm0,3$ $4,8\pm0,2$ $11\pm0,7$ 11 ± 1 $0,07$ Be $1\pm0,04$ $1\pm0,1$ $2,1\pm0,1$ $2,3\pm0,4$ $0,11$ Sc 31 ± 1 32 ± 1 13 ± 1 13 ± 1 $0,04$ Ti 16700 ± 500 16300 ± 2000 6010 ± 150 $ 0,1$	
Be $1\pm0,04$ $1\pm0,1$ $2,1\pm0,1$ $2,3\pm0,4$ $0,11$ Sc 31 ± 1 32 ± 1 13 ± 1 13 ± 1 $0,04$ Ti 16700 ± 500 16300 ± 2000 6010 ± 150 $ 0,1$	
Sc 31±1 32±1 13±1 13±1 0,04 Ti 16700±500 16300±2000 6010±150 - 0,1	
Ti 16700±500 16300±2000 6010±150 - 0,1	
v 314±9 31/±11 118±6 122±4 0,1	
Cr 283±7 280±19 15±1,6 16±1 0,4	
Co 43±1 45±3 145±0,4 16±1 0,1	
Ni 112±5 119±7 18±1,1 20±1 0,8	
Cu 125±8 127±7 50±4,3 53±4 1,1	-
Zn 105±2 103±6 86±3 86±8 4,9	
Ga 23±0,7 22±2 24±4 20±1 0,01	
Rb 9,21±0,14 9,11±0,04 66,8±1,8 66,3±0,5 0,03	
Sr 396±7 396±1 643±14 661±6 0,1	
Y 23±0,8 26±2 18±0,7 19±2 0,02	-
Zr 175±12 172±11 233±10 230±4 0,5	
Nb 17,0±0,6 18,1±1 13,4±0,6 14,5±0,8 0,1	
Mo 4±0,3 4±0,2 1,73±0,44 - 0,85	
Cs 0,2±0,1 0,1±0,01 1,0±0,1 1,2±0,1 0,01	
Ba 131±1 1160±30 1130±11 1	
La 14,9±0,2 15,2±0,1 37,0±1,0 37,9±0,04 0,02	
Ce 37,5±0,3 37,5±0,2 68,7±1,6 68,6±0,5 0,01	
Pr 5,30±0,06 5,35±0,17 8,12±0,14 7,84±0,31 0,004	
Nd 24,5±0,3 24,5±0,1 30,5±0,5 30,5±0,1 0,02	
Sm 6,02±0,07 6,07±0,01 5,48±0,12 5,49±0,03 0,01	-
Eu 2,07±0,03 2,07±0,02 1,72±0,07 1,53±0,02 0,002	
Gd 6,23±0,06 6,24±0,03 5,47±0,22 4,52±0,05 0,02	
Tb 0,94±0,02 0,92±0,03 0,68±0,03 0,64±0,01 0,003	
Dy 5,31±0,07 5,31±0,02 3,52±0,08 3,47±0,03 0,003	
Ho 0,97±0,01 0,98±0,04 0,67±0,01 0,65±0,03 0,001	
Er 2,54±0,03 2,54±0,01 1,86±0,05 1,81±0,02 0,003	
Tm 0,33±0,01 0,33±0,01 0,25±0,01 0,26±0,01 0,001	
Yb 2±0,03 2±0,1 1,66±0,04 1,62±0,02 0,01	
Lu 0,273±0,003 0,274±0,005 0,246±0,01 0,247±0,004 0,001	
Hf 4,63±0,35 4,36±0,14 5± 0,2 5±0,1 0,01	
Ta 1,25±0,08 1,14±0,06 0,83±0,04 0,87±0,08 0,401	
W 0,24±0,06 0,21±0,11 0,45±0,10 - 0,018	
Pb 1,6±0,06 1,6±0,3 13,0±0,8 13,2±0,5 0,11	
Th 1,23±0,02 1,22±0,06 5,9±0,5 6,1±0,2 0,01	
U 0,415±0,006 0,403±0,001 1,84±0,14 1,86±0,09 0,003	

Таблица 2

Результаты определе	ения содержания	благородных	металлов в	стандартных	образцах
---------------------	-----------------	-------------	------------	-------------	----------

D	D	Образец								
Элемент	Значение, мкг/г	UMT-1 XO-1 (ГСО 1703-		AMIS 0107	AMIS 0099					
	найденное (<i>n</i> =3; <i>P</i> =0,95)	0,020±0,006	$0,05{\pm}0,02$	$0,055{\pm}0,010$	$0,040 \pm 0,010$					
Ku	аттестованное	0,0109±0,0015	0,029±0,013	$0,107{\pm}0,014$	0,060±0,010					
Di	найденное (<i>n</i> =3; <i>P</i> =0,95)	0,010±0,002	0,09±0,02	0,041±0,010	$0,024 \pm 0,005$					
Kn	аттестованное	0,0095±0,0011	0,096±0,013	$0,056{\pm}0,010$	$0,029 \pm 0,004$					
Di	найденное (<i>n</i> =3; <i>P</i> =0,95)	0,150±0,010	0,64±0,05	0,510±0,025	0,232±0,030					
Pa	аттестованное	0,106±0,015	0,84±0,17	$0,460{\pm}0,042$	0,231±0,024					
т	найденное (<i>n</i> =3; <i>P</i> =0,95)	0,007±0,003	0,01±0,004	$0,019{\pm}0,004$	$0,010 \pm 0,004$					
Ir	аттестованное	0,0088±0,0006	0,01±0,001	0,019±0,002	0,010±0,002					
D	найденное (<i>n</i> =3; <i>P</i> =0,95)	0,112±0,010	$0,38\pm0,07$	$0,88{\pm}0,05$	0,57±0,10					
Pt	аттестованное	0,129±0,005	$0,\!49\pm0,\!09$	$0,88{\pm}0,08$	0,59±0,07					
Au	найденное (<i>n</i> =3; <i>P</i> =0,95)	0,075±0,025	$0,05 \pm 0,03$	0,081±0,020	0,089±0,020					
Au	аттестованное	0,050±0,002	$0,07 \pm 0,01$	0,093±0,016	0,089±0,016					

Учесть эти изменения можно, если в растворах присутствует элемент, концентрация которого заведомо известна, это позволяет учесть изменения интенсивности сигнала путем введения поправочных коэффициентов.

Статистика и обсуждение результатов. Чтобы убедиться в том, что анализ выполнен корректно, нужно проверить правильность анализа аттестованных стандартных образцов. В серии пробоподготовки и последующего измерения рекомендуется использовать стандартные образцы, близкие по макросоставу к измеряемым. Это позволяет убедиться в том, что при анализе успешно преодолены матричные эффекты и правильно выбрана область калибровки для расчета. Нами проведен многократный анализ двух стандартных образцов горных пород — базальта и андезита. Измеренные концентрации ряда элементов-примесей и рекомендуемые паспортные значения для них представлены в табл. 1. Предел обнаружения рассчитан в соответствии с методиками статистической обработки данных [Murray et al., 2014].

В табл. 2 приведены результаты измерения концентрации золота и элементов платиновой группы согласно предлагаемой методике в стандартных образцах и рекомендуемые паспортные значения для них.

Из данных приведенных в табл. 1, 2 видно, что полученные нами значения хорошо согласуются с аттестованными для всех исследованных образцов. Доработка имеющихся методик позволила разработать наиболее универсальный способ пробоподготовки пород разного состава.

Высокая чувствительность метода ИСП-СМ предполагает применение высокочистых реактивов, а также особое внимание к чистоте химической посуды, используемой для процедуры разложения. Анализ холостых образцов показал, что реактивы ненадлежащей чистоты, недостаточная чистота и большое количество используемой посуды часто существенно повышают пределы обнаружения элементов, в то время как высокочувствительные масс-спектрометры позволяют фиксировать гораздо более низкую концентрацию этих элементов.

Заключение. Таким образом, мы можем дать следующие рекомендации: для поддержания должного уровня чистоты прежде всего необходима очистка реактивов (перегонка воды и кислот), а также минимизация количества посуды, используемой для разложения. Повторное использование посуды, в которой происходило хранение и измерение образцов, на наш взгляд, недопустимо. Для этих целей необходимо использовать одноразовые пластиковые пробирки.

Кислотное микроволновое разложение, к сожалению, ограничено числом проб, которые можно разложить единовременно. Поскольку разложение производят в микроволновой печи, число разлагаемых образцов ограничено числом емкостей для разложения, которые можно туда поместить (как правило, это 10-16 позиций в зависимости от вида и производителя печи). Апробированный авторами метод, описанный для микроволновой системы «MARS», который предусматривает возможность вложения нескольких виал с образцами в базовую емкость, решает сразу несколько проблем. Его использование минимизирует число посуды, поскольку процедуры разложения и последующих манипуляций, в том числе термических, можно проводить в одном и том же тефлоновом виале, не перемещая образец в другие виды посуды. В результате не происходит потеря образца при переливании раствора, а также исключается возможное загрязнение при подобном перемещении. Этот метод, кроме того, увеличивает число одновременно

разлагаемых образцов в 2-3 раза (в зависимости от модели и типа микроволновой печи).

Применяемый в методике весовой метод разбавления проб приводит к существенному снижению вносимых погрешностей. Он позволяет при расчетах погрешностей учитывать лишь погрешность весов и избегнуть учета весьма значимых погрешностей объема пробирок, дозаторов и другой посуды. Кроме того, это позволяет не производить регулярных процедур поверки объемов используемой посуды.

Существенное разбавление приготовленных для измерений растворов решает сразу две важные

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. Вып. 73. С. 12–22.

Методика количественного химического анализа. Определение примесных элементов в образцах Be, Mg, Al, Si, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Ba, La и других РЗЭ, Hf, Ta, W, Re, Os, Pb, Th и U, а также в образцах их оксидов и солей методом ИСП-МС. НСАМ задачи: 1) снижает действие матричных эффектов; 2) поддерживает чистоту масс-спектрометра, что дает возможность проводить измерения всего диапазона изотопов с низкими концентрациями.

Полученные данные показывают, что метод ИСП-МС в сочетании с представленной системой пробоподготовки — высокочувствительный, воспроизводимый и свободный от систематических погрешностей метод анализа твердых образцов, который позволяет определять содержание как ультрамикрокомпонентов, так и элементов, присутствующих в значительном количестве.

№ 501-МС // Отраслевая методика III категории точности. М.: РИС ВИМС, 2011. 36 с.

Надежность анализа горных пород (факты, проблемы, решения) / Отв. ред. В.И. Рехарский. М.: Наука, 1985. 301 с.

Пупышев А.А., Суриков В.Т. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. Образование ионов. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 273 с.

Murray K.K., Boyd R.K., Eberlin M.N. et al. Definitions of terms relating to mass spectrometry (IUPAC Recommendations 2013) // Pure Appl. Chem. 2013. Vol. 85, N 7. P. 1515–1609.

Поступила в редакцию 06.04.2016

УДК 552.558.2.061.32:551.77(571.642)

Т.А. Кирюхина¹, С.И. Бордунов², А.А. Соловьева³

НЕФТЕМАТЕРИНСКИЕ ТОЛЩИ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО БАССЕЙНА

В качестве основных нефтегазоматеринских толщ в пределах юго-западной части Южно-Сахалинского бассейна выделяются глинистые отложения верхнедуйской свиты раннемиоценового возраста и среднемиоценовые темно-серые и черные аргиллиты курасийской свиты, а также, вероятно, черные аргиллиты быковской свиты позднемелового возраста.

Ключевые слова: нефтегазоносность, нефтегазоматеринские толщи, геохимия, кайнозой, Южный Сахалин.

The main source rock within the south-western part of the Yuzhno-Sakhalinsk pool allocated clay deposits of Verhneduyskaya Formation Ealy Miocene age and Middle Miocene dark gray, black argillites of Kurasiyskaya Formation, as well as, probably, black argillites Bykovskaya Formation of Late Cretaceous age.

Keywords: oil and gas potential, source rock, geochemistry, Cenozoic, South Sakhalin.

Введение. Наращивание нефтегазовой ресурсной базы на о. Сахалин — важная государственная задача. Северный Сахалин — традиционный район с развитой добывающей промышленностью, хорошо разведан, в то же время меньше внимания уделяется Южному Сахалину, перспективы нефтегазоносности которого достаточно высоки. Южно-Сахалинский бассейн имеет размеры 600×60÷120 км, которые сопоставимы с размерами других бассейнов о. Сахалин и прилегающих акваторий. Мощность осадочного чехла, представленного олигоцен-миоценовыми и среднемиоценчетвертичными отложениями, на западе бассейна составляет 4-6 км, на востоке -5, 4 - 6, 3 км; в заливе Терпения вулканогенно-осадочные отложения сергеевской серии (аракайская, холмская, чеховская свиты) мощностью до 3,5 км с размывом перекрыты переслаивающимися глинами, алевролитами и песчаниками аусинской, курасийской и маруямской свит макаровской серии; в заливе Анива макаровская и помырская серия имеют мощность до 5 км. В регионе отмечены нефтегазопроявления, как в скважинах, так и в обнажениях, а также грязевой диапиризм и вулканизм [Веселов и др., 2012]; открыто несколько газовых месторождений, что создает благоприятные предпосылки для дальнейших поисков нефти и газа [Тютрин и др., 1992; Баженова, 2002]. Цель работы — исследование нефтегазоматеринских толщ для уточнения перспектив нефтегазоносности региона.

Фактический материал и методика исследований. Для геохимических исследований Рис. 1. Расположение точек отбора образцов: 1 — Макаровский район; 2 — Долинский район; 3 — Анивский район; звездочка — положение Пугачевского грязевого вулкана; АБ — сейсмический профиль; штрихпунктирные линии — границы седиментационных бассейнов: I — Северо-Сахалинский; II — Западно-Сахалинский III — Южно-Сахалинский

нефтематеринских пород из обнажений в южной части о. Сахалин отобрано 32 образца (рис. 1). Методика геохимических исследований включала следующие методы: макроскопическое описание горной породы, микроописание пород в щлифах, петрографические исследова-

ния в аншлифах, пиролиз по методу Rock-Eval, люминесцентно-битумологическое исследование, жидкостная экстракция в хлороформе, газовая хроматография.

Литолого-стратиграфическая характеристика отложений. Кайнозойские отложения слагают осадочный чехол всего Южно-Сахалинского бассейна. Фундамент представлен разновозрастными вулканогенно-осадочными и эффузивными породами, иногда метаморфизованными, смятыми в складки разной вергентности. Предполагаемый

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, вед. науч. с.; *e-mail*: <u>takir@mail.ru</u>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с; *e-mail*: <u>sib-msu@mail.ru</u>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail*: <u>zasol@mail.ru</u>

Система	Отдел	Подотдел	Свита	Подсвита Толща	Γ	Литология	Mc	ощност (м)*	гь	Описание пород	R°,%	C _{opr} ., % 0.2 0.6 1.0 15 2.0	ХБА,% 0.01 роз 0.1	B ^{x6} ,% 2 4 8 16	
	т			Верхняя				150	T	Чередование песков, алевритов, галечников, с линзовидными прослоями глин и лигнитов		1	5	1	1
	иоце	верхний		Средняя			:	380 - 500		Светлые пески и песчаники, с прослоями глинисто-алевтитовых диатомитов, скоплениями раковин Fortipecten takahashii	0,31			$\left\{ \right.$	
		нжин	ская	4		<u>`∷x∷x:</u> ★…Ìm		100 270	-	Песчаники серые с галькой и растительным детритом, диатомиты светлые			$ \langle$	{	
		сний	Маруям	к к 3	0		to 1220	400 500	-	Песчаники голубовато-зеленые, разнозернистые, с глауконитом, галькой; туффиты; прослои алевролитов и ракушняков	0,42		$\left\{\right\}$	$\left\{ \right.$	
μ.		e p x		I 2		X ::: X ::: X :: 6 - X ::: X :: : X :: X :: X ::	4	250 300	-	Песчаники серые, мелкозернистые, косослоистые; диатомиты песчанистые; алевролиты			$ \langle$		
о Ш		В		1				150 250	-	Алевролиты, алевропесчаники и алевритовые диатомиты светло-серые с обильными остатками Thyasira			$ \rangle$		
0	Т	й	Кура- сийкая			6	:	150 - 200		Крепкие кремнистые алевролиты с конкрециями		Hر	мт〉		\square
Ŧ	це	едни	Аусинская					350 - 400		Чередование глинистых песчаников, алевролитов и аргиллитов включения карбонатных конкреций, галечный материал		$\left(\right)$		λ	
e L	0	с С	ская	верхняя				100 200	-	Алевролиты темно-серые, углистые, рыхлые; песчаники; редкие карбонатные конкреции размером до 10 - 20 см		\sum	Chm	Т	\square
0	z		недуй	Средняя			go 600	125 200	-	чередование плинисто-алевритовых, песчанистых пород, прослои углей, углистые алевролиты, песчаные конкоеции с остатками флоры	0,45 (ITK3)	\leftarrow	/	\square	
е Н	Σ	и й	Bepx	Нижняя				200 350	-	Туфогравелиты, песчаники, алевролиты, бентонитовые глины, углистые породы			5	\langle	
		н Ж	Чеховская				0	- 500)	Туфы, туфоконгломераты, туфо- песчаники, лавобрекчии и лавы среднего-основного состава, редкие туфы среднего-кислого состава.		$\left\{ \right.$		\leq	
		T	В	Верхняя				250)	Тонкое неравномерное флишоидное чередование выбеливающихся хоемнистых алевролитов и аргиллитов.		$\mathbf{\lambda}$	$\left \right\rangle$	5	
			ельска	няя	Γ	<u>xx</u> xxx.	300 - 850	600		песчаников, туффитов и туфов. Встречаются слои глубообломочных пород, подводнооползневые осадки.		~	2	\int	
			Нев	Ниж		<u> XXX-</u> XXX-	Ű	600		В нижней части преобладают глинисто-алевритовые, в верхней – песчаные породы		\langle	\backslash	\mathbf{h}	
новая	-оцен		Холм- ская					300- 450		Тонкое неравномерное флишоидное нередование выбеливающихся кремнистых алевролитов и аргиллитов, песчаников, туффитов и туфов.		\langle	5	\sum	
алеоге	ОЛИГ		Гастел- ловская	Ниж Верх- ная ная		<u>x.x.x</u>		300		Чередование песчаников и алевролитов					
É	Эоцен					202020	Ľ	100	ŀ	ередование песчаников и алевролитов		ЦКЛТ	2		
Меловая	Верхний		Быковская	Верхняя			ŗ	ıo 600		черные аргилитны с примесью вулканического материала, линистые алевролиты					

Рис. 2. Сводная литолого-стратиграфическая колонка с результатами геохимических исследований

возраст пород фундамента от палеозоя до палеоцена.

Кайнозойские отложения с размывом и угловым несогласием (рис. 2, рис. 3, рис. 4) залегают на черных аргиллитах, которые смяты в складки, местами с примесью вулканического материала, отвечают быковской свите позднемелового возраста. Мощность 1800—2700 м. На них залегают отложения песчано-алевритистой толщи, представленной чередованием прослоев песчаника и алевролита, мощность до 100 м. Возраст этой толщи средне-позднезоценовый. Эти отложения относятся к краснопольевскому и шебунинскому кайнозойским горизонтам региональной стратиграфической шкалы.

Толщу с размывом перекрывают отложения нижней подсвиты гастелловской свиты, в нижней части представленной чередованием песчаников и алевролитов. В основании подсвиты залегают песчаники, содержащие гальку и линзы угля. Верхняя часть сложена кремнистыми алевролитами. Мощность подсвиты до 300 м. Возраст нижней подсвиты — рюпельский век раннего олигоцена. Отложения гастеловской свиты относятся к ара-



Условные обозначения:

Рис. 3. Условные обозначения к литолого-стратиграфической колонке

кайскому и холмскому горизонтам региональной стратиграфической шкалы.

Верхняя подсвита залегает на нижней согласно и представлена чередованием песчаников, алевролитов и конгломератов, присутствуют прослои туфов. Мощность подсвиты до 400 м. Возраст верхней подсвиты гастелловской свиты — хаттский век позднего олигоцена.

Холмская свиты представлена кремнистым флишем в виде чередования аргиллитов, алевролитов и туфов, иногда перекристаллизованными опоками. Возраст свиты конец позднего олигоцена — начало раннего миоцена. Мощность холмской свиты до 300 м. Отложения невельской свиты трудноотличимы от отложений холмской свиты и представлены тем же типом осадков кремнистого флиша. Встречаются рассеянная галька и карбонатные конкреции, прослои гравелитов и конгломератов. Мощность невельской свиты до 850 м. Свита имеет раннемиоценовый возраст. Холмская и невельская свиты относятся к холмско-невельскому горизонту.

На отложениях невельской свиты залегают отложения верхнедуйской свиты, представленные песчаниками с прослоями глин, алевролитов, конгломератов. Присутствуют прослои углистых аргиллитов и углей. Свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю (200–350 м), среднюю (125–200 м) и верхнюю (100–200 м). Мощность свиты 425–700 м.

В районе г. Чехов фациальный аналог невельской и верхнедуйской свит представлен отложениями чеховской свиты, сложенными туфами, базальтовыми лавами, лавобрекчиями, песчаниками с прослоями конгломератов. Мощность свиты до 500 м. Все этих свиты имеют раннемиоценовый возраст.

Отложения сертунайской (аусинской) свиты залегают согласно на нижележащих. Они сложены в основном песчаниками с прослоями алевролитов и глин, в верхней части отмечены прослои слабокремнистых аргиллитов. В средней части встречаются карбонатные конкреции и геннойши (псевдоморфозы гейлюзита по кальциту). Мощность 350-400 м. Возраст свиты среднемиоценовый.

Выше согласно или с несогласием залегают отложения курасийской свиты, осадочные отложения представлены чередованием кремнистых аргиллитов и опоковидных алевролитов (рис. 5). Мощность отложений свиты 150–200 м. Возраст свиты — средний-поздний миоцен.

Маруямская свита залегает на курасийской согласно, с постепенным переходом. Свита делится на три подсвиты. Нижняя подсвита на основании литологических данных в свою очередь подраз-



Рис. 4. Сейсмогеологический разрез по линии АБ (положение разреза см. на рис. 1), по [Гранник и др., 2013] Сейсмические комплексы (буквы в квадратах): Fa — акустический фундамент; Е — палеоген-нижний миоцен; D — нижнийсредний миоцен; С — средний-верхний миоцен; В — верхний миоцен нижний плиоцен; А — нижний плиоцен-квартер. Сейсмические горизонты — цифры в кружках, черные линии на профиле — разломы, штрихпунктирные линии — проницаемые зоны миграции флюидов



Рис. 5. Фото шлифа обр. № 7/1 (аргиллит кремнистый, курасийская свита, Макаровский район)



Рис. 6. Фото шлифа обр. № 5/14а (алевролит, маруямская свита, 2-я толща, Макаровский район)

деляется на 4 литологические пачки. Пачка 1 представлена алевролитами и диатомитами с прослоями песчаников и витрокластических туфов, горизонтами карбонатных конкреций. Мощность пачки 150-250 м. Пачка 2 сложена мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями диатомитов и алевролитов (рис. 6). Мощность пачки 250-300 м. Пачка 3 состоит из плохосортированных песчаников с рассеянным гравием и мелкой галькой и прослоями туфов. Мощность пачки 400-500 м. Пачка 4 представлена грубопластовым чередованием песчано-алевритистых диатомитов и песчаников (рис. 7). Мощность пачки 100-200 м.

Средняя подсвита залегает с размывом и сложена песчаниками плохосортированными и слабосцементированными, косослоистыми, с гравием и галькой, редкими карбонатными конкрециями. Характерно присутствие раковин *Fortipecten takahashi, Anadara trilineata, Spisula densata*. Мощность подсвиты 380–500 м.

Верхняя подсвита сложена песками и песчаниками, гравелитами и конгломератами, характеризуется косой и груболинзовидной слоистостью, присутствует обильный растительный детрит, пласты и линзы лигнитов. Мощность до 150 м. Общая мощность свиты 1430—1900 м.

Нефтегазоносность. Южно-Сахалинский бассейн относится к бассейнам окраинно-континентального орогенного типа [Баженова, 2004]. В разрезе Южно-Сахалинского бассейна выделяются 3 нефтегазоносных комплекса и 2 возможно нефтегазоносных комплекса. Нефтегазоносные комплексы — среднеэоцен-олигоценовый, нижнемиоцен-среднемиоценовый и среднемиоцен-верхнемиоценовый (основной). Возможно нефтегазоносные комплексы — апт-позднемеловой и плиоценовый.

В пределах южной части о. Сахалин известны многочисленные нефте- и газопроявления в скважинах. В Анивском прогибе открыто три мелких газовых месторождения: Южно-Луговское, Золоторыбное и Восточно-Луговское, где продуктивны отложения маруямской свиты. Непромышленные притоки газа получены при испытании на Луговской,

Зеленодольской и Лозинской структурах. Газ преимущественно метановый (содержание CH_4 составляет 92%), с незначительным содержанием углекислого газа и тяжелых углеводородов (УВ). Две параметрические скважины в акватории Анивского залива — Петровская и Новиковская — вскрыли разрез кайнозойских и меловых отложений без признаков нефти и газа. В пределах Поронайского прогиба поверхностные нефте- и газопроявления отмечены во всех стратиграфических подразделениях. В Макаровском районе известны также грязевые вулканы, периодически выбрасывающие глинистую массу, насыщенную углеводородными газами [Веселов и др., 2012]. В процессе бурения и испытания скважин отмечены пленки нефти, повышенная газонасыщенность пластовых вод, газопроявления. Все перечисленные характеристики свидетельствуют в целом о перспективности Южно-Сахалинского бассейна в отношении углеводородного сырья.

Участки недр, перспективные на углеводороды, расположены на южном и юго-восточном шельфе Сахалина, в заливах Анивский и Терпения. По оценкам специалистов, месторождения содержат до 563 млн т в нефтяном эквиваленте [Харахинов, 2010].

Результаты геохимических исследований. Образцы для геохимических исследований представлены аргиллитами,

алевролитами, кремнистыми алевролитами, а также глинами, и одним образцом угля из верхнедуйской свиты. Материал охватывает почти весь разрез кайнозойских отложений района работ — от холмской до маруямской свиты.

Макроскопическое описание включало определение цвета породы, ее структуры и текстуры, отмечены включения минералов, растительного детрита.

Микроскопическое описание шлифа включало описание структуры и текстуры пород, ее минерального состава, выявление трещиноватости и детрита. Микроописание выполнено для всех встреченных литотипов пород.

Затем образцы изучены в люминесцентном свете, проведена реакция с HCl. Так как большинство образцов кремнистые, то реакция отсутствовала, но в аргиллите курасийской свиты (образец № 88155) и в песчанике из 3-й толщи маруямской свиты (образец № 8/6а) произошло бурное вскипание, что говорит о локальном увеличении карбонатности по разрезу. В описании пород под люминесцентной лампой крупные пятна свечения не выявлены. Чаще всего наблюдались мелкие вкрапления и полосы, приуроченные к образцам породы верхнедуйской и маруямской свит (рис. 8).



Рис. 7. Фото шлифа обр. № 4/1 (песчаник, марямская свита, 4-я толща, Макаровский район)

Цвет свечения был разным, но чаще голубоватый, встречены желтые и коричневые пятна, ярко светились и обломки раковин моллюсков.

Люминесцентно-битумологическое исследование показало, что средний балл для пород южной части о. Сахалин невысокий и колеблется в пределах 4-5, но в образцах верхнедуйской (глина) и курасийской (аргиллит) свит достигает 7-9 (образцы № 1/2, 88155), это означает, что содержание битумоида в породе составляет 0,01-0,04%. В некоторых образцах курасийской, аусинской, маруямской и верхнедуйской свит наблюдается осернение в виде желтых кристаллов. Преобладающий в разрезе тип битумоида — МСБА (маслянисто-смолистый битумоид А). Более «благородный» битумоид легкий маслянистый (ЛМБА) приурочен к глинам 5-й пачки маруямской свиты, а также к аргиллитам 1-й пачки маруямской свиты. Помимо этого, ЛМБА наблюдается в разрезе в алевролитах и аргиллитах из верхней части курасийской свиты, а также из верхов аусинской свиты в аргиллитах. Маслянистый битумоид А (МБА) в разрезе выявлен в алевролитах аусинской свиты, в глинах из низов верхнедуйской свиты и в алевролитах холмской свиты. Результаты исследований приведены в табл. 1.



Рис. 8. Хроматограмма битумоида из обр. № 6/2а (алевролит кремнистый, холмская свита, Макаровский район)

Для количественного определения содержания хлороформенного битумоида в породе применялся метод ультразвуковой экстракции раздробленной породы в условиях многократной смены растворителя. По результатам люминисцентно- битумологического исследования на экстракцию были отобраны 4 образца из верхнедуйской (глина), курасийской (аргиллит), невельской (аргиллит кремнистый) и холмской (алевролит кремнистый) свит. Результаты экстракции показали, что наибольшее содержание битумоида заключено в глинах верхнедуйской свиты и достигает 0,2437%. Далее следуют аргиллиты невельской свиты, где его содержание достигает 0,0314%. В других образцах, представляющих курасийскую и холмскую свиты, количество битумоида небольшое — 0,012 и 0,0094% соответственно. В фракционном составе битумоидов незначительно преобладают асфальтены, содержание которых колеблется от 46 до 63%. Содержание мальтенов во фракционном составе изменяется в диапазоне от 32 до 46% (табл. 2).

Хроматографические исследования показали на хроматограммах высокий нафтеновый фон, на котором видны пики нормальных алканов с С₂₀ до С₃₆ и даже до С₄₀. Наличие больших концентраций высокомолекулярных алканов свидетельствует о том, что в формировании исходного органического вещества принимали участие формы континентальной органики. Отмечается преобладание нечетных алканов над четными, что с одной стороны говорит о привносе большого количества континентального органического вещества (восков растений), а с другой — о низкой степени катагенетического преобразования ОВ. Последнее подтверждается большим нафтеновым фоном представленным значительным количеством неразделяемых методом газожидкостной хроматографии соединений, которые скорее всего являют собой циклические и полициклические углеводороды (рис. 8-10).

На углепетрографические исследования в аншлифах было отобрано 11 образцов из маруямской, курасийской, верхнедуйской и холмской свит. Замеренные значения показателя отражения витринита колеблются от 0.31 до 0.45, что говорит о невысокой степени преобразованности вещества. Максимальным значением 0,45 характеризуется образец из верхнедуйской свиты, что соответствует градации ПК₃ по катагенетической шкале Н.Б. Вассоевича. Показатель отражения витринита закономерно возрастает с увеличением глубины, что дает нам право сделать предположение о более высокой степени преобразованности нижележащих пород, где показатель отражение померить не представилось возможным. В аншлифе образца глины из верхнедуйской свиты (1/2) наблюдаются многочисленные битумоидные подтеки, что свидетельствует о хорошем насыщении его битумоидом (рис. 11, а). Судя по содержанию хлороформенного экстракта, максимальное содержание которого отмечено (0,0853 г) в толще верхнедуйской свиты, фиксируется паравтохтонные (выделевшиеся в свободную фазу, но не покинувшие материнскую породу) битумоиды. Кроме того, в образце аргиллита из холмской свиты найдены небольшие трещинки со следами миграции УВ флюида(?) с ярким рыжим свечением ожелезнения на краях каналов. Этот факт может фиксировать наличие вертикальной миграции из меловых отложений или внутриформационной миграции флюида (рис. 11, б).

Результаты пиролитических исследований на Rock-Eval образцов из маруямской свиты показали, что породы характеризуются значениями водородного индекса (HI) — 18-58 мг УВ/гС_{орг}. Величина T_{max} варьирует от 401 до 426 °C, что говорит о незрелости исследуемых отложений. По величине S2 потенциал пород маруямской свиты является плохим, так как значения изменяются

Таблица 1

Результаты люминисцентно-битумологических исследований

№ п/п	Номер образца	Описание	Свита	Цвет раствора	Балл	Цвет вытяжки	Тип би- тумоида	Содержание битумода, %	Сера
1	88158	Аргиллит	Курасийская	Белый	6	Желтый, с голубо- ватым	МСБА	0,005	нет
2	88155	Аргиллит	Курасийская	Яркий голубовато- белесый	7,5	Тусклый желтый	МСБА	0,01	нет
3	88170	Аргиллит	Курасийская	Голубовато-желтый, прозрачный	6	Тусклый желтый	ЛМБА	0,005	не- много
4	88171	Аргиллит	Курасийская	Желтовато-голубой	5	Голубовато-желтый	ЛМБА	0,0025	есть
5	88301	Аргиллит	Маруямская	Голубовато-желтый	3	Голубовато-желтый	ЛМБА	0,000625	есть
6	4/2a	Алеврит песчанистый	Маруямская, 4-я толща	Желтовато-белесый	4	Рыжий	МСБА	0,00125	много
7	4/3	Глина	Маруямская, 5-я толща	Желтовато-голубой, прозрачный	3	Желтовато-голубой	ЛМБА	0,000625	нет
8	8/1	Аргиллит	Курасийская	Голубоватый, очень мутный	3	Желтовато-голубой	ЛМБА	0,000625	есть
9	8/3	Алевролит кремнистый	Верх курасий- ская	Желтовато-голубой, мутный	3,5	Желтовато-голубой	ЛМБА	0,000625- 0,00125	есть
10	8/6a	Песчаник	Маруямская, 3-я толща	аруямская, Коричневато- я толща белый, мутный 3 Голуб		Голубовато- рыжеватый	МСБА	0,000625	мало
11	5/2	Алеврит глинистый	Верхнедуйская	Голубовато-белесый	5	Тускло-рыжий с го- лубоватой полоской	МСБА	0,0025	нет
12	5/3	Алевролит	Аусинская	Голубовато- белесый, мутный	4	Голубовато-желтый	ЛМБА	0,00125	есть
13	5/6	Алевролит кремнистый	Курасийская	Голубовато-желтый	4	Желтовато-голубой	ЛМБА	0,00125	есть
14	2	Глина	Аусинская	Голубовато- белесый, мутный	4	Желтый с рыжими и голубыми полосами	МСБА	0,00125	нет
15	la	Глина	Верхнедуйская	Голубовато-желтый, прозрачный	3	Голубовато-желтый	МБА	0,000625	нет
16	1/2	Глина	Верхнедуйская	Белесо-желтый	7-9	Буровато-желтый	СБА	0,01-0,04	очень много
17	5/4	Алевролит	Аусинская	Желтовато-белесый	3	Желтый	МБА	0,000625	нет
18	16	Глина	Верхнедуйская	Голубовато-желтый, мутный	6	Рыжевато-желтый, с голубоватым вверху	МСБА	0,005	нет
19	10/16	Аргиллит	Невельская	Желтовато-белесый	5	Ярко-рыжий	МСБА	0,0025	нет
20	6/2a	Алевролит кремнистый	Холмская	Желтовато-белесый	Келтовато-белесый 5 Яркий желтый с голубой полосої		МБА	0,0025	нет
21	6/2	Аргиллит кремнистый	Холмская	Ярко-белесый, мутный	6	Рыжий	МСБА	0,005	есть
22	9/16	Аргиллит	Холмская	Голубовато-белесый	5	Рыжевато- коричневатый	МСБА	0,0025	есть
23	9/1	Аргиллит кремнистый	Холмская	Белесый	4	Ярко-рыжий	МСБА	0,00125	есть

Таблица 2

Результаты экстракции. Содержание битумоида и фракционный состав

Να οδη	Порода	Срита	рес г	0%	мальт	ены	асфальтены		
J1º 00p.	Порода	Сына	всс, 1	70	вес, г	%	вес, г	%	
88155	Аргиллит	Курасийская	0,006	0,012	0,00219	36,5	0,0038	63,3	
1/2	Глина	Верхнедуйская	0,0853	0,2437	0,0401	46,9	0,0452	52,8	
10/16	Аргиллит	Невельская	0,0157	0,0314	0,0052	32,7	0,0037		
6/2a	Кремнистый алевролит	Холмская	0,0047	0,0094	0,00189	38,5	0,0023	46,9	



Рис. 9. Хроматограмма битумоида из обр. № 10/16 (аргиллит кремнистый, невельская свита, Макаровский район)



в пределах 0,06-0,62 мг УВ/г. Содержание C_{opr} в образцах из этой свиты — 0.33-1,07.

Для кремнистых алевролитов и аргиллитов курасийской свиты значения HI изменяются от 31 до 96 мг УВ/г С_{орг}. Величина T_{max} варьирует в пределах 402–437 °С, что указывает на частичную зрелость исследуемых отложений. По величине S2 потенциал пород курасийской свиты является плохим, так как значения являют собой диапазон 0,15–0,89. Содержание Сорг в породах этой свиты – 0,48–1,13. Значения PI могут достигать 0,16, что при отсутствии миграции означает нахождение пород в зоне ГЗН.

Для алевролитов и глины аусинской свиты значения HI варьируют от 34 до 57 мг УВ/г С_{орг}. Величина T_{max} изменяется от 403 до 418 °С, что говорит о незрелости данных пород. По величине S2 потенциал оценивается как плохой, так как его значения изменяются от 21 до 29 мг УВ/г. Содержание С_{орг} в породах этой свиты — 0,51–0,8.

Для глин и глинистого алевролита верхнедуйской свиты значения HI изменяются от 16 до 64 мг УВ/г С_{орг}. Величина T_{max} варьирует от 418 до 432 °C, что является доказательством частичной зрелости пород. По величине S2 потенциал оценивается как плохой, так как его значения





Рис. 11. Фото аншлифов в обычном свете (×50): *а* — битумоидные подтеки, обр. № 1/2 (глина, верхнедуйская свита, Макаровский район); *б* — следы миграции с ожелезнением на краях, обр. № 6/2а (аргиллит, холмская свита, Макаровский район)

изменяются от 0,04 до 0,9 мг УВ/г. Содержание $C_{opr} - 0,21-1,4\%$, где преобладают значения больше 1. РІ составляет 0,03-0,33, что по шкале Espitalie условно отвечает зоне ГЗН.

Для аргиллита невельской свиты HI составляет 33 мг УВ/г С_{орг}. Величина T_{max} равна 418 °С, что говорит о незрелости породы. По величине S2, составляющему 0,2 мг УВ/г, потенциал породы представляется плохим. Значение Сорг составляет 0,61%.

У кремнистых пород холмской свиты характерные значение HI изменяются от 17 до 74 мг УВ/г C_{opr} . Величина T_{max} варьирует от 406 до 439 °С, что говорит о частичной зрелости этих пород. По величине S2, варьирующей от 0,05 до 0,46 мг УВ/г, можно судить о плохом потенциале породы как нефтематеринской. Значения C_{opr} изменяются от 0,29 до 0,62% (табл. 3).

На графике, построенном по данным пиролиза видно, что в основном, органическое вещество в породе находится в сильно диспергированном состоянии. Это может служить причиной некорректного использования метода Rock-Eval для определения степени зрелости нефтематеринских пород (рис. 12).

Заключение. Таким образом, по проведенному комплексу геохимических исследований палеогеннеогеновых пород в южной части о. Сахалин можно на данном этапе исследований услов-



Рис. 12. Типы OB и степень их преобразования в кайнозойских отложениях Южного Сахалина

но выделить две нефтегазоматеринские свиты: верхнедуйскую (нижний миоцен) и курасийскую (средний-верхний миоцен). Верхнедуйская свита сложена пачками глин и алевролитов с прослоями углей, которые накапливались в обстановках общей регрессии в пределах суши и шельфовой зоны. По показателям Т_{max} и показателя отражения витринита, эта свита характеризуется градацией катагенеза равной ПКЗ. Значения показателей УВ потенциала породы (S2) являются низкими, и потенциал оценивается как плохой. Содержание Сорг практически во всех образцах более 1%. Тип органического вещества определяется как гумусовый.

Курасийская свита сложена пачками аргиллитов и кремнистых алевролитов, накопление которых происходило в морских условиях. Отложения курасийской свиты характеризуются невысокой степенью преобразованности (ПКЗ) и плохим УВ потенциалом, если судить по пиролитическому показателю S2, хотя в этой свите, относительно всего разреза, он повышен. Благоприятное условие для определения этой свиты в качестве нефтегазоматеринской — C_{орг} >1% в сочетании с наличием кремнистой составляющей, которая даже при такой степени катагенетической преобразованности ускоряет начало процесса генерации углеводородов. Это связано с выделением дополнительного тепла при переходе одной формы опала в другую, а также с происходящими при этом изменениями адсорбционных свойств матрицы, что способствует миграции УВ [Баженова и др, 2004]. Тип органического вещества определяется как смешанный.

Таблица 3

Результаты пиролиза ОВ кайнозойских отложений Южного Сахалина

Номер образца	Порода	Свита	S1	S2	PI	T _{max}	S 3	PC	RC	Сорг	HI	С _{мин}
4/3	Глина	Маруямская, 5-я пачка	0,02	0,06	0,22	426	2,13	0,08	0,25	0,33	18	0,01
4/2a	Алевролит песчанистый	Маруямская, 4-я пачка	0,02	0,09	0,17	406	3,97	0,14	0,25	0,39	23	0
8/6a	Песчаник	Маруямская, 3-я пачка	0,02	0,08	0,2	416	0,68	0,04	0,33	0,37	22	0,82
88301	Аргиллит	Маруямская	0,11	0,62	0,15	401	4,66	0,23	0,84	1,07	58	0
4/3	Алевролит кремнистый	Курасийская	0,05	0,72	0,06	405	1,98	0,14	0,61	0,75	96	0,04
8/1	Аргиллит	Курасийская	0,11	0,89	0,11	411	2,78	0,19	0,94	1,13	79	0,04
5/6a	Алевролит кремнистый	Курасийская	0,05	0,52	0,09	402	3,38	0,16	0,65	0,81	64	0,04
88158	Аргиллит	Курасийская	0,02	0,24	0,08	430	2,12	0,1	0,63	0,73	33	0
88155	Аргиллит	Курасийская	0,01	0,15	0,07	437	0,21	0,03	0,45	0,48	31	3,53
88170	Аргиллит	Курасийская	0,06	0,31	0,16	402	3,91	0,17	0,65	0,82	38	0
88171	Аргиллит	Курасийская	0,07	0,71	0,1	414	5,41	0,24	0,63	0,87	82	0
5/3	Алевролит	Аусинская	0,05	0,27	0,14	403	4,52	0,17	0,63	0,8	34	0,03
2	Глина	Аусинская	0,03	0,21	0,12	418	5,74	0,2	0,54	0,74	28	0,04
5/4	Алевролит	Аусинская	0,04	0,29	0,13	416	1,86	0,09	0,42	0,51	57	0,05
5/2	Алевролит глинистый	Верхнедуйская	0,03	0,9	0,03	432	10,37	0,39	1,01	1,4	64	0,05
1a	Глина	Верхнедуйская	0,02	0,04	0,33	418	1,13	0,04	0,17	0,21	19	0,02
16	Глина	Верхнедуйская	0,04	0,66	0,06	427	16,05	0,52	0,77	1,29	51	0,08
10/16	Аргиллит	Невельская	0	0,2	0,02	418	2,75	0,11	0,5	0,61	33	0,02
6/2a	Алевролит кремнистый	Холмская	0,01	0,05	0,21	437	2,29	0,08	0,21	0,29	17	0,02
6/26	Алевролит кремнистый	Холмская	0,02	0,46	0,04	406	2,02	0,11	0,51	0,62	74	0,02
6/2	Аргиллит кремнистый	Холмская	0,01	0,17	0,03	439	2,21	0,08	0,46	0,54	31	0,02
9/16	Аргиллит	Холмская	0,01	0,15	0,06	418	2,18	0,09	0,4	0,49	31	0,02
9/1	Аргиллит кремнистый	Холмская	0,01	0,25	0,04	419	1,73	0,08	0,48	0,56	45	0,02

Отметим, что курасийская и верхнедуйская свиты, скорее всего, работают как нефтегазоматеринские толщи, но степень их преобразованности достаточна лишь для генерации «сухого» (верхнего или биогенного) газа. Этот же факт подтверждается данными о составе газов с месторождений Анивского залива. В составе газов содержание CH₄ варьирует от 89,10 до 99,0%, а содержание гомологов — от 0,07 до 0,28%,

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баженова О.К. Нефтегазоматеринский потенциал и нефтегазоносность // Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность / Под ред. Ю.Б. Гладенкова. М.: ГЕОС, 2002. С. 137–194.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия горючих ископаемых. 3-изд. М.: Изд-во Московского университета, 2004. 415 с.

Веселов О.М., Волгин П.Ф., Лютая Л.М. Строение осадочного чехла Пугачевского грязевулканического района (о. Сахалин) по данным геофизического моделирования // Тихоокеанская Геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 4–15.

Гранник В.М., Рудницкая Е.С., Литвинова А.В., Ким А.Х. Кайнозойские осадочные бассейны Охотомороставшиеся доли процентов приходятся на N_2 и CO₂ (0,53-10,1 и 0,10-2,21% соответственно) [Шакиров и др., 2012].

Результаты углепетрографических исследований свидетельствуют о существовании потенциальной нефтематеринской верхнемеловой толщи, что доказывает наличие вертикальной миграции углеводородного флюида(?) из меловых отложений в отложения холмской свиты.

ского региона: особенности строения и формирования // Тихоокеанская Геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 20–28.

Тютрин И.И, Шапошников А.В., Запивалов Н.П. Новое направление поисков нефти и газа на Сахалине // Геология нефти и газа. 1992. № 3. С. 15–18.

Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И. Изотопногазогеохимические особенности распределения метана и углекислого газа на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. № 20. № 2. С. 100–113.
УДК 550.837 (075)

Д.А. Квон¹, В.А. Шевнин²

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УЧАСТКА ОКОЛО СТОРОЯЩЕЙСЯ ТРАССЫ СКОРОСТНОЙ АВТОДОРОГИ МОСКВА-САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

Представлены результаты геоэлектрических исследований участка Мшенцы в Тверской области вблизи строящейся трассы скоростной автодороги Москва-Санкт-Петербург. Для получения информации о геологическом строении района и протекающих в нем процессах (карст и фильтрация подземных вод), выполнены измерения методами электротомографии, естественного электрического поля, резистивиметрии, термометрии. С помощью петрофизического моделирования удельного электрического сопротивления горных пород и с учетом данных электроразведки выполнено литологическое расчленение разреза и рассчитаны значения коэффициента фильтрации горных пород. Интерпретация данных показала широкое распространение нарушенных карбонатных отложений, слагающих нижнюю часть разреза исследуемой территории. Сделан вывод о принадлежности участка Мшенцы к зоне локального интенсивного карста.

Ключевые слова: карст, петрофизическое моделирование, электротомография (ЭТ), аномалии естественного электрического поля, коэффициент фильтрации, показатель уязвимости водоносного горизонта.

In this article we provide geoelectric research results of Mshentsy area in Tver region To get information about geologic structure of the area and such processed as groundwater filtration and karst geophysical investigations were preformed (electrical resistivity imaging, self potential study, water resistivity and temperature measurements). Using petrophysical modeling of rock apparent resistivity and taking into account geoelectric data lithology differentiation was performed. Investigations showed that karstic carbonates are widely spread in lower part of the cross-section. We draw a conclusion that Mshentsy area is a localized intensive karst zone.

Key words: karst, petrophysical modeling, electrical resistivity tomography (ERT), self potential, hydraulic conductivity, Aquifer Vulnerability Index (AVI).

Введение. Новая скоростная автодорога Москва—Санкт-Петербург по плану должна проходить вблизи дер. Мшенцы (Бологовский район Тверской области). В деревне расположен памятник природы «Родники Мшенцы», представляющий собой церковь и комплекс родников, к которым регулярно осуществляют паломничество верующие, краеведы и туристы.

Геологическое строение района двухъярусное: вверху залегают рыхлые моренные отложения, внизу — коренные карбонатные породы, осложненные карстом.

Строительство и эксплуатация автотрассы, во-первых, несут опасность в связи с развитием карстовых процессов, во-вторых, могут повлечь нарушение экологической обстановки памятника природы и прилегающих территорий.

Но наряду с региональной закарстованностью пород существуют зоны локального интенсивного карста [Соколов, 1962], которые обусловливают резкую неоднородность распределения фильтрационных и емкостных свойств массива карстующихся пород. К морфологическим признакам зоны локально интенсивного карста, при относительно неглубоком залегании карстующихся пород, относятся широко развитые поверхностные формы рельефа, такие, как провалы, воронки и др., а разгрузка трещинно-карстовых вод осуществляется через многочисленные родники сквозь рыхлые отложения.

Чтобы оценить геологическое строение района и процессы, протекающие в нем (карст и фильтрация подземных вод), выполнены геофизические исследования методами электроразведки. Комплекс методов включал в себя электротомографию (ЭТ), метод естественного электрического поля (ЕП), резистивиметрию и термометрию. С помощью петрофизического моделирования удельного электрического сопротивления (УЭС) горных пород с учетом данных резистивиметрии, термометрии и ЕП выделены интервалы значений сопротивления, характерные для верхней части разреза, нарушенных и ненарушенных карбонатных пород, а также рассчитаны значения коэффициента фильтрации.

Геологическая и гидрогеологическая обстановка. Четвертичный покров на рассматриваемом участке представлен преимущественно отложениями лед-

¹ ООО НПЦ «Геоскан», инженер; *e-mail*: kvonchik@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, профессор, докт. физ.матем. н.; *e-mail*: <u>shevninvlad@yandex.ru</u>



Рис. 1. Пример псевдоразрезов кажущихся сопротивлений и разреза истинных сопротивлений по профилю 5

никовой формации, которые связаны с валдайским оледенением. Отложения верхних горизонтов коренного основания по глубине возможного техногенного влияния представлены карбонатными породами раннекаменноугольного возраста. Во всей рассматриваемой толще развиты карстовые процессы. В связи с этим геологические условия определяются, с одной стороны, составом и свойствами рыхлого покрова, а с другой — сохранностью и состоянием коренных скальных пород, в частности, развивающимися в них карстовыми процессами.

В рассматриваемом регионе существуют два водоносных комплекса, приуроченных к четвертичным и коренным отложениям. Воды в четвертичных ледниковых отложениях содержатся в линзах песков в верхней части разреза, воды в дочетвертичных отложениях — в разуплотненных карбонатах, это зоны с активной фильтрацией воды. Анализы проб воды из местных источников показали, что большая часть родников приурочена к зонам разгрузки вод из моренных отложений, но существует мощный восходящий источник (источник 1), который связан с водоносным горизонтом в карбонатных породах.

Метод электротомографии. Электротомографические работы на исследуемом объекте осуществлялись по 7 профилям. Шаг между электродами составлял 5 м. Использовалась трехэлектродная комбинированная установка Шлюмберже. Максимальный разнос питающей линии составил 217,5 м. Для увеличения сигнала на больших разносах осуществлялся переход с одной приемной линии на другую большей длины (длина приемных линий 5, 15 и 25 м). Глубина исследования около 60 м.

Обработка полевых данных включала в себя построение разрезов кажущегося сопротивления (рис. 1), учет рельефа и подготовку данных для проведения двумерной инверсии. Затем проводилась двумерная инверсия с помощью программы Res2DInv 3.59 [Loke, 2009], по результатам которой построены разрезы значений истинного сопротивления (рис. 1). По результатам инверсии построены (рис. 2) гистограммы. Сопротивление среды меняется от 40 до 600 Ом·м, с двумя максимумами распределения для рыхлых и скальных пород. Граница между рыхлыми и скальными породами проходит примерно по значению 150–170 Ом·м.

Петрофизическое моделирование горных пород. Петрофизическое моделирование выполнялось с помощью программы PetroWin, разработанной А.А. Рыжовым [Матвеев, Рыжов, 2006]. Программа позволяет вычислять значения удельного электрического сопротивления горных пород по их

петрофизическим свойствам· и оценить петрофизические параметры по значению сопротивления породы с учетом дополнительных данных [Рыжов, Судоплатов 1990; Матвеев, Рыжов, 2006].



Рис. 2. Гистограмма значений сопротивления для профилей 1-7

Моделирование выполнялось для рыхлых и скальных пород, чтобы уточнить возможные интервалы значений сопротивления и затем учесть эти данные при интерпретации данных электротомографии. Кроме того, с помощью программы моделирования можно вычислить значения коэффициента фильтрации горных пород, информация о которых поможет выявить особенности гидрогеологических и экологических характеристик исследуемого участка.

Моделирование для скальных пород. Скальные породы на исследуемом участке представлены карстующимися карбонатами, поэтому основная цель моделирования состояла в том, чтобы условно разделить значения УЭС на интервалы, характерные для относительно более или менее проницаемых карбонатных пород (выбранное значение 20%).

Химический анализ вод источника и измеренные в них значения удельного электрического сопротивления и температуры воды учтены в петрофизической модели карстующихся карбонатов.

Значения УЭС в области до 20% скважности моделируемой смеси меняются в диапазоне 300-10 000 Ом⋅м в зависимости от минерализации водного раствора, показателя цементации и других параметров моделируемой породы. Для 20-30%ной скважности пород значения УЭС лежат в интервале от 150-300 до 1000 Ом⋅м.

Данные петрофизического моделирования учитывались при интерпретации данных электротомографии и визуализации результатов в виде квазилитологических карт. Исходя из результатов моделирования и корреляции с зонами высокого градиента удельного электрического сопротивления и данных статистики выбраны интервалы значений сопротивления 170—270 Ом·м для выделения карстующихся карбонатов, а значения >270 Ом·м — для менее карстующихся коренных пород.

На рис. 3 показаны карты удельного электрического сопротивления и соответствующие им квазилитологические карты на абсолютной высоте 130 и 150 м. На этих картах видно, что на всей исследуемой площади находятся обширные области с такими значениями УЭС, которые соответствуют нарушенным карбонатным породам (170-270 Ом м). Также видны локальные зоны с относительно небольшим сопротивлением (50-160 Ом м), увеличивающиеся в размере по мере приближения к дневной поверхности. Предположительно эти зоны соответствуют карстовым полостям, которые заполнены рыхлым материалом. Кроме того, они прослеживаются на картах для всех изученных глубин и, вероятно, через них осуществляется вертикальное перемещение водных масс. В частности, такая зона расположена рядом с источником 1 (рис. 3). Возможно, эта

Рис. 3. Карты значений электрического сопротивления на абс. высоте 130 и 150 м и соответствующие квазилитологические карты



Рис. 4. Карта значений электрического сопротивления на абс. отметке 170 м и соответствующая квазилитологическая карта

локальная область обеспечивает гидравлическую связь между водоносными горизонтами в четвертичных отложениях и в коренных породах, что объясняет отличие вод источника 1 от других по химическим показателям.

Рассчитанные с помощью программы моделирования значения коэффициента фильтрации в областях с относительно низкой скважностью (<20%) принимают значения <7 м/сут., а для областей с относительно высокой скважностью (20–30%) — в диапазоне от 7 до 18,5 м/сут.

Петрофизическое моделирование рыхлых отложений и интерпретация данных ЭТ. По данным бурения верхняя часть разреза представлена в основном песчано-глинистыми разностями. Поэтому моделирование рыхлых отложений направлено на уточнение интервалов УЭС, характерных для песков, супесей, суглинков и глин. Дополнительной информацией для петрофизического моделирования отложений послужили данные резистивиметрии и термометрии.

По результатам петрофизического моделирования получены интервалы значений удельного электрического сопротивления (Ом·м): для глин 5–20, для суглинков 20–50, для супесей 50–100 и для песков 100–150.

На рис. 4 показаны карты распределения электрического сопротивления на абсолютной высоте 170 м (что в среднем соответствует 5–10 м глубины для восточной части карты и 20 м для западной) и соответствующая квазилитологическая карта. Полученные данные (рис 4) свидетельствуют о том, что верхняя часть разреза представлена преимущественно песками и супесями.

Методика работ методом естественного поля. Наблюдения методом ЕП выполняли в акваториях рек и ручьев и по берегу оз. Олешно. Использовали неполяризующиеся электроды конструкции Петье [Petiau, 2000]. Для измерения напряжения постоянного тока применялся мультиметр с ценой деления 0,1 мВ и входным сопротивлением >1 МОм (>10⁶ Ом). Измерения проводили по методике потенциала (один электрод неподвижный, второй перемещается по профилю). Шаг между измерениями составлял в среднем 10 м.

Чтобы выявить участки, в которых предполагается наличие фильтрационных аномалий (рис. 5), проведено сглаживание графиков ЕП путем расчета среднего в скользящем окне по 5 и 7 точкам и расчета медианы в скользящем окне по 5 точкам.



Рис. 5. Пример графиков, построенных по данным метода естественного поля

После обнаружения аномалии на графике, оценивали ее амплитуду (мВ) и ширину (м) и с помощью преобразованной В.А. Комаровым [Комаров, 1994] формулы Гельмгольца рассчитывали значения скорости фильтрации (V) по электрическому полю в аномальной зоне (E_a):

$$V = \frac{E_a r^2}{8\xi \varepsilon_0 \varepsilon_{\text{отн}} \rho \pi}$$

где V — скорость фильтрации, м/сут.; E_a — электрическое поле, мВ; ξ — дзета-потенциал, обычно составляющий +(20...50) мВ; ε_0 — абсолютная диэлектрическая проницаемость (в системе СИ: ε_0 = 8,85·10⁻¹² Φ /м); $\varepsilon_{\text{отн}}$ — относительная диэлектри-

ческая проницаемость ($\varepsilon_{\text{отн}}$ =80, безразмерная величина); ρ — удельное сопротивление фильтрующей породы в Ом·м (значения выбирали в соответствии с результатами электротомографии на прилегающих участках и петрофизического моделирования); r — динамический радиус капилляров грунта (м), который принимает значения от 8,8·10⁻⁵ до 10⁻⁴ для песков и от 6,2·10⁻⁶ до 4,2·10⁻⁵ для супесей. С учетом значений вышеперечисленных параметров и в предположении, что аномалии фильтрации связаны с разгрузкой воды через песчаный материал русла реки, по данным ЕП получены следующие значения скорости фильтрации для супесей и песков — от 0,5 до 6,4 м/сут.

Все оценки значений коэффициента фильтрации соответствуют данным гидравлической проводимости по оценкам [Freeze, Cherry, 1979].

Показатель уязвимости водоносного горизонта. Чтобы оценить защищенность водоносного горизонта от потенциального загрязнения, можно воспользоваться формулой показателя уязвимости водоносного горизонта [Van Stempvoort et al., 1992], которая количественно показывает за какое время загрязнение с поверхности дойдет до водоносного слоя:

$$c = \sum_{i} \frac{d_i}{K_i},$$

где d_i (м), K_i (м/сут, м/год) — толщина и гидравлическая проводимость каждого вышележащего слоя соответственно.

Для водоносных горизонтов в карбонатных отложениях и в песках получены следующие значения показателя уязвимости: 10 сут. до песков и 52,3 сут. до карбонатов.

Заключение. Комплексирование методов ЭТ, ЕП, резистивиметрии и термометрии позволило составить геолого-геофизическую модель среды и помогло определить такие параметры разреза, как скорость фильтрации воды в горных породах и уязвимость водоносных горизонтов.

Результаты интерпретации данных ЭТ совместно с петрофизическим моделированием горных пород показали широкое распространение нарушенных карбонатов, слагающих нижнюю часть разреза. Таким образом, геологические предпосылки о том, что исследуемый участок относится к локальной зоне интенсивной закарстованности массива горных пород, подтверждаются геофизическими исследованиями.

В связи с этим встает вопрос об опасностях, связанных со строительством и эксплуатацией автотрассы, т.е. необходимо принять меры по защите от явлений, сопряженных со строительством на карстоопасных территориях.

Полученные высокие значения коэффициента фильтрации для отложений верхней части разреза (учитывая их широкое распространение) делают водоносный горизонт четвертичных отложений уязвимым по отношению к загрязнениям. Принимая во внимание направление пьезометрического градиента, можно предположить, что потенциальное загрязнение от автодороги может затронуть воды памятника природы с последующим загрязнением близлежащих акваторий рек и озер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Комаров В.А. Геоэлектрохимия: Уч. пособие. 1994. СПб: Изд-во СПбГУ, 1994. 136 с.

Матвеев В.С., Рыжов А.А. Геофизическое обеспечение региональных гидрогеологических, инженерногеологических, геокриологических и геоэкологических исследований // Разведка и охрана недр. 2006. № 2. С. 50–57.

Рыжов А.А., Судоплатов А.Д. Расчет удельной электропроводности песчано-глинистых пород и использование функциональных зависимостей при решении гидрогеологических задач // Научно-технические достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. М.: ВИЭМС, 1990. С. 27–41.

Так как воды четвертичного и дочетвертичного водоносного горизонтов гидравлически связаны и значения скорости фильтрации через нарушенные карбонаты высокие, то загрязнение может распространиться в глубь разреза.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.

Freeze R.A., Cherry J.A. Groundwater. Prentice Hall, 1979. 604 p.

Loke M.H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Malaysia: Geotomo Software, 2009.

Petiau G. Second generation of lead — lead chloride electrodes for geophysical applications // Pure and Applied Geophysics. 2000. Vol. 157. P. 357–382.

Van Stempvoort D., Ewert L., Wassenaar L. Aquifer vulnerability index: a GIS-compatible method for groundwater vulnerability mapping // Canad. Water Resources J. 1992. Vol. 18. P. 25–37.

Поступила в редакцию 06.04.2016

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК. 550. 832

Б.А.Никулин¹, С.И.Остапчук², В.К.Хмелевской³

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ КАРОТАЖА ПРИ РЕШЕНИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА АЛЕКСАНДРОВСКОЙ УЧЕБНО-НАУЧНОЙ БАЗЕ МГУ

Приведены результаты разработки и внедрения в повседневную практику на примере скважины МГУ цифрового каротажного комплекса; обсуждаются вопросы комплексной интерпретации данных применительно к задачам гидрогеологии. В комплексе, помимо обязательных видов каротажа (ГК, КС, ПС, КМ, термометрия), использованы новые разработки, например, прибор видеокаротажа и высокочастотный индукционный зонд (ВИК), который применяется в обсаженных пластиком скважинах.

Ключевые слова: малоглубинная геофизика, гидрогеология, цифровая каротажная аппаратура, высокочастотный индукционный зонд, скважинный телевизор, фильтрационноемкостные свойства (ФЕС).

In this paper, the results of development and implementation in everyday practice, including at the MSU well, digital logging complex, discusses the complex interpretation of the data in relation to the tasks of hydrogeology. The complex, in addition to the obligatory types of logging (GK, PZ, PS, DS, a thermometer), using new developments, for example, videokarotazha device and high-frequency induction probe (VIC), which is used in plastic-cased wells.

Key words: near-surface geophysics, hydrogeology, digital logging equipment, high-frequency induction probe downhole television, reservoir properties (FES).

Введение. В последнее десятилетие сотрудники геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова проводят активную работу по разработке и внедрению малоглубинной геофизики при решении различных геологических задач. На Александровской базе факультета в Калужской области создан учебно-исследовательский полигон для студенческих практик по полному комплексу наземных геофизических методов разведки. Для геологической привязки и петрофизического обоснования этих методов пробурена опорная скважина глубиной 300 м, оборудовано кернохранилище. На этапе бурения сотрудники геологического факультета МГУ проводили разносторонние исследования кернов и составили геологический отчет по этой скважине в д. Александровка [Пекин и др., 2011; Черняк, 1987].

Гидрогеологические задачи и аппаратура. В комплексе решаемых геофизических задач гидрогеологическая тематика занимает особое место и включает в себя в первую очередь оценку фильтрационно-емкостных свойств (литологический состав, плотности (σ), пористости ($K_{\Pi p}$) и в некоторых случаях проницаемости ($K_{\Pi p}$) пород в разрезе скважины.

В результате творческого сотрудничества геологического факультета МГУ с фирмой ООО НПО «ГЕОЭКОКОМ» разработана цифровая малогабаритная переносная каротажная станция с набором скважинных приборов для стандартных методов каротажа, позволившая студентам знакомиться с техникой его проведения и экспрессной обработкой данных в полевых условиях (рисунок). Разработаны и опробованы на скважине МГУ, во-первых, высокочастотный волновой индукционный каротаж (ВИК) с рабочей частотой 31 мГц и, во-вторых, прибор видеокаротажа. Кроме того, внедрены в практику и успешно используются нетрадиционные методы и приборы малоглубинной геофизики, например, гамма-гамма плотностной (ГГМп), гамма-спектрометрический (ГК-С), акустический (Ак), локатор муфт.

Опыт практического применения волнового индукционного каротажа (ВИК). Необходимость изготовления прибора вызвана довольно частым применением стеклопластиковых труб для обсадки скважин, пробуренных на пресной воде, или проведения каротажа в высокоомных карбонатных разрезах. По назначению прибор ВИК аналогичен индукционному диэлектрическому каротажу (ИК)

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, ст. науч. с.; *e-mail*: b.nikulin2015@yandex.ru

² «ГЕОЭКОКОМ», гл. инженер; *e-mail*: sfera@g2.ru

³ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры; профессор, докт. физ.-мат. н.; *e-mail*: aabul@geol.msu.ru



Рис. 1. Фрагменты аппаратурного комплекса, примеры видеоизображений: 1 — лебедка с коаксиальным кабелем, 2 — цифровой блок управления и регистрации, 3 — скважинный зонд ВИК, 4 — скважинный телевизор, 5×6 — видеоизображения в разных порово-трещинно-кавернозных частях скважины

и (кроме рабочей частоты), отличается более простой конструкцией. Излучатель и приемник прибора ВИК представляют собой металлические цилиндры либо провода, покрытые слоем диэлектрика, разнесенные на расстояние 0,5 м (рисунок)

В соответствии с размерами антенны и оценочной длиной волны в среде $\rho = 200$ Ом·м на частоте 31 мГц можно считать, что при соизмеримости активной и реактивной составляющих входного импеданса существует возможность получить информацию о электропроводности среды [Черняк, 1987]. Такой зонд в зоне индукции ведет себя, как электрический конденсатор стержневого типа с большим полем рассеяния. Параметр который регистрирует прибор ВИК, — удельное сопротивление.

Параметры этого индукционного зонда сопоставимы с параметрами метрового градиент-зонда (ГЗ 1.0) (рисунок). Сопоставление ВИК со стандартным индукционным зондом также показало надежную корреляцию, тем не менее требуются дополнительные исследования в области метрологии и общей теории метода.

Из практических экспериментальных наблюдений отметим, что на показания прибора влияет как удельное сопротивление пород, так и их диэлектрическая проницаемость; по результатам измерений более четко, чем на кривых, полученных с помощью стандартных зондов, отбиваются границы пластов, что связано с резким изменением составляющей электрического поля, перпендикулярной границе раздела сред уменьшение размеров установки в целом пропорционально увеличивает детальность изучения разреза; на показания прибора существенное влияет глинистоть бурового раствора, а также в ментшей степени кавернозность ствола скважины; сигнал не удается зафиксировать в сильно минерализованных водах.

Скважинный телевизор. Необходимое условие эффективного применения скважинного телевизора в гидрогеологии — прозрачность скважинной жидкости, что выполняется в большинстве случаев. При этом условии успешно выявляются аварийные участки колонны, в открытом стволе скважины можно наблюдать зоны каверн и трещиноватости (рисунок), зоны притока или поглощения флюида в действующей скважине, а совместно с кернограммой уточнять литологический состав пород.

Обработка и интерпретация результатов каротажа включает в себя:

- взаимоувязку кривых каротажа и их привязку по глубине к керну;
- выделение границ пластов по комплексу каротажных кривых (ГК, ПЗ и ГЗ), определение литологического состава пластов (совместно с описанием кернов) и уточнение геологической колонки;

- выделение коллекторов, водоупоров, зон трещиноватости в разрезе скважины;
- определение пористости (К_п) в коллекторах;
- выявление зон водопритока (поглощения), оценку технического состояния обсадной колонны, локацияю муфт и зон перфорации в процессе испытаний скважины;
- формирование планшета с набором геологических и геофизических данных по глубине скважины.

Ниже приводятся два примера интерпретации каротажных измерений в открытом стволе Александровской скважины, пробуренной в девонских отложениях.

Расчет коэффициента пористости. Девонские отложения, вскрытые скважиной МГУ, характеризуются неоднородным вещественным составом и сложным типом коллекторов (переслаивание доломитов, мергелей, известняков, гипса, глин и углистых пород с поровыми и трещиноватокавернозными интервалами). Определение К_П в скважине в таких условиях считается наиболее сложным. Тем не менее, для однородных участков пород задача решается с достаточной достоверностью методами кажущегося сопротивления (КС), акустического каротажа (АК), самопроизвольной поляризации (ПС), нейтронными (ННМ, НГМ), гамма-гамма-методом (ГГМ). Каждый из этих методов в разной степени отражает ФЕС и вещественный состав, что служит обоснованием для многомерной связи данных, полученных с помощью каротажного комплекса в сложных разрезах.

В гидрогеологической практике широкое применение нашли методы КС, ПС и АК. Радиоактивные нейтронные методы на полигоне МГУ не применяются по экологическим причинам.

Определение значений K_{n} методом КС проводились в карбонатной небсаженной части скважины по стандартной методике Арчи-Дахнова [Полевые..., 2000]

$$P_{\Pi} = \frac{a}{K_{\Pi}^m},$$

где a = 1, m = 2. В этом выражении P_{Π} — относительное сопротивление, или параметр пористости, $P_{\Pi} = \rho_{\rm BH} / \rho_{\rm B}$, где $\rho_{\rm BH}$ — измеренное сопротивление (показания ВИК или потенциал-зонда) в скважине, $\rho_{\rm B}$ — сопротивление пластовой воды (равно 2 Ом·м, это среднее значение для исследуемого разреза).

Основная сложность применения этого выражения заключается в определении коэффициента |m|, который зависит от структуры порового пространства. Значение |m| по данным экспериментальных исследований может изменяться от 1,3 (рыхлые слабо сцементированные песчаники, до 3 (плотные сцементированные породы). Принятое значение m = 2 соответствует средним значениям в карбонатных породах со сложным типом коллектора. Обычно оценка точности (корректировка) полученных значений *К*п проводится посредством сопоставления с лабораторными измерениями пористости на образцах керна, привязанных по глубине к каротажным данным. Расчеты выполнены по данным потециал — зонда размером 1 м при мощности пластов 2–5 м. Значения пористости, полученные таким зондом, отражают в основном поровый компонент пласта и почти не отражают его трещиноватость.

Оценка профиля притока воды в разрезе скважины базируется на выявлении зон трещиноватости. В результате комплексной интерпретации каротажных диаграмм кажущегося сопротивления (КС), самопроизвольной поляризации (ПС), резистивиметрии (РМ), акустических показателей (Ак), кавернометрии (КМ) и телевизионных кадров (рисунок) выявлены проницаемые зоны, которые по данным каротажных диаграмм отмечены соответствующими аномалиями.

По методу ПС выявляются аномалии за счет фильтрации в зонах притока. Наиболее яркая аномалия ПС связана с притоком из пласта аномально минерализованной воды. Этот пласт мощностью 1-1,5 м расположен в кровле водоупора (гипс) и в подошве глинистого пласта (максимум ГК), имеет минимальные значения по ГК и КС и максимальную кавернозность, что подтверждает телевизионный кадр (рисунок). При сопоставлении с керном этот пласт представлен трещиноватым доломитом с $K_{\rm n} = 15\%$.

В наиболее сложных геологических условиях дополнительные возможности определения зон притоков воды из трещиноватых интервалов предоставляет метод акустического каротажа (Ак). Аппаратура позволяет измерять интервальное время пробега волны между двумя приемниками звука (ΔT , мкС), значения скорости продольных (V_p) и поперечных волн (V_s) затухание сигнала, фазокорреляционную диаграмму (ФКД). Фазокорреляционная диаграмма представляет собой волновую картину с непрерывным смещением по глубине скважины.

На диаграмме ΔT надежно выделяются однородные по плотности интервалы с фазовой корреляцией. Интервалы с фазовыми сбоями объясняются наличием зон трещиноватости. В результате анализа диаграммы $A_{\rm k}$ по разрезу скважины можно прогнозировать интервалы притока и по совокупности с каротажными данными давать более надежные рекомендации на испытания пластов.

Заключение. Современные требования к комплексным инженерно-гидрогеологическим исследованиям предполагают повышение качества каротажа и интерпретации полученных данных для обустройства скважин.

В разработанном цифровом каротажном комплексе, помимо обязательных видов (ГК, КС, ПС, КМ, термометрия), используются новые приборы, например, высокочастотный индукционный зонд ВИК, который можно применять в обсаженных пластиком скважинах, а также прибор видеокаротажа, с помощью которых можно надежно определять в промытых водой скважинах зоны кавернозности и трещиноватости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Пекин А.А., Гатовский Ю.А., Поляной Б.В. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения юго-запада Московской синеклизы по данным бурения Александровской скважины (Калужская область) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 1. С. ??

Полевые методы гидрогеологических, инженерногеологических, геокриологических, инженерно-геоЭффективность работы комплекса подтверждается результатами комплексной интерпретации каротажа девонских отложений со сложными литологическим оставом и структурой порового состава.

физических и эколого-геологических исследований: методическое руководство. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 352 с.

Черняк Г.Я. Высокочастотные электромагнитные методы. М.: Недра, 1987.

Поступила в редакцию 06.04.2016

УДК 556.332.46

А.Л. Лебедев¹

ИЗУЧЕНИЕ СКОРОСТИ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ГИПСА ИЗ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПЕСЧАНИКОВ

При экспериментальном исследовании скорости выщелачивания гипса из порового пространства песчаника в лабораторных условиях выявлена область с повышенным содержанием доломита (за счет доломитизации кальцита в периферийной части блока), с минимальными значениями содержания гипса и максимальными — общей пористости пород, т.е. в сравнении с центральной частью. Показано, что процесс выщелачивания из блоков пород в прибрежной зоне р. Кафирниган определяется двумя последовательными стадиями: 1) выщелачиванием из области доломитизации (наиболее медленная) и 2) из области с фоновыми значениями доломита и кальцита (быстрая). Среднее значение коэффициента диффузии ионов Ca²⁺ во второй области на 70% выше, чем в первой.

Ключевые слова: гипс, выщелоченный слой, песчаник, доломитизация кальцита, коэффициент диффузии, общая пористость.

In experimental studies rate leaching gypsum from the pore space of the sandstone revealed a zone with higher content of dolomite (due dolomitization calcite in the peripheral region of the block), with minimum values of the gypsum content and maximum — total porosity. It is shown that the leaching process from rock blocks of the coastal zone Kafirnigan River defined by two successive stages: 1) leaching of dolomitization zone (the slowest) and 2) in the field with the background values of dolomite and calcite (fast). The average value coefficient of Ca²⁺ ions diffusion in the second region ~70% higher than in the first.

Key words: gypsum, leached layer, sandstone, coefficient of diffusion, total porosity.

Введение. В трещиноватых загипсованных породах гипс заполняет трещинное пространство между блоков в виде прослоев и (или) поровый объем блоков. Фильтрация осуществляется главным образом в трещинах, сформированных по контактам прослоев со стенками блоков, а при их дальнейшем растворении и вымыве (или при их отсутствии) — в трещинном пространстве между блоков.

При таких условиях задачи схематизации процессов растворения и выщелачивания гипса в моделях массопереноса основаны на физикохимических характеристиках растворения поверхности прослоя и выщелачивания гипса из порового объема блока.

По данным предыдущих исследований автора [Лебедев и др., 2003], установлено, что в результате эпигенеза могут формироваться области с разными значениями величины общей пористости пород (*n*) во внутреннем пространстве блоков. В этих условиях процесс выщелачивания гипса имеет стадийный характер.

Цель работы — определение параметров скорости выщелачивания гипса из порового пространства блока для каждой стадии этого процесса. Вопросы терминологии и классификации процесса выщелачивания обсуждены в работе [Лебедев и др., 2003].

Теоретические предпосылки. В результате процесса растворения гипса на поверхности блока будет формироваться вышелоченный слой, внутренний край которого перемещается от поверхности блока к его центру (загипсованная порода, рис. 1). С определенного момента скорость выщелачивания практически перестает зависеть от скорости потока в трещине и определяется диффузионным выносом массы растворенного гипса через выщелоченный слой в объем фильтрующегося раствора. Основная характеристика скорости выщелачивания в этих условиях — коэффициент диффузии реагентов и продуктов реакции растворения гипса (D) в поровом пространстве блока, значение которого зависит от состава и концентрации фильтрующегося раствора, его температуры, величины n'и содержания гипса в породе (m, масс.%). Область доломитизации кальцита (песчаник, N₁kf₁) в периферийных частях блоков характеризуется более высокими значениями n'(приблизительно на 10%) и низкими значениями *m*, чем в центральной части, т.е. с фоновым содержанием минералов.

Уравнение скорости выщелачивания ионов Ca²⁺ при растворении гипса в поровом пространстве пород с учетом увеличивающейся толщины выщелоченного слоя имеет следующий вид [Лебедев и др., 2003]:

$$\frac{dC}{dt} = D\rho n \left(\frac{S}{V}\right)^2 \frac{C_m - C}{C - C_0},\tag{1}$$

где *V*— объем раствора; *S*— площадь поверхности выщелачивания; *C_m*, *C*— концентрация продуктов

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра ??; *e-mail*: aleb.104a@yandex.ru

реакции растворения гипса в растворе, насыщения и на момент времени *t* соответственно ($C = C_0$ при t = 0); ρ — плотность гипса; *n* — пористость породы (без гипса) в которой гипс первоначально заполняет все поры, т.е. его плотность в породе — ρn . Результат интегрирования (1) — уравнение прямой линии в координатах $F_1 - t$ [Лебедев и др., 2003]:

$$F_{1} = (C_{m} - C_{0}) \ln \frac{C_{m} - C_{0}}{C_{m} - C} - (C - C_{0}) =$$
$$= D \rho n \left(\frac{S}{V}\right)^{2} t, \qquad (2)$$

а при $C_0 = 0$ (t = 0)

$$F_{2} = (C + C_{m}) \ln \frac{C_{m} - C}{C_{m}} = -D \rho n \left(\frac{S}{V}\right)^{2} t.$$
 (3)

Экспериментальная установка (рис. 1) представляла собой термостатированную ячейку цилиндрической формы. Раствор перемешивался погружной мешалкой. Кинетические кривые регистрировались на самописце КСП-4 с помощью метода кондуктометрии. Образцы для опытов отобраны из керна скважин в районе р. Кафирниган (Республика Таджикистан). Опыты продолжались от нескольких дней до 1-2 недель и заканчивались отбором проб раствора для определения концентрации ионов Ca^{2+} (C_{Ca}^{2+}). В ночное время все приборы выключали. Основой для обработки каждого опыта послужила численная зависимость $C_{Ca}^{2+}(t)$. Для модели (1) в зависимости от условий проведения опытов ($C_0 = 0$ или $C_0 \neq 0$) строился график в соответствующих координатах ($F_2(t)$ или $F_1(t)$ соответственно) и методом наименьших квадратов определялись значения углового коэффициента этой зависимости (B), т.е. значения $D (D = BV^2/$ $(\rho n S^2)$) для выражения (3) или (2) соответственно. Более подробно установка и методика проведения опытов описаны в работах [Лебедев, 2015; Лебедев и др., 2003].



Рис. 1. Схема экспериментальной установки: I — термостатированная ячейка (V = 87 мл, S =9,62 см²), 2 — мешалка, 3 — приборы регистрации величины электрического сопротивления раствора (ζ). Закрашенные участки — опытный образец (среднезернистый коричневый песчаник, N₁kf₁), с зонами: 4 — зона полного выщелачивания гипса из

порового пространства (выщелоченный слой толщиной 0,1–0,2 см) и 5 — зона, в которой гипс заполняет поровый объем (загипсованная порода). В периферийных частях блока (при доломитизации кальцита) $m = 1 \div 2\%$, в центральных (при фоновом содержании кальцита и доломита) $m = 4 \div 5\%$. Вертикальные стрелки — диффузия реагентов и продуктов реакции растворения гипса в поровом пространстве выщелоченного слоя Результаты исследований и их обсуждение. В опытах с образцами из центральных частей блока опробована большая часть области протекания процесса выщелачивания гипса, т.е. максимальные значения концентрации ионов Ca²⁺ в растворе попадают в диапазон 60–90% от концентрации насыщения (опыты 1-3, 5, рис. 2). А в опытах с образцами из периферийных частей блоков — только начальная стадия выщелачивания (не более 40% от концентрации насыщения; опыты 4, 6-8).



Рис. 2. Зависимость концентрации ионов Ca²⁺ от *t*. Поддерживались условия открытой (к воздуху) системы (опыты *1–8*) с водой из р. Кафирниган (4; 20 °C; C_m =0,0152 ммоль/см³) и с бидистиллированной водой (*1–3*, 5–8; 25 °C; C_m =0,0151 ммоль/см³). Начальная концентрация ионов Ca²⁺ в растворе (C_0 , ммоль/см³): *1* – 0,00859; *2* – 0,0055; *3* – 0; *4* – 0,001; *5* – 0; *6* – 0.0002; *7* – 0,00003; *8* – 0

Обработка опытных данных (рис. 3, 4) показала, что использование уравнения (1) в качестве модели процесса выщелачивания гипса из порового пространства блока фактически оправдано для всего периода времени проведения эксперимента. Значения углового коэффициента теоретических прямых, рассчитанные для опытов с образцами из центральных (1-3) и периферийных (6-8) частей блоков (5,03÷6,32)·10⁻⁸ ммоль/(см³·с) и (1,85÷5,86)·10⁻⁹ ммоль/(см³·с) соответственно, различаются приблизительно на порядок. По данным опыта 5 (рис. 3, центральная часть) получено более низкое значение — $3,33 \cdot 10^{-8}$ ммоль/ (см³·с), по-видимому состав этого образца характеризуется величиной m < 4%. В опыте 4 (рис. 4, периферийная область) аномально высокое значение $(1, 18 \cdot 10^{-8} \text{ ммоль}/(\text{см}^3 \cdot \text{с}))$, вероятно, объясняется использованием раствора (природная вода из р. Кафирниган, 20 °С), более агрессивного к гипсу.

Значения коэффициента диффузии (*D*) для периферийных частей блока ($m = 1 \div 2\%$) составляют диапазон (0,56÷3,57)·10⁻⁶ см²/с, а для центральных ($m = 4 \div 5\%$) — (6,13÷9,63)·10⁻⁶ см²/с, средние значения составили 2,05·10⁻⁶ и 7,59·10⁻⁶ см²/с соответственно. Для подобных условий по данным других исследований характерный диапазон значений — $D \approx (2 \div 9) \cdot 10^{-6}$ см²/с [Лебедев, 2015].





Рис. 4. Зависимость F_1 от t (обозначения см. на рис. 2)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Лебедев А.Л. Кинетика растворения гипса в воде // Геохимия. 2015. № 9. С. 828-841.

Лебедев А.Л., Лехов А.В., Соколов В.Н., Свиточ Н.А. Скорость выщелачивания гипса из порового пространНаиболее достоверны результаты обработки данных, полученных в опытах 1-4 (рис. 3, 4), так как именно по результатам этих опытов установлено соответствие рассматриваемой модели (1) протеканию процесса выщелачивания для большей части области реакции (до 90%) при минимальном числе остановок приборов регистрации величины ζ и мешалки.

Заключение. В блоках пород (прибрежная зона р. Кафирниган), сложенных среднезернистым песчаником (N₁kf₁), области с повышенным содержанием доломита (периферийные части блока) характеризуются минимальными значениями содержания гипса и максимальными — общей пористости пород.

Процесс выщелачивания гипса из порового пространства блоков определяется двумя последовательными стадиями: 1) скоростью выщелачивания из области доломитизации и 2) из области с фоновыми значениями доломита (или кальцита), первая стадия наиболее медленная, вторая — быстрая. Среднее значение коэффициента диффузии ионов Ca^{2+} во второй области составляет 7,59·10⁻⁶ см²/с, или на 70% больше, чем в первой области (25 °C, бидистиллированная вода).

ства песчаников // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология, Геокриология. 2003. № 5. С. 438-447.

Поступила в редакцию 06.04.2016

Рис. 3. Зависимость F_2 от t (обозначения см. на рис. 2)

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ в 2016 г.

	N⁰	Стр.
Авдонин В.В., Сергеева Н.Е., Ван К.В. Особенности взаимодействия железомарганцевых строматолитов с окружающей средой	2	18
Аверкина Т.И., Трофимов В.Т. Типы инженерно-геологических структур территории России	5	3
Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Ликвидусный термобарометр для моде- лирования равновесия хромшпинелиды-расплав: метод вывода и верификация	4	30
Бакай Е.А., Смирнова М.Е., Коробова Н.И., Надежкин Д.В. Литолого-геохимическая характеристика пермского нефтегазоносного комплекса Лено-Анабарского прогиба (на примере скважины Усть-Оленекская № 2370)	1	71
Барановская Е.И., Питьева К.Е. О границах верхней гидрогеодинамической зоны Прикаспий- ского артезианского бассейна	3	25
Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Коньяк-кампанский разрез Алан-Кыр (Горный Крым): аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии	2	3
Божко Н.А., Аду Т.К., Кравцова М.Б. Палеопротерозойские молассоидные комплексы Юго- Западной Ганы	5	16
Божко Н.А., Брянцева Г.В. Морфоструктуры Мадагаскара и их взаимоотношение с геологическим	4	15
Бычков А.Ю., Киреева Т.А., Салихов Ф.С. Условия формирования химического состава вод углекислого источника Фируза МГУ (Северный Памир)	4	15
Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Быч- ков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс- спектроскопии с индуктивно связанной плазмой	6	55
Ван Илинь. Литологический состав и коллекторские свойства нижнеордовикских отложений свиты Модягоу на месторождении Табамяо (бассейн Ордос, КНР)	5	81
Васильева К.Ю., Бакай Е.А., Ершова Е.Б Хуснитдинов Р.Р., Худолей А.К., Козлова Е.В., Соловьева С.А. Исследования погружения и термической истории осадочного бассейна Байкитской антеклизы	5	76
Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Гущин А.И., Соколова А.Л. Минера- логические, изотопные (K-Ar) и структурно-текстурные характеристики юрского терригенного комплекса в разных палеотектонических обстановках (Большой Кавказ, Чечня-Грузия)	1	27
Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Киселев В.И., Юрчен- ко А.Ю., Нигмаджанов Т.И. Литолого-геохимическая, петромагнитная и палеоэкологическая характеристики условий осадконакопления в Ульяновскно-Саратовском прогибе в кампане- зелендии	5	27
Горбунова А.О., Гаврилов С.С., Низяева И.С., Гатина Н.Н. Фациальное строение отложе- ний васюганской свиты в пределах сочленения структур Сургутского свода и Северо-Вартовской мегатеррасы	1	56
Громова В.А., Шестакова Т.В., Липатникова О.А. Эколого-геохимическая оценка состояния поверхностных водотоков в зоне влияния хвостохранилища Урупского горно-обогатительного ком-	1	50
оината	5 4	39 40
Жемчугова В.А., Бербенев М.О. Седиментационный контроль нефтегазоносности меловых от- ложений Русско-Часельского мегавала (Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн)	1	63
Исаев В.С., Тюрин А.И., Сергеев Д.О., Горшков Е.И., Волков Н.Г., Стефанов С.М. Новые методы и подходы в полевых геокриологических исследованиях в рамках Дня науки и инноваций	1	98
Калмыков А.Г., Мануилова Е.А., Калмыков Г.А., Белохин В.С., Коробова Н.И., Ма- карова О.М., Козлова Е.В., Хамидуллин Р.А., Шишков В.А., Иванова А.Г. Фосфат- содержащие прослои баженовской свиты как возможный коллектор	5	60
Квон Д.А., Шевнин В.А. Геоэлектрические исследования участка около строящейся трассы скоростной автодороги Москва-Санкт-Петербург	6	73
Кирюхина Т.А., Бордунов С.И., Соловьева А.А. Нефтематеринские толщи в юго-западной части Южно-Сахалинского бассейна	6	63
Куликов В.А., Аношина С.А., Соловьева А.В. Результаты использования метода ВЭЗ-ВП при изучении песчано-гравийных смесей на территории Мосальского района Калужской области	2	52

	N⁰	Стр.
Лубнина Н.В., Слабунов А.Н., Степанова А.В., Бубнов А.Ю., Косевич Н.И., Нови- кова М.А., Тарасов Н.А. Тренд перемагничивания пород Беломорского подвижного пояса в палеопротерозое: палеомагнитные и геологические свидетельства	4	3
Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Строение Туапсинской сдвиговой зоны по полевым тектоно- физическим данным	1	41
Минаев В.А., Бурмистров А.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Выявление и использование петрофизических аномалий для прогноза оруденения на урановом месторождении Антей (Юго- Восточное Забайкалье)	2	24
Михайлов Н.Н., Кузьмин В.А., Моторова К.А., Сечина Л.С. Влияние микроструктуры порового пространства на гидрофобизацию коллектов нефти и газа	5	67
Никишин А.М., Габдуллин Р.Р., Махатадзе Г.В., Худолей А.К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма	6	20
Орлова О.А., Тевелев Ал.В., Мамонтов Д.А., Аникеева Е.В. Позднекаменноугольные плау- новилные из местонахождения Карантрав (Южный Урал)	6	28
Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшее строение острова Маэ (Сейшельский архипелаг)	1	20
Пешков Г.А., Барабанов Н.Н., Большакова М.А., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф., Ни- кишин А.М. Нефтегазоматеринский потенциал кумских отложений в Бахчисарайском районе		
Крыма	2	44
Бахчисарая (Юго-западный Крым) Пущаровский Д.Ю., Пущаровский Ю.М. Новый взгляд на состав и строение глубинных обо- лочек планет земной группы	1	3
Ростовцева Ю.И., Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л. Верхний байос Горного Крыма: палеогеография и условия осадконакопления по палинологическим	1	5
данным Сауткин Р.С., Хамидуллин Р.А., Коробова Н.И. Трещиноватость высокоуглеродистой формации на северном склоне Южно-Татарского свода	3	3 92
Соловьева М.А., Старовойтов А.В., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Хабуев А.В., Токарев М.Ю., Ченский Д.А. История оползневой деструкции склона Кукуйской Гривы (оз. Байкал) по данным сейсмоакустических исследований	5	47
Старостин В.И., Избеков Э.Д., Разин Л.В., Сакия Д.Р. Перспективы обнаружения крупных и уникальных месторождений благородных металлов на северо-востоке Сибирской платформы.	2	34
Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Гилаев Р.М. Палеогеографические условия в Западно-Сибирском бассейне в титоне-раннем берриасе	6	10
Сычев С.Н., Веселовский Р.В., Худолей А.К., Куликова К.В. Соотношение надвиговых и сдвиговых деформаций в южной части Полярного Урала на основе петромагнитных данных	6	46
Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Прудников И.А., Хотылев А.О., Барабошкин Е.Е., По- пов С.С. Структурные парагенезы флишевых комплексов в центральной части Предуральского краевого прогиба	3	11
Трофимов В.Т. Об итогах инженерно-геологического изучения массивов лёссовых пород Северной Евразии	5	87
Трофимов В.Т., Жигалин А.Д., Богословский В.А., Архипова Е.В. Место эколого- геофизических исследований в системе урбоэкологии	6	3
Умирова Г.К., Истекова С.А., Модин И.Н. Магнитотеллурическое зондирование при оценке нефтегазоносности мезозойского комплекса Западного Казахстана	4	52
Ханин Д.А., Пеков И.В., Пакунова А.В., Екименкова И.А., Япаскурт В.О. Примесный Cr ⁶⁺ в гипергенных оксосолях хроматных проявлений Урала	4	23
Хмелевской В.К., Задериголова М.М. Радиоволновой и газово-эманационный контроль объектов топливно-энергетического комплекса в зонах природно-техногенного риска	3	21
Цзяо Лю, Короновский Н.В. геологическая обстановка Вэньчуаньского катастрофического землетрясения 12 мая 2008 г. (Лунмэньшань, Западный Китай)	6	37
Черкасов С.В., Стерлигов Б.В., Золотая Л.А. О возможности использования беспилотных летательных аппаратов для производства высокоточных измерений аномалий магнитного поля Земли	3	17
Япаскурт О.В. Влияние геодинамических факторов на внутристратисферные процессы литификации осадочных отложений	1	10

№ Стр.

Краткие сообщения		
Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г. Оценка влияния засоления и содержания органического ве- щества в мерзлых породах на западном побережье Байдарацкой губы, их теплофизические свойства и фазовый состав влаги	2	59
Едидин Г.М., Брушков А.В., Игнатов С.Г. Филогенетический анализ микроорганизмов из мерзлых грунтов	5	92
Ишмухаметова В.Т. Прогнозирование кимберлитовых месторождений алмазов на севере Сибирской платформы на основе дешифрирования материалов космической съемки	4	59
Лебедев А.Л. Изучение скорости выщелачивания гипса из порового пространства песчаников	6	82
Никулин Б.А., Остапчук С.И., Хмелевской В.К. Развитие методов каротажа при решении гидрогеологических задач на Александровской учебно-научной базе МГУ	6	78
Юрченко А.Ю., Такахата Н., Танака К., Сано Ю., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А. Природа рассеянного и конкреционного пирита в верхах абалакской свиты Салымского месторож- дения (Западная Сибирь)	5	96
Юбилей		
80-летие Эрнеста Валентиновича Калинина	4	63
Некрологи		
Владимир Алексеевич Всеволожский	1	103
Олег Васильевич Япаскурт	5	102

ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

Требования к оформлению статьи и краткого сообщения

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы) и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6-8 строк) и ключевые слова (6-8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для непериодических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, 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 чернобелыми, 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.

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУШАРОВСКИЙ — главный редактор, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН **Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ** — зам. главного редактора, доктор геолого-минералогических наук, профессор Р.Р. ГАБЛУЛЛИН — ответственный секретарь, канлилат геолого-минералогических наук, лоцент И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена. Дания И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Люнд, 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 Е.Б. БУРОВ — профессор Университета Пьера и Марии Кюри, Франция М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США **Н.В. КОРОНОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук. профессор Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор О.В. ЯПАСКУРТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор А.Е. ЛЮСТИХ

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ. Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 26.02.2017. Формат 60×90¹/₈. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Усл. печ. л. 11,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз. Изд. № 10 560. 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")

> ISSN 0201-7385. ISSN 0579-9406. BECTH. MOCK. УН-ТА. СЕР. 4. ГЕОЛОГИЯ. 2016. № 6. 1-88