

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 1 • 2024 • ЯНВАРЬ–ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Подображных А.Д., Еремина Т.А., Марченко Е.И., Еремин Н.Н.</i> Кристаллохимические индикаторы выделения оксоцентрированных полиэдров в минералах двухвалентного свинца	3
<i>Зыков Д.С., Полещук А.В., Агибалов А.О., Колодяжный С.Ю., Мануилова Е.А.</i> Форма соляных поднятий как индикатор взаимодействия геодинамических систем	13
<i>Барaboшкин Е.Ю., Фокин П.А.</i> Уникальная находка аммонита <i>Kamerunoceras</i> (Acanthoceratidae, Ammonoidea) в туроне (верхний мел) Юго-Западного Крыма	20
<i>Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Афонин И.В., Медведков А.А., Рабцевич Е.С., Габдуллин Р.Р., Пугач В.В.</i> Условия формирования пород эвенкийской свиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска, Сибирская платформа	25
<i>Юрина А.Л.</i> Первые девонские леса на Земле: появление, состав растений, типы лесных экосистем и их распространение	38
<i>Крупина Н.И., Присяжная А.А.</i> Монографические палеонтологические коллекции — важнейший источник информации в палеонтологических исследованиях	47
<i>Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р.</i> Палеоклиматические и палеогеографические реконструкции условий седиментации в Фушуньском бассейне методами математической статистики	55
<i>Богатырева И.Я., Коточкова Ю.А., Балушкина Н.С., Хотылев О.В., Фомина М.М., Тюрина Н.А., Яблоновский Б.И., Калмыков Г.А.</i> Структурно-фациальная типизация разрезов баженовской высокоуглеродистой формации Западно-Сибирского бассейна	66
<i>Чуркина В.В., Коточкова Ю.А., Калмыков Г.А.</i> Обстановки осадконакопления апт-альбских отложений Северного Каспия	83
<i>Гусарова Д.С., Яблонская Д.А., Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Филатова О.Р.</i> Геохимическая и санитарно-химическая характеристика вод родников Богородского и Лосино-Петровского городских округов Московской области	95
<i>Лехов А.В.</i> Определение проводимости верхней зоны выветривания горизонтально-слоистого массива скальных пород	105
<i>Мотенко Р.Г., Давлетова Р.Р., Грецищева Э.С., Алексеев А.Г.</i> Экспериментальная оценка влияния заторфованности на фазовый состав воды в мерзлых грунтах различного гранулометрического состава	116
<i>Миринец А.К., Рыбалко А.Е., Алёшин М.И., Субетто Д.А.</i> Строение четвертичного покрова Петрозаводской губы Онежского озера по данным сейсмоакустики	123
<i>Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А.</i> Вариационные алгоритмы глубинной кинематической миграции в двумерных средах с горизонтальным градиентом скорости	130

CONTENTS

<i>Podobrazhnykh A.D., Eremina T.A., Marchenko E.I., Eremin N.N.</i> Crystal chemical indicators of oxo-centered tetrahedra establishment in divalent lead minerals	3
<i>Zykov D.S., Poleshchuk A.V., Agibalov A.O., Kolodyazhny S.Yu., Manuilova E.A.</i> Form of salt rises as an indicator of interaction of geodynamic systems	13
<i>Baraboshkin E.Yu., Fokin P.A.</i> A unique find of the ammonite <i>Kamerunoceras</i> (Acanthoceratidae, Ammonoidea) in the Turonian (Upper Cretaceous) of the South-Western Crimea ...	20
<i>Merenkova S.I., Puzik A.Yu., Afonin I.V., Medvedkov A.A., Rabtsevich E.S., Gabdullin R.R., Pugach V.V.</i> The Formation Conditions of the Evenki Formation in the Lower Reaches of the Podkamennaya Tunguska River	25
<i>Jurina A.L.</i> The first Devonian forests on Earth; appearance, composition of plants, types of forest and their distribution	38
<i>Krupina N.I., Prisyazhnaya A.A.</i> Monographic paleontological collections — important source of information in paleontological research	47
<i>Syromyatnikov K.V., Levitan M.A., Gabdullin R.R.</i> Paleoclimatic and paleogeographic reconstructions of sedimentation conditions in the Fuxin basin using methods of mathematical statistics	55
<i>Bogatyreva I.Ya., Kotochkova Yu.A., Balushkina N.S., Khotylev O.V., Fomina M.M., Tyurina N.A., Yablonovskiy B.I., Kalmykov G.A.</i> Structural-facies typizations of the bazhenov high-carbon formation of the West Siberian Basin	66
<i>Churkina V.V., Kotochkova Yu.A., Kalmykov G.A.</i> Sedimentation conditions of the lower cretaceous deposits of the Northern Caspian	83
<i>Gusarova D.S., Yablonskaya D.A., Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Filatova O.R.</i> Geochemical and sanitary-chemical characteristics of water springs of Bogorodsky and Losin-Petrovsky districts of the Moscow region	95
<i>Lekhov A.V.</i> Upper weathered zone transmissivity estimation of hard-rock horizontally layered massif	105
<i>Motenko R.G., Davletova R.R., Grechishcheva E.S., Alekseev A.G.</i> Experimental evaluation of the effect of congestion on the phase composition of water in frozen soils of various granulometric composition	116
<i>Mirinet A.K., Rybalko A.E., Aleshin M.I., Subetto D.A.</i> The structure of the Quaternary sheet in the Petrozavodsk Bay of Lake Onega according to seismoacoustics	123
<i>Stepanov P.Yu., Gomanyuk Yu.A.</i> Variational algorithms of deep kinematic migration in two-dimensional media with horizontal velocity gradient	130

УДК 548.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-3-12

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ОКСОЦЕНТРИРОВАННЫХ ПОЛИЭДРОВ В МИНЕРАЛАХ ДВУХВАЛЕНТНОГО СВИНЦА

Андрей Дмитриевич Подобразных¹, Татьяна Александровна Еремина²,
Екатерина Игоревна Марченко³✉, Николай Николаевич Еремин⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; andrew.podobrazhnykh123@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; t_eremina@list.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; marchenko-ekaterina@bk.ru✉, <https://orcid.org/0000-0002-8468-3018>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; neremin@mail.ru

Аннотация. Осуществлен комплексный кристаллохимический анализ 1567 кислородных позиций в 216 кристаллических структурах свинец-содержащих минералов, относящихся к классам силикатов, фосфатов, оксидов, оксогалогенидов и ряда других соединений с целью поиска геометрических закономерностей обоснованного выделения анион-центрированных построек. Показано, что совместное применение метода валентности связи и анализа характеристик полиэдров Вороного-Дирихле позволяет уверенно определять кислородные позиции, являющиеся центрами тетраэдров OPb_4 . Обоснованы цифровые индикаторы определения группировок тетраэдров OPb_4 в кристаллических структурах свинец-содержащих минералов и неорганических соединений, которые могут быть использованы при анализе больших массивов структурных данных с применением алгоритмов машинного обучения.

Ключевые слова: анионоцентрированный подход, кислородные свинец-содержащие минералы, метод валентности связи, характеристики полиэдров Вороного-Дирихле, определение тетраэдров $[\text{OPb}_4]$

Для цитирования: Подобразных А.Д., Еремина Т.А., Марченко Е.И., Еремин Н.Н. Кристаллохимические индикаторы выделения оксоцентрированных полиэдров в минералах двухвалентного свинца // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 3–12.

CRYSTAL CHEMICAL INDICATORS OF OXO-CENTERED TETRAHEDRA ESTABLISHMENT IN DIVALENT LEAD MINERALS

Andrey D. Podobrazhnykh¹, Tatyana A. Eremina², Ekaterina I. Marchenko³✉,
Nikolay N. Eremin⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; andrew.podobrazhnykh123@gmail.com

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; t_eremina@list.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; marchenko-ekaterina@bk.ru✉, <https://orcid.org/0000-0002-8468-3018>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; neremin@mail.ru

Abstract. A complex crystal-chemical analysis of 1567 oxygen positions in 216 crystal structures of lead-containing minerals belonging to the classes of silicates, phosphates, oxides, oxohalides, and a number of others has been carried out. It was shown that the combined application of the bond valence method and the analysis of the geometric characteristics of Voronoi-Dirichlet polyhedra make it possible to confidently distinguish between oxygen positions related to cation structure blocks and oxygen positions for which a description based on an anion-centered approach is more justified. Numerical indicators for such a separation of oxygen positions are substantiated, which can be used to analyze large arrays of structural data using the machine learning approaches.

Keywords: anion-centered approach, oxygen lead-containing minerals, bond valences analysis, Voronoi-Dirichlet polyhedral characteristics, $[\text{OPb}_4]$ tetrahedra

For citation: Podobrazhnykh A.D., Eremina T.A., Marchenko E.I., Eremin N.N. Crystal chemical indicators of oxo-centered tetrahedra establishment in divalent lead minerals. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 3–12. (In Russ.).

Введение. Методы неорганической кристаллохимии традиционно подразумевают выделение катион-центрированных полиэдров, однако в последние несколько десятилетий, начиная с публикации Бергенхоффа и Пэслака [Bergerhoff, Paeslack, 1968], активно развивается подход, в рамках кото-

рого некоторые кристаллические структуры можно рассматривать на основе концепции анионоцентрированных группировок. Среди анионов, способных образовывать устойчивые анион-центрированные комплексы по совокупности требуемых для такого подхода свойств (высокая электроотрицательность,

относительно небольшой ионный радиус, достаточно высокая жесткость), а также в силу своей наиболее высокой распространенности в земной коре со значительным отрывом лидирует O^{2-} в тетраэдрической координации катионов [Cato, 1968; Кривовичев, Филатов, 2001]. Наиболее распространенными лигандами кислорода в таких соединениях являются катионы с неподеленной электронной парой, так как она, играя роль одной из вершин катионного полиэдра, приводит к его существенной деформации. Возникающая при этом асимметрия первой координационной сферы катиона весьма благоприятствует появлению устойчивых кислород-центрированных комплексов. В монографии Кривовичева и Филатова [2001] было отмечено, что анионоцентрированное описание структуры обосновано в случае, когда анионоцентрированный комплекс играет ведущую роль в структуре, являясь определяющим для интерпретации физических свойств соединения. В противном случае такое представление будет являться геометрически формальным и достаточно кристаллохимически необоснованным.

Заметим, что с помощью полного анализа отдельно выбранной кристаллической структуры с визуализацией основных структурных фрагментов подобные анионоцентрированные комплексы обнаружить достаточно легко. Вместе с тем, метода расчетного экспресс-анализа, применимого для поиска соединений с оксоцентрированными тетраэдрами OPb_4 среди большого массива кристаллоструктурных данных, без визуализации и полного кристаллохимического анализа каждой отдельной структуры до настоящего времени не существовало.

Попытка создания таких кристаллохимических индикаторов обоснованного выделения в структуре анионоцентрированного мотива была предпринята в недавней работе [Еремина и др., 2021] при анализе синтетических и природных силикатов свинца. Данная группа, несмотря на свою немногочисленность, оказалась весьма удобна для такого тестового исследования, так как в их структурах часто присутствует как «классический» атом кислорода, являющийся катионным лигандом, так и кислород, являющийся центром анионоцентрированного комплекса. Это позволило выявить ряд цифровых индикаторов, указывающих на принадлежность конкретной кислородной позиции к оксоцентрированному полиэдру.

В настоящей работе данный подход был применен к свинец-содержащим минералам из других классов кислородных соединений. Отметим, что свинец, хотя и проявляет в Земной коре преимущественно халькофильные свойства, тем не менее, образует достаточно много разнообразных минеральных видов, в том числе оксополи, силикаты, сульфаты, фосфаты, карбонаты и их аналоги, а также уникальные минеральные виды преимущественно эксгальсионного генезиса. Это позволило проверить выводы работы [Еремина и др., 2021] на более

представительной выборке и сформулировать более общие геометрические параметры поиска оксоцентрированных кислородных позиций.

Кристаллохимический анализ структур. Всего было проанализировано 216 минералов Pb^{2+} , содержащих 1567 структурно-неэквивалентных кислородных позиций (Приложение 1). Химические формулы минералов приведены в соответствии с их оригинальной транскрипцией в использованных базах данных (<http://mincryst.iem.ac.ru>, <https://www.iucr.org/> и <https://rruff.info/AMS/amcsd.php>) и указанных первоисточниках информации.

Для всех анализируемых кислородных позиций был проведен анализ геометрических характеристик полиэдров Вороного-Дирихле (ПВД) с использованием пакета многоцелевого кристаллохимического анализа ToposPro [Blatov et al., 2014]. Для расчетов применялся алгоритм Distances программы AutoCN, являющийся модификацией метода пересекающихся сфер, специально адаптированный для неорганических соединений [Blatov et al., 2014].

В качестве альтернативного подхода был использован метод валентности связи (МВС) [Brown, 1992], в рамках которого определялись суммы валентностей связей кислородных позиций по стандартному эмпирическому уравнению:

$$s_{ij} = \exp \frac{R_i - R_j}{b}, \quad (1)$$

где R_{ij} — расстояние между ионами i и j . Значения эмпирических параметров b и R_1 уравнения (1) для многих пар атомов $i-j$ неоднократно определялись в большом числе работ по этой теме (см., например, [Brown, Altermatt, 1985, Krivovichev, Brown, 2001, Gagne, Hawthorne, 2015]) путем обработки представительных массивов экспериментальных данных по неорганическим структурам. Расстояния O–Pb анализировались до границы первой координационной сферы равной 3,40 Å, что соответствует минимальному значимому валентному усилию связи кислород — металл.

В анализируемой выборке катионы Pb^{2+} характеризовались разнообразными (от 4 до 14) значениями координационных чисел (КЧ); при этом в качестве лигандов первой координационной сферы помимо O^{2-} , встречались ионы Cl^- , F^- и OH^- . В связи с такой большой дисперсией значений КЧ, объемы координационных многогранников свинца могли достигать значений вплоть до 40 Å³, что значительно больше, чем объемы распространенных катион-центрированных октаэдров, таких как $[FeO_6]$, $[MgO_6]$ или $[MnO_6]$.

В результате проведенного анализа структур рассмотренных соединений лишь 76 из 1567 кислородных позиций были интерпретированы как центры $[OPb_4]$ тетраэдров (см. таблицу). Еще 40 позиций оказались центрами $[OPb_3]$ либо $[(OH)Pb_3]$ треугольных зонтичных группировок. Остальные позиции были отнесены к катион-центрированным

структурным фрагментам. Для каждой кислородной позиции, интерпретированной как центр [OPb₄] тетраэдра, в таблице приведены следующие характеристики: межатомные расстояния R(O–Pb), рассчитанные по стандартным параметрам уравнения (1) значения сумм валентностей связей Σ*s_{ij}*, величины телесных углов связей O–Pb (Ω), объемы тетраэдров [OPb₄] (V_{кп}) и объемы полиэдров Вороного-Дирихле (V_(ПВД)) для кислородных позиций. Угол Ω, измеряющийся в процентах от полного телесного угла 4πстерадиан, является телесным углом пирамиды с лежащей в основании гранью ПВД, соответствующей межатомным контактам O–Pb, и с атомом O в вершине ПВД.

Характеристики кислородных позиций, интерпретированных как центры [OPb₄] тетраэдров

№	Минерал, формула	R(O–Pb), Å				Σ <i>s_{ij}</i> э	Ω(O–Pb), %				V _(ПВД) , Å ³	V _{кп} , Å ³
1	Бликсит Pb ₈ O ₇ Cl ₄ H ₂	2,267	2,306	2,337	2,429	2,219	18,9	18,3	18,1	17,6	17,710	6,242
2		2,288	2,297	2,334	2,403	2,232	17,7	17,8	18,3	16,9	17,061	6,373
3		2,266	2,267	2,372	2,398	2,274	17,3	18,9	17,2	17,9	16,869	6,342
4		2,289	2,323	2,337	2,373	2,223	19,1	18,8	16,4	16,3	17,481	6,273
5		2,315	2,319	2,319	2,363	2,228	18,5	16,3	16,5	18,7	17,254	6,302
6	Герероит Pb ₃₂ Si ₉₆ As _{2.56} V _{.32} Mo _{.16} Cl ₉ O _{36.7}	2,239	2,379	2,443	2,287	2,227	18	16,7	16,5	16,2	16,838	6,402
7		2,282	2,463	2,207	2,302	2,391	17,8	14,5	16,3	18,4	16,303	6,229
8		2,437	2,282	2,26	2,253	2,401	17,4	14,8	16,9	17,3	15,933	6,236
9		2,404	2,409	2,220	2,260	2,319	18,2	17,9	15,2	15,7	16,179	6,352
10		2,363	2,363	2,204	2,204	2,575	16,6	16,6	16	16	14,739	6,102
11		2,387	2,281	2,22	2,314	2,435	17,9	15,4	16,9	16,1	15,568	6,183
12		2,283	2,424	2,216	2,306	2,407	17,7	16,3	17,2	15,4	15,964	6,178
13		2,249	2,267	2,394	2,491	2,174	17,7	17,2	17,4	16,6	17,319	6,535
14		2,480	2,292	2,227	2,265	2,379	18,9	14,6	18,4	16,3	16,522	6,235
15		2,279	2,279	2,382	2,382	2,238	17,1	17,1	17,5	17,5	16,933	6,398
16		2,537	2,301	2,222	2,248	2,352	17,3	19	17,8	13,7	16,774	6,297
17		2,388	2,388	2,26	2,26	2,289	16,8	16,8	16,3	16,3	16,056	6,327
18	Дамараит Pb ₃ O ₃ ClH	2,158	2,228	2,416	2,432	2,475	18,4	18,2	14,7	15,2	15,811	6,112
19		2,252	2,256	2,352	2,393	2,353	18	18,8	15,3	15,9	16,459	6,183
20	Зеелигерит Pb ₃ IO ₄ Cl ₃	2,345	2,413	2,413	2,428	1,845	14,5	14,5	14,5	13,6	15,629	7,074
21		2,364	2,393	2,393	2,447	1,846	14,3	14,7	14,7	13,4	15,659	7,074
22	Комбатит Pb ₁₄ V ₂ Cl ₄ O ₁₇	2,475	2,329	2,208	2,241	2,408	14,4	16,8	18,1	17,7	16,148	6,233
23		2,405	2,177	2,324	2,404	2,310	15,2	16,9	18,6	15,9	16,179	6,376
24		2,436	2,252	2,334	2,262	2,317	15	16,7	17,1	18,7	16,679	6,276
25		2,374	2,374	2,183	2,183	2,636	15,7	15,7	16,1	16,1	14,450	6,062
26		2,277	2,277	2,448	2,448	2,087	17,9	17,9	16,8	16,8	18,274	6,482
27		2,236	2,236	2,389	2,389	2,376	16,1	16,1	17,1	17,1	15,811	6,215
28	Ланаркит Pb ₂ SO ₅	2,298	2,298	2,306	2,306	2,394	15,5	15,5	15,7	15,7	14,566	6,176
29	Мендипит Pb ₃ O ₂ Cl ₂	2,206	2,268	2,328	2,457	2,383	19,4	18,4	16,5	15,3	16,491	6,252
30	Мерехедит Pb ₄₇ Cl ₂₅ O ₄₆ CB ₂ H ₁₃	2,234	2,245	2,272	2,475	2,441	17,8	16,7	17,8	15,5	16,087	6,145
31		2,204	2,304	2,308	2,45	2,365	19,9	16,2	18,5	15,2	16,965	6,219
32		2,258	2,294	2,327	2,387	2,320	18,8	18,1	16,7	16,3	16,774	6,304
33		2,238	2,255	2,267	2,578	2,332	18,3	18,9	16,9	14,5	16,711	6,354
34		2,191	2,281	2,399	2,463	2,289	18,6	16	16,3	15,9	16,553	6,418
35		2,231	2,299	2,399	2,43	2,212	18,5	18,2	16,2	15,7	17,061	6,462
36		2,228	2,278	2,357	2,452	2,284	20	19,6	16,3	15,2	17,383	6,36
37		2,247	2,259	2,308	2,504	2,302	16,7	19,2	18,9	14,6	16,965	6,394
38		2,201	2,299	2,363	2,452	2,296	18,3	16,7	17,4	15,7	16,711	6,344
39		2,263	2,28	2,302	2,407	2,349	17,4	17,9	16,9	14,9	16,303	6,43
40		2,269	2,275	2,308	2,425	2,316	17,1	18,5	18,4	15,8	16,965	6,302
41		2,224	2,266	2,337	2,462	2,331	18	17,1	17,7	14,7	16,397	6,309

№	Минерал, формула	R(O–Pb), Å					Σs _{ip} э	Ω(O–Pb), %				V _(ПВД) , Å ³	V _{кп} , Å ³
42	Молибдофиллит Pb ₈ Mg ₉ Si ₁₀ C ₃ (O ₄₈ H ₁₀)	2,234	2,237	2,259	2,265	2,766		14,6	14,8	14,5	15,6	13,009	5,827
43	Оксиванадат свинца Pb ₄ V ₂ O ₉	2,325	2,265	2,273	2,369	2,370		17,4	16,5	15,6	14,6	15,328	6,165
44	Окисплюмборомеит Pb ₉₂ Ca ₈₇ Mn ₀₉ Sr ₀₁ Na ₀₅ (Sb _{1.73} Fe _{0.27})O ₇	2,247	2,247	2,247	2,247	2,777		17,6	17,6	17,6	17,6	15,599	5,822
45	Плюмбонакрит Pb ₅ C ₃ (O ₁₂ H ₂)	2,297	2,297	2,297	2,42	2,255		14,7	14,7	14,7	14	13,690	6,353
46	Плюмбоселит Pb ₃ SeO ₅	2,154	2,262	2,356	2,446	2,482		17,8	16,4	15,6	14,7	15,032	6,216
47	Риктёрнерит Pb ₁₄ Cl ₆ Mg ₂ O _{18.02} H _{10.02}	2,232	2,268	2,338	2,447	2,326		19,1	17,7	16,3	15,1	16,491	6,317
48		2,246	2,258	2,423	2,45	2,203		18,4	18,3	15,9	15,3	16,997	6,513
49	Салинит Pb ₁₄ As ₂ Cl ₄ O ₁₇	2,454	2,304	2,254	2,234	2,392		14,9	17,3	17,3	17,7	16,179	6,233
50		2,422	2,205	2,284	2,397	2,302		15	17,3	18,1	15,9	16,087	6,386
51		2,469	2,244	2,304	2,286	2,301		14,6	17,7	16,6	18,7	16,711	6,304
52		2,384	2,384	2,19	2,19	2,579		15,6	15,6	16,4	16,4	14,623	6,124
53		2,270	2,27	2,483	2,483	2,039		18	18	16,6	16,6	18,443	6,614
54		2,248	2,248	2,391	2,391	2,326		17,1	17,1	16,1	16,1	16,025	6,273
55		2,249	2,284	2,316	2,356	2,412		16,1	15,2	17,1	16	14,797	6,141
56	Сидпитерсит Pb ₄ S ₂ O ₇ H ₂	2,279	2,302	2,305	2,328	2,386		14,4	17,1	16,5	14,7	14,973	6,175
57	Симесит SPb ₁₀ Cl ₄ O ₁₂	2,378	2,311	2,408	2,209	2,290		18,9	16,7	18,6	15,6	16,711	6,359
58		2,297	2,403	2,255	2,302	2,340		17	17,1	17,6	15,4	16,179	6,268
59		2,415	2,491	2,209	2,255	2,249		19,8	17,5	19	15,8	17,514	6,415
60		2,267	2,269	2,478	2,269	2,338		16,3	18,2	18,6	15,1	16,774	6,227
61		2,270	2,325	2,499	2,197	2,361		17,8	16,8	16,9	14,5	16,087	6,19
62		2,269	2,297	2,479	2,249	2,322		19,3	19,3	17,8	15,1	17,416	6,297
63		2,328	2,434	2,255	2,291	2,273		18,5	18	16,5	16	16,774	6,362
64	Феникохроит Pb ₂ CrO ₅	2,264	2,264	2,333	2,333	2,427		15,3	15,3	14,9	14,9	14,109	6,141
65	Филолитит	2,326	2,326	2,326	2,326	2,243		17,5	17,5	17,5	17,5	16,806	6,313
66	Pb ₁₂ Mn _{4.64} Mg _{2.36} SC ₄ O ₃₄ Cl ₄ H ₁₂	2,326	2,326	2,31	2,31	2,293		17,4	17,4	16,5	16,5	16,241	6,37
67	Филлотунгстит-Pb (WFe) ₆ Pb _{1.122} CS _{0.215} O ₂₃ H _{6.129}	2,078	2,228	2,228	2,228	3,289		21,1	18,6	18,6	18,6	15,150	5,385
68	Фридит Pb ₈ As ₂ CuCl ₅ O ₉	2,462	2,208	2,407	2,468	1,992		17,5	15,4	16,9	18,6	17,941	6,907
69		2,336	2,179	2,572	2,572	1,957		17,3	18,9	14,4	14,4	17,776	7,12
70	Хлороксифит Pb ₃ CuO ₄ Cl ₂ H ₂	2,219	2,228	2,385	2,451	2,358		18,6	18,4	15,9	15,1	16,366	6,292
71	Шаннонит Pb ₂ CO ₄	2,125	2,245	2,384	3,114	2,210		17,5	16,8	15,1	7,6	16,272	6,677
72	Шварцemberгит Pb _{1.666} I _{0.334} ClO ₂	2,407	2,407	2,407	2,407	1,802		14,9	14,9	14,9	14,9	16,711	7,148
73	Элиит Pb ₄ CuSO ₁₁ H ₅	2,197	2,326	2,247	2,469	2,431		17,9	15,5	15,4	13,5	14,827	6,15
74		2,262	2,254	2,51	2,216	2,444		16	17,5	16,5	13,5	15,061	6,16
75		2,317	2,217	2,236	2,442	2,453		17,9	16,1	16,3	13,6	15,209	6,138
76		2,223	2,332	2,49	2,209	2,422		16,3	17,4	15,2	13,4	15,061	6,188

Изученный массив структурной информации выявил большое разнообразие комплексов тетраэдров [OPb₄], классифицированных по степени полимеризации на островные, одно-, двух- и трехмерные анион-центрированные постройки. Одномерные цепочки из тетраэдров, связанных по ребру с общей формулой [O₂Pb₄]⁴⁺, были выделены в структурах 6 минералов: элиите Pb₄CuSO₁₁H₅, ланарките Pb₂SO₅, феникохроите Pb₂CrO₅, сидпитерсите Pb₄[S₂O₃]O₂(OH)₂, шанноните Pb₂CO₄ и оксиванадате свинца Pb₄V₂O₉ (рис. 1). В элиите такие цепочки дополнительно укреплены по бокам треугольниками [OCu₃].

В структурах феникохроита и оксиванадата свинца присутствуют тетраэдры [VO₄]³⁻ и [CrO₄]²⁻, не связанные с оксоцентрированной подструктурой из-за присутствия дополнительных анионов O²⁻. Физические свойства этих структур преимущественно будут определяться именно цепочками анионоцентрированных тетраэдров. Исключением является структура элиита, в которой связь структурных фрагментов обеспечивается за счет дополнительных гидроксил-групп и молекул воды, а также CuO₄-квадратов [Kolitsch, Giester, 2001]. Отметим также изящную структуру филолитита Pb₁₂Mn_{4.64}Mg_{2.36}SC₄O₃₄Cl₄H₁₂,

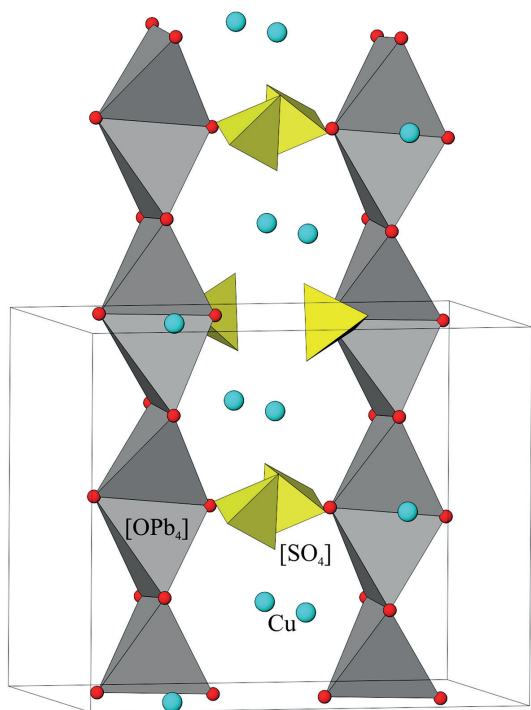


Рис. 1. Бесконечная в направлении b цепочка $[\text{O}_2\text{Pb}_4]^{4+}$ из связанных по ребру тетраэдров в структуре элита $\text{Pb}_4\text{CuSO}_{11}\text{H}_5$. Выделена элементарная ячейка

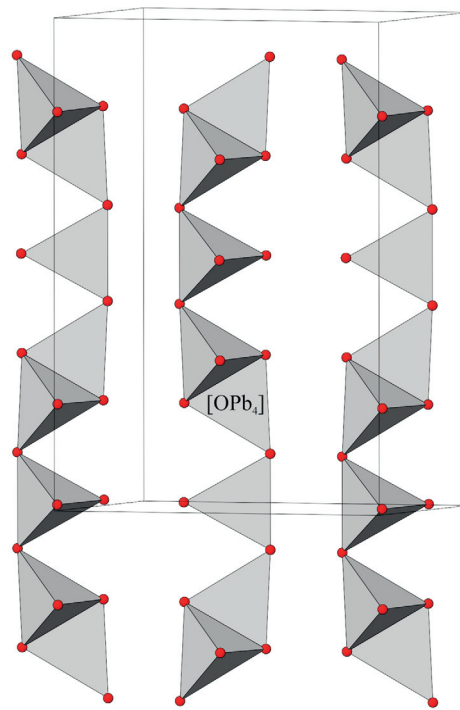


Рис. 2. Цепь из трех тетраэдров $[\text{OPb}_4]$, вытянутая вдоль оси b в структуре фрийдита $\text{Pb}_8\text{Cu}[\text{AsO}_3]_2\text{O}_3\text{Cl}_5$. Выделена элементарная ячейка

содержащую скрещивающиеся цепочки искаженных оксоцентрированных тетраэдров.

Бесконечная вдоль оси b цепь из трех неэквивалентных тетраэдров $[\text{O}_3\text{Pb}_8]^{10+}$, связанных по вершинам и ребрам, наблюдаются в структуре фрийдита $\text{Pb}_8\text{Cu}[\text{AsO}_3]_2\text{O}_3\text{Cl}_5$ [Siidra et al., 2011] (рис. 2). Анионоцентрированный комплекс в данном соединении имеет несколько больший положительный заряд, чем в цепочках $[\text{O}_2\text{Pb}_4]^{4+}$. Для компенсации этого заряда в соединении появляются слои из ионов Cl^- . Катионы Pb^{2+} оксоцентрированных комплексов участвуют в образовании мостиковых связей $\text{O}^{2-}-\text{Pb}^{2+}-\text{Cl}^-$, что приводит к небольшому увеличению $R(\text{O}-\text{Pb})$ в тетраэдрах вплоть до 2,57 Å и некоторому отличию этого тетраэдра от других (таблица).

В структурах некоторых минералов (хлороксифит $\text{Pb}_3\text{CuO}_2(\text{OH})_2\text{Cl}_2$, риктурнерит $\text{Pb}_7\text{O}_4\text{Mg}(\text{OH})_5\text{Cl}_3$, дамараит $\text{Pb}_3\text{O}_2(\text{OH})\text{Cl}$, мандипит $\text{Pb}_3\text{O}_2\text{Cl}_2$) обнаружены двойные цепочки (ленты) оксоцентрированных тетраэдров с общим мотивом $[\text{O}_4\text{Pb}_6]^{4+}$ [Krivovichev, Burns, 2001]. Все они содержат дополнительные крупные анионы Cl^- , обеспечивающих изолированность оксоцентрированных лент (рис. 3).

Двумерные слои из тетраэдров OPb_4 , соединяющихся по ребрам, выделяются в структурах простых оксидов свинца: глёт (литаргит) PbO

«плоские слои» и массикоте PbO «гофрированные слои». Слои литаргитового типа отмечены в минералах перите PbBiO_2Cl , а также в иод-содержащих шварцбергите $\text{Pb}_5\text{IO}_4(\text{OH})_2\text{Cl}_3$ и зеелигерите $\text{Pb}_3\text{IO}_4\text{Cl}_3$ [Bindi et al., 2008]. Однако более распространенными среди рассмотренных структур оказались анионоцентрированные слои «с разрывами» (согласно классификации монографии [Кривовичев, Филатов, 2001]).

Тетраэдры OPb_4 таких слоев соединены по ребру, разрывы могут оставаться незаполненными, как

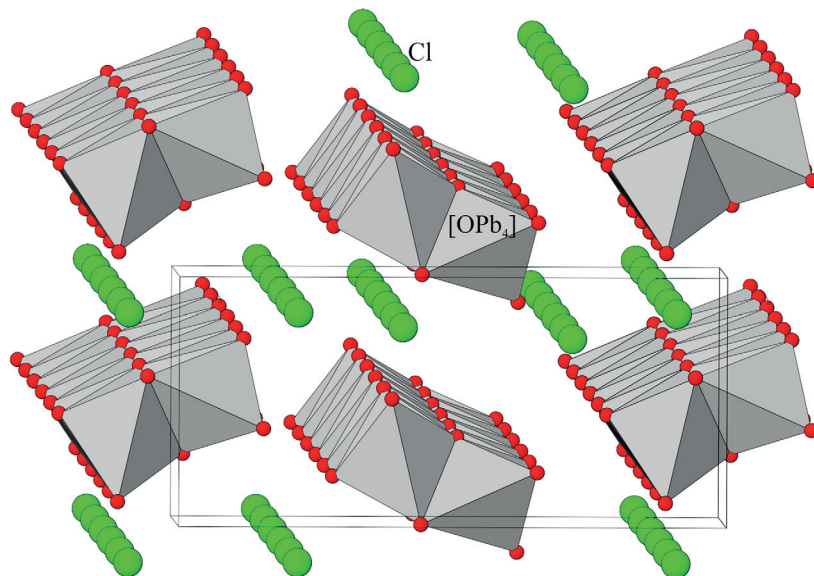


Рис. 3. Бесконечная вдоль оси a лента $[\text{O}_4\text{Pb}_6]$ в структуре дамараита $\text{Pb}_3\text{O}_2(\text{OH})\text{Cl}$. Выделена элементарная ячейка

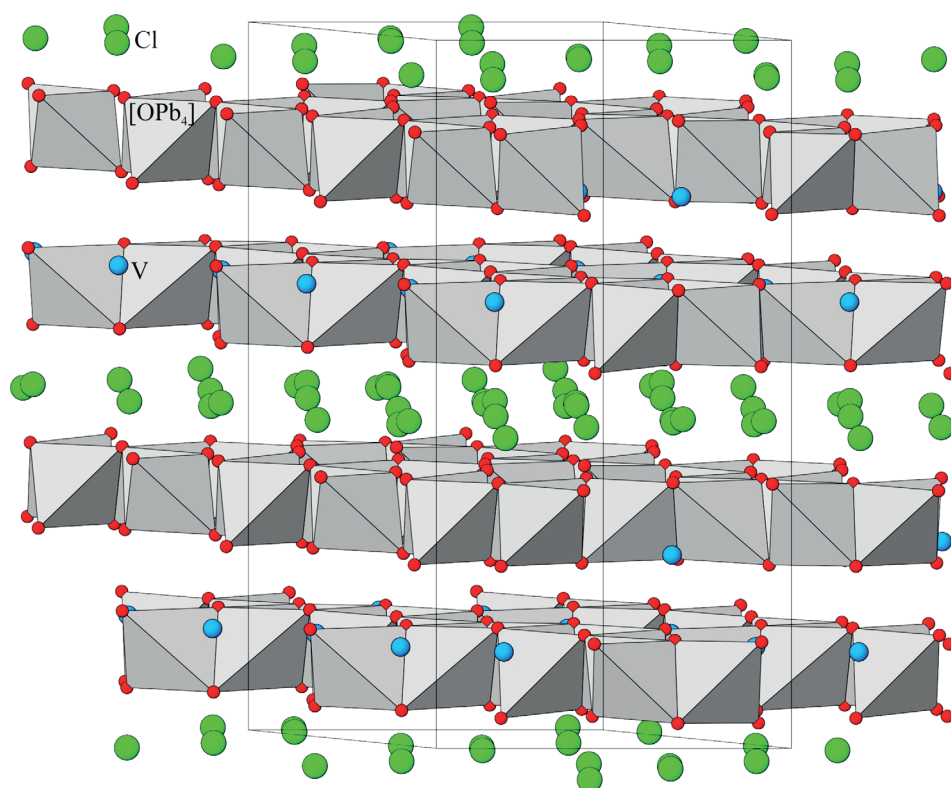


Рис. 4. Слои тетраэдров $[OPb_4]$ в плоскости $a-c$ с разрывами, заполненными $[VO_4]$ -тетраэдрами в структуре комбатита $Pb_{14}[VO_4]_2O_9Cl_4$. Выделена элементарная ячейка

в структуре минерала бликсита $Pb_8O_5(OH)_2Cl_4$, либо заполняться катионоцентрированными тетраэдрами. К последним можно отнести структуры симеита $Pb_{10}[SO_4]O_7Cl_4 \cdot H_2O$, салинита $Pb_{14}[AsO_4]_2O_9Cl_{14}$ и его аналога комбатита $Pb_{14}[VO_4]_2O_9Cl_{14}$, герероита $Pb_{32}[AsO_4]_2[(Si, As, V, Mo)O_4]_2O_{20}Cl_{10}$ и мерехедита $Pb_{47}O_{24}(OH)_{13}Cl_{25}[BO_3]_2[CO_3]$. Межслоевое пространство в рассмотренных структурах могут заполнять как дополнительные катионоцентрированные полиэдры, так и слои анионов Cl^- (рис. 4).

Двумерные оксоцентрированные постройки из тетраэдров $[OPb_4]$, соединенных по вершинам в слои с кольцевыми пустотами, наблюдаются в структурах минералов Pb-филлотунгстита $Pb[(W, Fe)_7(O, OH)_{21}]2H_2O$ [Grey et al., 2013] и плюмбонакрита $Pb_5C_3(O_{12}H_2)$ [Krivovichev, Burns, 2000a]. Кольца из ориентированных в разные стороны тетраэдров с общей формулой $[O_2Pb_5]^{6+}$ содержат достаточно крупные пустоты, в которых могут размещаться группировки $[WO_4]$, $[CO_3]$, а также дополнительные изолированные тетраэдры $[OPb_4]$.

Островные комплексы из изолированных тетраэдров $[OPb_4]^{6+}$ оказались весьма редкими и были отмечены лишь в структурах молибдофиллита $Pb_8Mg_9[Si_{10}O_{28}](OH)_8O_2[CO_3]_3 \cdot H_2O$ [Kolitsch et al., 2012] и плюмбонакрита $Pb_5C_3(O_{12}H_2)$ [Krivovichev, Burns, 2000a]. Данные тетраэдры характеризуются $V_{(ПВД)}$ 13,0–13,7 Å³, при среднем значении $V_{(ПВД)}$ среди всех рассмотренных оксоцентрированных комплексов 16,2 Å³. Островные тетраэдры в структуре плюмбонакрита связаны с анионами $[CO_3]^{2-}$ посредством треугольных группировок $(OH)Pb_3$

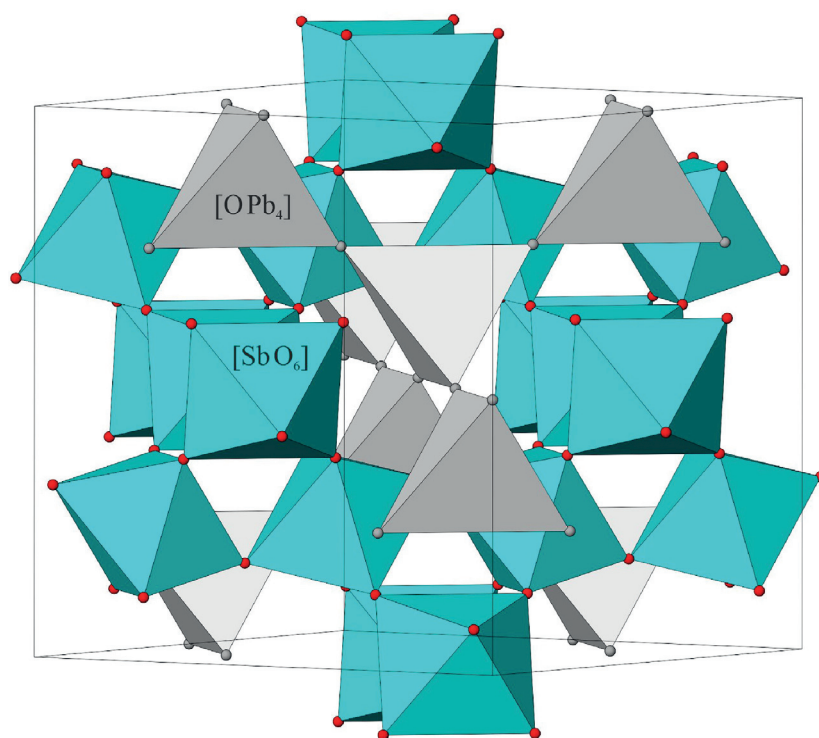
в дополнение к слабым Ван-дер-Ваальсовым связям [Krivovichev, Burns, 2000a].

Трехмерный каркас тетраэдров обнаружен только в структуре оксиплюмборомеита $Pb_2Sb_2O_7$ [Hålenius, Bosi, 2013]. Связанные в его структуре в каркас тетраэдры весьма компактны: их объем не превышает 5,8 Å³. Эта величина соответствует минимальным значениям объемов тетраэдров, полученных ранее для силикатов свинца [Еремина и др., 2021]. Примечательно, что в структуре этого минерала содержатся целых два взаимопроникающих каркаса: помимо анион-центрированного из связанных вершинами тетраэдров $[OPb_4]$ выявлен и катион-центрированный из октаэдров $[SbO_6]$, также связанных вершинами (рис. 5).

Кислородные позиции в анион-центрированном каркасе этого минерала характеризуются высокими значениями Σs_{ij} вплоть до 2,78 э, что согласуется с отмеченной в [Еремина и др., 2021] отрицательной линейной зависимостью объемов тетраэдров от суммы валентностей на кислороде.

Обсуждение результатов и выводы. Как видно из таблицы, в различных кристаллических структурах характеристики тетраэдров OPb_4 , а также контактов O–Pb в них могут довольно сильно различаться. Так, на кислородных позициях $[OPb_4]$ тетраэдров величина Σs_{ij} (при расчете со стандартными параметрами уравнения (1)) находится в диапазоне 2,20–2,45 э. Исключением являются структуры оксохлоридов зеелигерита и шварццембергита, содержащие дополнительные ионы Г. Для прочих кислородных позиций величина Σs_{ij} находится в диапазоне 1,70–2,15 э (см. рис. 6).

Рис. 5. Взаимопроникающие катион-центрированный и анионоцентрированный каркасы, представленные в структуре оксиплюмборомеита октаэдрами $[SbO_6]$ и тетраэдрами $[OPb_4]$, соответственно. Выделена элементарная ячейка



Практически всегда контакты $O-Pb$ в тетраэдрах $[OPb_4]$ характеризуются значениями $R(O-Pb)$ от 2,07 до 2,58 Å при соответствующих значениях $\Omega(O-Pb)$ от 12 до 20% (рис. 7). Это соответствует данным [Еремина и др., 2021] для силикатов свинца, где расстояния $O-Pb$ в оксоцентрированных тетраэдрах фиксировались в интервале от 2,10 до 2,70 Å с минимальными значениями $\Omega(O-Pb)$ в тетраэдрах $[OPb_4]$ равными 12%. Единственным выявленным исключением является структура минерала шантонита [Krivovichev, Burns, 2000b], в которой наблюдаются специфические слои тетраэдров OPb_4 с аномально малой величиной $\Omega(O-Pb)$ одного из контактов равной 7,6%. Заметим, что для ионов O^{2-} , относящихся к катионным полиэдрам PbO_n , эти значения систематически понижаются вплоть до 2–3%. А значения $\Omega(O-M)$ кислородных контактов в устойчивых катион-центрированных группировках (таких как $[SiO_4]$, $[SO_4]$, $[CO_3]$) всегда составляют не менее 22%.

Таким образом, наличие у атома кислорода катионного контакта с величиной $\Omega(O-M) > 20\%$ весьма однозначно свидетельствует о принадлежности кислорода к катион-центрированной подрешетке. А наличие хотя бы у одного из четырех контактов $O-Pb$ значения $\Omega < 12\%$ в подавляющем большинстве случаев позволяет говорить о неоправданности использования для такой кислородной позиции анионоцентрированного описания.

На рис. 8 приведена гистограмма распределения $V_{(ПВД)}$ кислородных позиций в изученном массиве структур. Как видно, величина $V_{(ПВД)}$ может меняться в весьма значительном интервале и не является характеристическим параметром для

выделения оксоцентрированных тетраэдров. Около 60% атомов кислорода катион-центрированных группировок характеризуются теми же объемами, что и ионы, центрирующие тетраэдры $[OPb_4]$ — от 13 до 18 Å³.

Таким образом, в результате проведенного анализа межатомных расстояний, объемов координационных полиэдров, $V_{(ПВД)}$, телесных углов Ω $Pb-O$ контактов 1567 кислородных позиций в 216 кристаллических структурах свинец-содержащих минералов было установлено следующее:

1) Использование стандартного уравнения валентностей связей с универсальным множителем приводит к завышенным значениям сумм валентностей связи (2,20–2,45 э) на кислородах, принадлежащих оксоцентрированным тетраэдрам, по сравнению со значением суммы валентных усилий на большинстве прочих кислородных позиций (1,70–2,15 э). Исключением из данного правила являются некоторые йодсодержащие минералы.

2) Величины телесных углов $\Omega(O-Pb)$ кислородных позиций анионоцентрированных тетраэдров находятся строго в диапазоне от 12 до 20% для всех 4-х контактов. Значение Ω менее 10–12% для $Pb-O$ контакта является геометрическим критерием кристаллохимической неоправданности выделения оксоцентрированного тетраэдра. Значения $\Omega(O-M)$ кислородных контактов в устойчивых катион-центрированных группировках всегда больше и составляют не менее 22%.

3) Величины $V_{(ПВД)}$ не позволяют надежно выделять кислородные позиции оксоцентрированных построек в структурах соединений, однако позволяют исключить позиции, однозначно принадлежащие

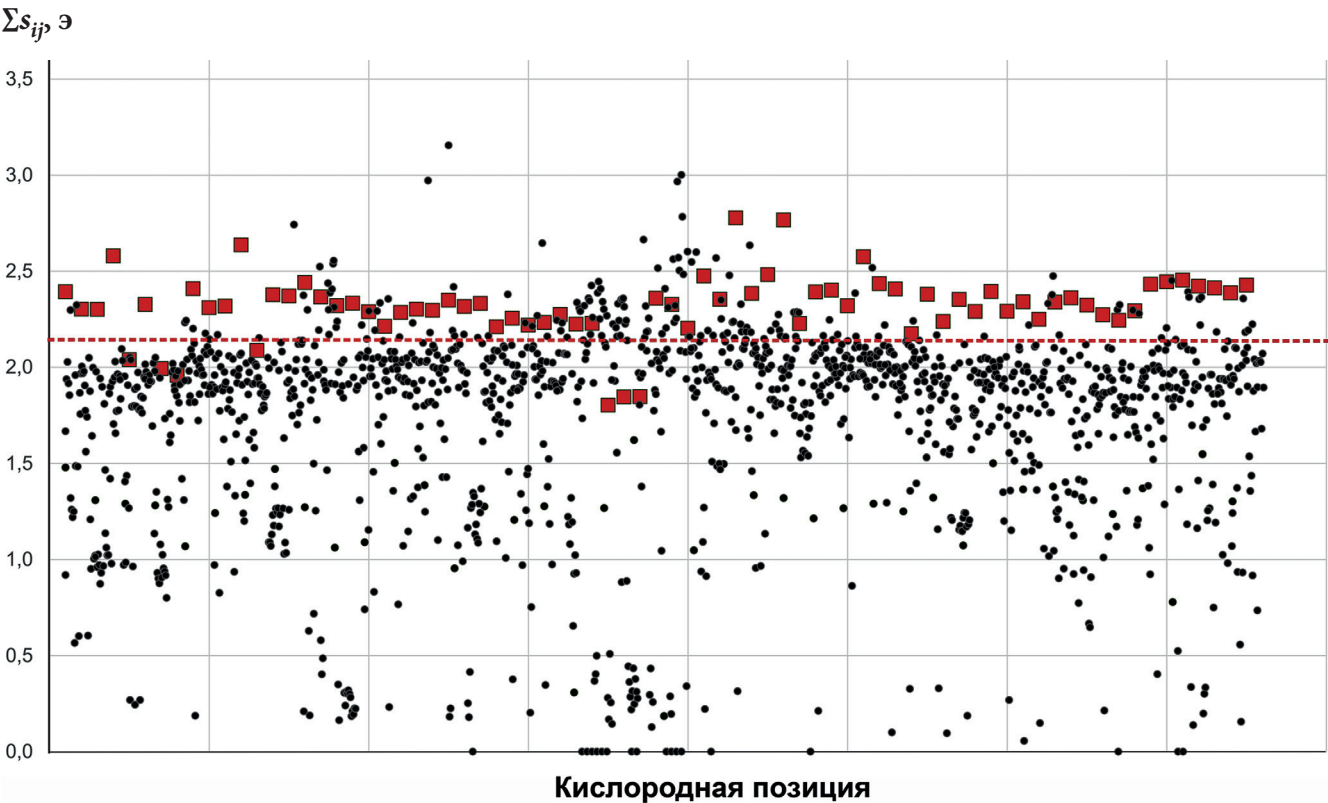


Рис. 6. Распределение сумм валентных усилий на кислородных позициях в свинец содержащих минералах, рассчитанное с использованием стандартных параметров уравнения (1). Красными квадратами отмечены позиции O^{2-} тетраэдров OPb_4 , точками — прочие кислородные позиции, включая $(\text{OH})^-$ -группы и молекулы H_2O

$\Omega(\text{O-Pb}), \%$

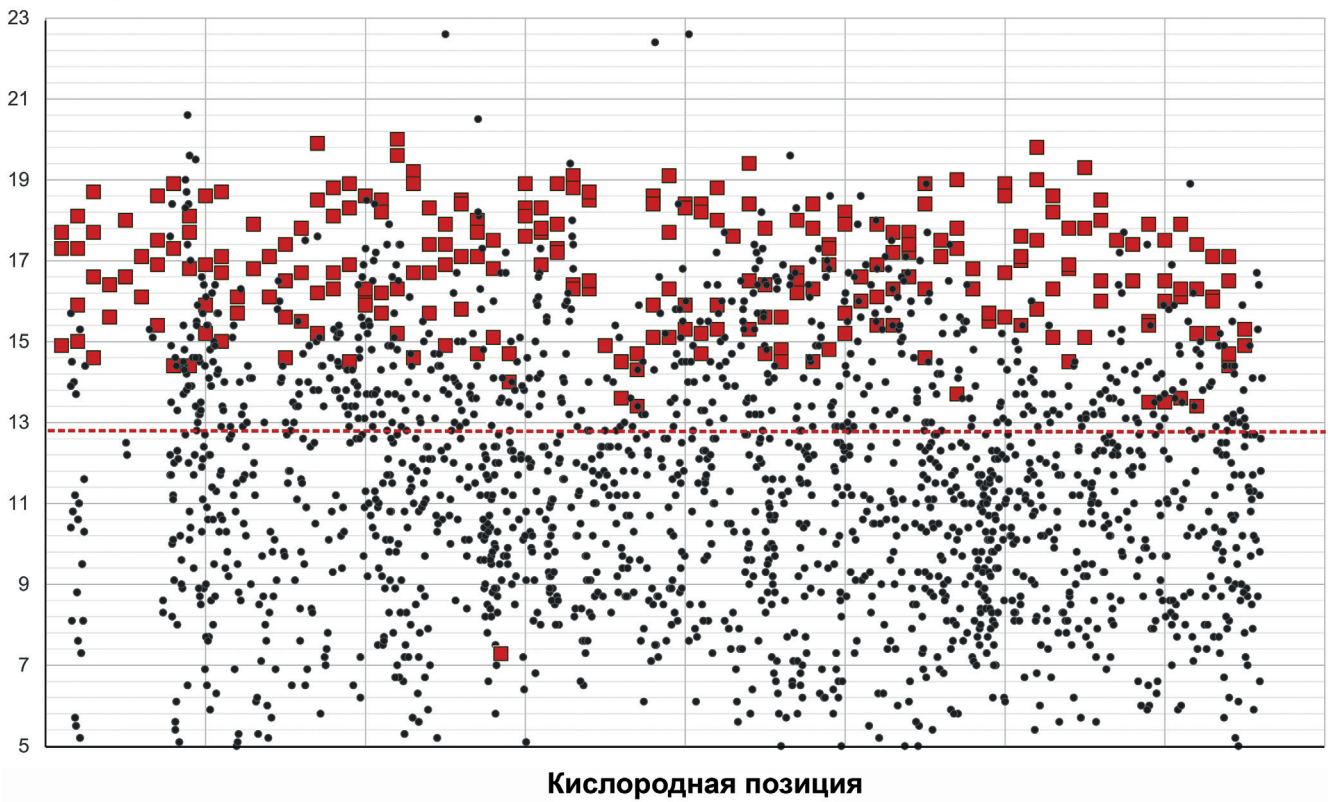


Рис. 7. Величины телесных углов Ω для Pb-O контактов в изучаемых структурах. Квадратами отмечены контакты в тетраэдрах OPb_4 , точками — прочие контакты $\text{O}^{2-}-\text{Pb}^{2+}$. Красная пунктирная линия соответствует минимальному значению Ω для Pb-O контактов в тетраэдрах OPb_4 (13%)

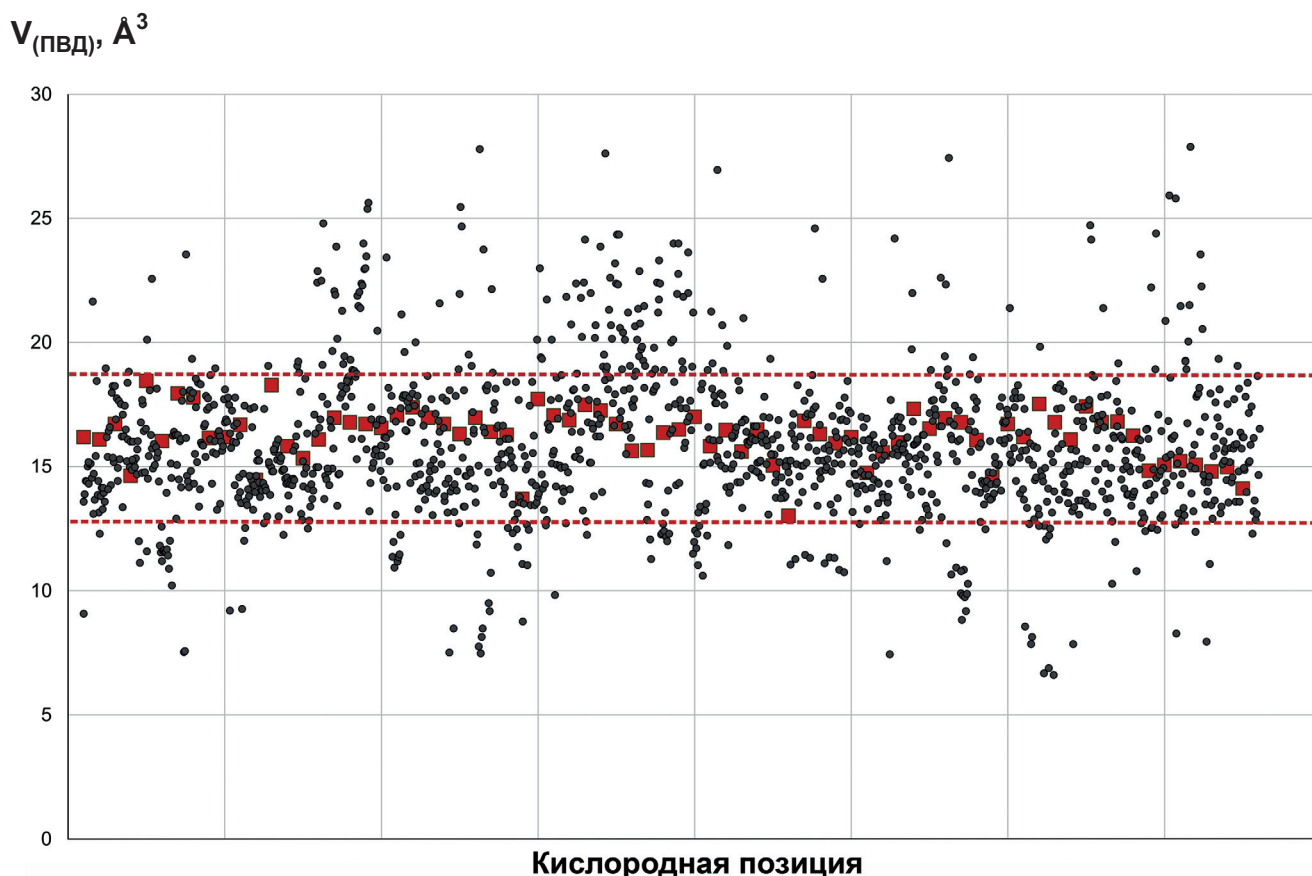


Рис. 8. Значения $V_{(\text{ПВД})}$ кислородных позиций в изученном массиве кристаллических структур. Квадратами отмечены объемы кислородных позиций тетраэдров (OPb_4), точками — объемы прочих кислородных позиций

катион-центрированным полиэдрам, характеризующиеся $V_{(\text{ПВД})} < 13,0 \text{ \AA}^3$ или $> 18,5 \text{ \AA}^3$ (см. рис. 8).

4) Выявленные цифровые индикаторы могут быть использованы при автоматизированном поиске устойчивых группировок оксоцентрированных тетраэдров, определяющих функциональные свойства изучаемых соединений, в больших массивах кристаллоструктурных данных (в том числе

с применением алгоритмов машинного обучения) без привлечения программ визуализации кристаллических структур.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № АААА-А16-116033010121-7 «Новые минералы и синтетические аналоги: кристаллогенезис и особенности кристаллохимии».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Еремина Т.А., Белоконева Е.Л., Еремин Н.Н. и др. Кристаллохимический подход к выделению оксоцентрированных комплексов в силикатах двухвалентного свинца // Кристаллография. 2021. Т. 66, № 1. С. 34–46.
2. Кривовичев С.В., Филатов С.К. Кристаллохимия минералов и неорганических соединений с комплексами анионоцентрированных тетраэдров. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. 200 с.
3. Bergerhoff G., Paeslack J. Sauerstoff als Koordinationszentrum in Kristallstrukturen // Z. Kristallogr. Bd. 126. 1968. S. 112–123.
4. Bindi L., Bonazzi M.D., Pratesi G., et al. The crystal structure of seeligerite, $\text{Pb}_3\text{IO}_4\text{Cl}_3$, a rare Pb-I-oxychloride from the San Rafael mine, Sierra Gorda, Chile // Mineralogical Magazine. 2008. Vol. 72. P. 771–783.
5. Blatov V.A., Shevchenko A.P., Proserpio D.M. Applied topological analysis of crystal structures with the program package ToposPro // Cryst. Growth Des. 2014. Vol. 14. P. 3576–3586. <https://topospro.com>
6. Brown I.D. Chemical and steric constraints in inorganic solids // Acta Cryst. B48. 1992. P. 553–572.
7. Brown I.D., Altermatt D. Bond-valence parameters obtained from a systematic analysis of the Inorganic Crystal Structure Database // Acta Cryst. B41. 1985. P. 244–247.
8. Caro P.E. OM_4 tetrahedra linkages and the cationic group $(\text{M})_{\text{nn}+}$ in rare earth oxides and oxysalts // Journal of the Less Common Metals. 1968. Vol. 16. P. 367–377.
9. Gagne O.C., Hawthorne F.C. Comprehensive derivation of bond-valence parameters for ion pairs involving oxygen // Acta Cryst. B71. 2015. P. 562–578.
10. Grey I.E., Mumme W.G., MacRae C.M. Lead-bearing phyllotungstite from the Clara mine, Germany with an ordered pyrochlore–hexagonal tungsten bronze intergrowth structure // Mineralogical Magazine. 2013. Vol. 77, № 1. P. 57–67.
11. Hålenius U., Bosi F. Oxyplumboroméite, $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$, a new mineral species of the pyrochlore supergroup from Harstigen mine, Värmland, Sweden // Mineralogical Magazine. 2013. Vol. 77, № 7. P. 2931–2939.

12. *Kolitsch U., Giester G.* Elyite, $\text{Pb}_4\text{Cu}(\text{SO}_4)\text{O}_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$: Crystal structure and new data // *American Mineralogist*. 2001. Vol. 85. P. 1816–1821.

13. *Kolitsch U., Merlino S., Holtstam D.* Molybdophyllite: crystal chemistry, crystal structure, OD character and modular relationships with britvinite // *Mineralogical Magazine*. 2012. Vol. 76, № 3. P. 493–516.

14. *Krivovichev S.V., Brown I.D.* Are the compressive effects of encapsulation an artifact of the bond valence parameters? // *Z. Kristallogr.* 2001. Bd 216. S. 245–247.

15. *Krivovichev S.V., Burns P.C.* Crystal chemistry of basic lead carbonates. I. Crystal structure of synthetic shannonite, $\text{Pb}_2\text{O}(\text{CO}_3)$ // *Mineralogical magazine*. 2000a. Vol. 64, № 6. P. 1063–1068.

16. *Krivovichev S.V., Burns P.C.* Crystal chemistry of lead oxide chlorides. I. Crystal structures of synthetic mendipite, $\text{Pb}_3\text{O}_2\text{Cl}_2$, and synthetic damaraite, $\text{Pb}_3\text{O}_2(\text{OH})\text{Cl}$ // *European Journal of Mineralogy*. 2001. Vol. 13. P. 801–809.

17. *Krivovichev S.V., Burns P.C.* Crystal chemistry of basic lead carbonates. II. Crystal structure of synthetic 'plumbonacrite' // *Mineralogical Magazine*. 2000b. Vol. 64, № 6. P. 1069–1075.

18. *Siidra O.I., Krivovichev S.V., Chukanov N.V., et al.* The crystal structure of $\text{Pb}_5(\text{As}^{3+}\text{O}_3)\text{Cl}_7$ from the historic slags of Lavrion, Greece—a novel Pb (II) chloride arsenite // *Mineralogical Magazine*. 2011. Vol. 75, № 2. P. 337–345.

Статья поступила в редакцию 29.10.2023,
одобрена после рецензирования 19.12.2023,
принята к публикации 05.03.2024

Приложение 1

<https://cloud.mail.ru/public/VG4y/nSfvmCPEu>

УДК 551.24

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-13-19

ФОРМА СОЛЯНЫХ ПОДНЯТИЙ КАК ИНДИКАТОР ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Дмитрий Сергеевич Зыков¹✉, Антон Владимирович Полещук²,
Алексей Олегович Агибалов³, Сергей Юрьевич Колодяжный⁴,
Екатерина Алексеевна Мануилова⁵

¹ ООО Газпром геотехнологии, Москва, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия; d.zykov@gazpromgeotech.ru✉

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; anton302@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7276-6107>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия; kolod63@mail.ru

⁵ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; manuilovaeaterina139@gmail.com

Аннотация. Формы соляных поднятий формируются под воздействием напряжений, развивающихся в земной коре, и поэтому могут рассматриваться как чувствительные индикаторы взаимодействия геодинамических систем. В Северо-Германском бассейне, в Предуральском прогибе на границе с Прикаспийской впадиной и в Припятском прогибе под воздействием влияния разных источников напряжений и деформаций возникли формы соляных поднятий, отражающие наложение этих систем. Механизмами такой суперпозиции являлись образования форм, связанных с результирующим сложением векторов деформации, и с интерференцией форм, связанных с каждой геодинамической системой в отдельности.

Ключевые слова: соляные поднятия, геодинамические системы, поля напряжения и деформации, суперпозиция

Для цитирования: Зыков Д.С., Полещук А.В., Агибалов А.О., Колодяжный С.Ю., Мануилова Е.А. Форма соляных поднятий как индикатор взаимодействия геодинамических систем // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 13–19.

FORM OF SALT RISES AS AN INDICATOR OF INTERACTION OF GEODYNAMIC SYSTEMS

Dmitriy S. Zykov¹✉, Anton V. Poleshchuk², Aleksey O. Agibalov³,
Sergey Yu. Kolodyazhny⁴, Ekaterina A. Manuilova⁵

¹ ООО "Gazprom Geotechnologies"; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; d.zykov@gazpromgeotech.ru✉

² Geological Institute RAS, Moscow, Russia; anton302@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7276-6107>

³ Lomonosov Moscow State University; Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

⁴ Geological Institute RAS, Moscow, Russia; kolod63@mail.ru

⁵ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; manuilovaeaterina139@gmail.com

Abstract. The forms of salt uplifts are formed under the influence of stresses developing in the earth's crust and, therefore, can be considered as sensitive indicators of the interaction of geodynamic systems. In the North German basin, in the Cis-Ural trough on the border with the Caspian depression and in the Pripyat trough, under the influence of various sources of stress and deformation, forms of salt uplifts arose, reflecting the superposition of these systems. The mechanisms of such a superposition were both the formation of forms associated with the resulting addition of deformation vectors and the interference of forms associated with each geodynamic system separately.

Keywords: salt uplifts, geodynamic systems, the fields of stress and deformations, superposition

For citation: Zykov D.S., Poleshchuk A.V., Agibalov A.O., Kolodyazhny S.Yu., Manuilova E.A. Form of salt rises as an indicator of interaction of geodynamic systems. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 13–19. (In Russ.).

Введение. В последнее время в научной среде стал активно развиваться методический подход, при котором особенности тектонического развития платформенных территорий рассматриваются как производные от примерно одновременного взаимодействия нескольких источников тектонического воздействия, расположенных как за пределами

платформы, так и в ее пределах [Юдахин и др., 2003; Макаров и др., 2006; Никонов, 2016; Зыков, Полещук, 2016]. Базируется этот подход на идеях А.П. Карпинского, развитых в дальнейшем А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским и др., которые на основании палеогеографических реконструкций Восточно-Европейской платформы (ВЕП) установили волнообразный

характер ее колебательных движений как проявление отклика платформы на активизацию смежных складчатых поясов.

По сути, такой методический подход, определяемый терминами «суперпозиция» [Макаров и др., 2006] или, более просто, «взаимодействие» [Зыков, Полещук, 2016] геодинамических систем, становится самостоятельным научным направлением, позволяющим лучше понять характер тектонических процессов и их проявлений.

В данной статье исследуются особенности проявления суперпозиции геодинамических систем на платформах, при этом проявления соляной тектоники рассматриваются как индикаторы взаимодействия этих систем.

Под геодинамическими системами (сокращенно — геосистемами) авторы вслед за коллегами [Макаров и др., 2006] понимают участки земной коры, объединяющие как области генерирования тектонических напряжений, передаваемых на платформы, так и области, испытывающие влияние этих источников на самих платформах.

Статья в определенной мере является продолжением двух опубликованных нами ранее работ [Зыков и др., 2022, 2023], в которых были рассмотрены вопросы детального внутреннего строения и внешней формы одного из локальных соляных куполов Припятского прогиба.

Материалы и методы исследования. Методической основой исследования является сопоставление в плане формы вытянутых соляных структур — антиклиналей, валов, цепочек куполов и т.п., закономерно образующихся в условиях ориентированных горизонтальных тектонических напряжений и деформаций, с направлением воздействия определенных геодинамических систем, и последующий анализ выявленных аномальных соотношений, как функции суперпозиции тектонических воздействий. Авторы опираются на идеи, изложенные в [Светлакова, 2009], согласно которым длинная ось соляных поднятий в плане на начальных стадиях обычно принимает форму инициирующих диапиризм деформаций фундамента, но в дальнейшем может меняться под воздействием существующих в толщах пород полей напряжений.

В ранние периоды изучения соляной тектоники тектонический фактор рассматривали в основном с точки зрения вертикального воздействия деформаций коренного ложа на активизацию диапиризма в соляных толщах. Упоминания о влиянии горизонтальных напряжений со стороны обрамления солеродных бассейнов или связанных с ними деформациях безусловно встречались, но сравнительно мало раскрывались [Косыгин, 1960]. Однако постепенно по мере распространения идей о широком проявлении в земной коре горизонтальных напряжений и деформаций акцент в понимании причин соляного тектогенеза постепенно смещался. В частности, гораздо больше стали обращать внимание на го-

ризонтальные напряжения, распространяющиеся в соленосных бассейнах.

Например, для Предуральского прогиба установлена тесная связь соляных диапировых структур с надвигами, направленными от Урала в сторону платформы. Было отмечено, что эта связь приводила к образованию цепочек соляных валов, линейно вытянутых вдоль простирания Урала. Появление надвигов связывают с горизонтальным давлением, оказываемым складчатой областью на прилегающие окраинные районы платформы [Косыгин, 1960; Конищев, 1984]. С точки зрения исследования особенно интересно, что, судя по материалам сейсмостратиграфии в данном районе отмечается существование соляных валов, не связанных напрямую с упомянутыми выше деформационными структурами вмещающих толщ, а расположенных вблизи или между ними. Это свидетельствует о том, что вытянутая форма соляных структур в этом случае обусловлена только боковым сжатием в породах, и соляной тектогенез непосредственно не провоцируется деформациями, нарушающими толщи пород [Светлакова, 2009].

Похожую картину описывают и для Предкарпатского прогиба, увязывая цепочки валов с фронтом надвигов, распространяющихся в сторону платформы [Косыгин, 1960], а также для Месопотамского предгорного прогиба в Иране, испытывающего горизонтальное давление со стороны Центрально Иранской плиты [Конищев, 1984; Davis, Engelder, 1987]. Подобные наблюдения были сделаны и в некоторых других соленосных районах Земли [Jenyon, 1986; Scheck et al., 2003].

Можно констатировать, что стало общепринятым рассматривать соляной диапиризм, и форму всплывающих соляных тел, в частности, не только как отражение деформаций ложа соляных толщ, но и как функцию горизонтальных напряжений в массивах пород, влияющих или через соответственные деформационные структуры, или без них. Сами напряжения рассматриваются в контексте геодинамических обстановок, возникающих в земной коре в районе соленосных бассейнов во время эпох тектонических активизаций [Хаин, 1977; Jenyon, 1986; Scheck et al., 2003; Беленицкая, 2016]. При таком подходе, в общем случае, соляные тела получают удлинение, перпендикулярное направлению сжатия или растяжения и приобретают форму вытянутых подушек, валов, стен и цепочек куполов, окруженных такими же вытянутыми синклиналиями.

В большинстве соленосных районов Земли направление удлинения соляных тел является выдержанным, и в случае тектоногенного происхождения валов является функцией проявления какой-нибудь одной геодинамической обстановки, часто воздействовавшей на толщи соли сразу после ее отложения и инициировавшей диапиризм. Однако встречаются и более интересные с точки зрения темы исследования случаи, когда соляное

поднятия образовывалось или развивалось в условиях суперпозиции двух геосистем. В этом случае форма соляных поднятий является индикатором проявления их взаимодействия.

Соляной тектогенез как отражение взаимодействия геодинамических систем. Северо-Германский бассейн. В пермское время в районах Северного моря, северной Германии, Польши и прилегающих областях возник вытянутый в запад-северо-западном направлении крупный, размерами примерно 1600×600 км прогиб, называемый Северо-Германским бассейном. Строение его хорошо изучено западно-Европейскими исследователями и неоднократно освещалось в отечественной литературе [Косыгин, 1960; Конищев, 1984; Jenyon, 1986; Jaritz, 1987; Scheck et al., 2003]. В перми в пределах этого бассейна отложилась мощная соленосная толща, получившая название цехштейна, в пределах которой впоследствии стала активно развиваться соляная тектоника и произошло массовое образование различных соляных структур — подушек, валов, куполов и т.п. [Jenyon, 1986; Jaritz, 1987; Scheck et al., 2003]. Распространены они на большей части цехштейнового бассейна, в плане часто имеют вытянутую форму, при размерах по длинной оси в десятки и сотни км, и организуются в примерно однонаправленные системы (рис. 1).

В настоящее время особенности пространственного распространения соляных структур, причины их образования, связь с геодинамическими обстановками и с полями напряжений по материалам исследований европейских ученых, апеллирующих к моделям движения литосферных плит, представляются следующим образом [Jenyon, 1986; Jaritz, 1987; Scheck et al., 2003]. После отложения солей в пермское время происходило несколько основных этапов соляного структурообразования. Первый происходил в позднетриасовое — раннеюрское время и был связан с растяжением, которое охватило всю северную и центральную Европу, и оси которого были ориентированы в северо-западном направлении. В это время в Северо-Германском бассейне был образован ряд грабенов, ориентированных в субмеридиональном направлении (Голландский грабен, грабен Хорн и др.), на обширных пространствах цехштейнового бассейна образовалась система параллельных грабенам вытянутых соляных диапировых структур. Следующий этап активизации солей имел место в позднеюрское — раннемеловое время. В это время геодинамическая обстановка изменилась, и соляная тектоника развивалась в обстановке растяжения, ориентированного в северо-восточных румбах. В это время по южной окраине солеродного бассейна также образовался ряд бассейнов, ориентированных примерно в северо-западном направлении (Нижне-Саксонский, Соле Пит бассейн), и возникло значительное количество вытянутых в таком же направлении соляных структур. Соляные структуры обеих генераций



Рис. 1. Соляная тектоника Северо-Германского бассейна как отражение суперпозиции геодинамических систем. 1–3 — соляные структуры, определенно возникшие под воздействием геодинамических систем (а — оси локальных вытянутых структур, б — генерализованные оси системы структур): 1 — T_3 – J_1 тектонического этапа, 2 — J_3 – K_1 тектонического этапа, 3 — возникшие на суперпозиции геодинамических систем; 4 — оси локальных структур, возникших за счет проявления других геодинамических систем, за счет ранговых изменений полей напряжений, воздействия структуры ложа соленосной толщи и т.п.; 5 — суша

в значительной мере разъединены в пространстве. Вторая генерация расположена южнее первой, обрамляя ее своеобразным поясом.

Позже в позднемеловое — кайнозойское время происходило еще как минимум два этапа активизации солей. Первый (позднемеловой — раннекайнозойский) был связан север-северо-восточным сжатием. Оно возникло за счет альпийской конвергенции и привело к инверсии бассейна и образованию надвигов по его южному краю, второй (кайнозойский) — с его опусканием. В это время отчасти образовались новые соляные структуры (в частности, связанные с надвигами), а также получили дополнительный импульс развития уже имеющиеся ранее [Jaritz, 1987; Scheck et al., 2003].

Важно отметить также, что в районе Северо-Германского бассейна связь соляных структур с деформациями подстилающей соленосной толщи отмечена только в местах крупных дизъюнктивов (например, Северо-Эльбского), окраинных разрывов и разрывов под крупными грабенами. В большинстве случаев поверхность ложа под многочисленными и хорошо развитыми соляными структурами остается ровной, не деформированной, о чем свидетельствуют данные сейсмостратиграфии [Scheck et al., 2003]. Это дает возможность считать, что соляной тектогенез в бассейне возникал именно под воздействием напряжений, и вытянутая форма соляных структур обусловлена именно ими [Scheck et al., 2003].

Таким образом, в исследуемом районе разные геодинамические обстановки привели к образованию разно ориентированных систем вытянутых соляных структур. Анализ взаимного расположения этих структур в плане показывает, что большая часть их располагается на разных территориях: вытянутые субмеридионально севернее, в центре бассейна, вытянутые в северо-западном направлении — южнее, у его границы. Однако существует пограничная область, где они расположены вперемешку, или дают формы, где фрагментами присутствуют оба направления. И особенно важно, что в этих же областях можно наблюдать и промежуточные формы, имеющие северо-западную ориентировку.

Случаи проникновения принадлежащих разным системам соляных структур на «соседские» территории или образование форм, включающих соответствующие разным системам участки свидетельствуют только о том, что разные поля напряжений в разное время влияли на одни и те же области бассейна, а вот случай появления промежуточных по ориентировке форм представляет особенный интерес. Получается, что если отбросить зависимость их появления от неких случайных структурных факторов, то они образовались в промежуточном поле напряжения. Можно уверенно предположить, что это промежуточное поле напряжения существовало в середине юры и было связано с постепенным переходом от влияния более ранней геодинамической системы, связанной с северо-западным растяжением, к влиянию другой, более поздней геодинамической системы, связанной северо-восточным с растяжением. В этом случае можно уверенно предположить, что при смене геодинамических режимов был некий временной интервал, когда обе этих системы оказывали совместное суперпозиционное влияние на исследуемую территорию и давали промежуточные структурные формы. Этот процесс рассматривается в литературе как поворот осей [Scheck et al., 2003], который можно понимать как результат сложения векторов напряжений при суперпозиционном воздействии обеих геодинамических систем. Незначительность количества промежуточных форм указывает на относительно короткие сроки существования суперпозиционного воздействия геодинамических систем.

Таким образом, в данном случае соляная тектоника оказывается чутким индикатором влияния геодинамических систем, суперпозиция которых выявляется за счет образования промежуточных форм соляных структур, образующихся в результирующем поле напряжений.

Прикаспийская синеклиза и Предуральский прогиб. Другим местом, где соляная тектоника является индикатором суперпозиции двух геодинамических систем является район сочленения Прикаспийской синеклизы и Предуральского прогиба.

Прикаспийская синеклиза занимает юго-восточную часть ВЕП и представляет собой обширный

(несколько сотен км в диаметре) почти изометричный прогиб, развивающийся, вероятно, за счет протекания длительных физико-химических изменений в фундаменте. Комплекс чехла сложен породами от рифея до кайнозоя включительно, в центральной части мощность осадочных толщ достигает более 20 км и уменьшается к краям. Соляные отложения накапливались в основном в кунгурское время нижней перми. Их максимальная мощность ныне составляет в некоторых местах первые километры, и также уменьшается к краям. Солянокупольная тектоника активно начала проявляться с поздней перми и отдельные соляные поднятия развиваются до настоящего времени. С севера впадина ограничена зоной поднятий ВЕП. На границе с ней вдоль окраины впадины прослеживается субширотная полоса разрывов, преимущественно сбросов и реже взбросов, формирующих ступенчатый борт синеклизы [Милановский, 1987]. Соляные поднятия, расположенные в этой окраинной области, выстраиваются в вытянутые и почти прямолинейные в плане валы, параллельные субширотным разрывам и ступеням фундамента. Развитие соляных структур может быть увязано с влиянием этих разрывов на морфологию ложа, перепадом мощности солей у края прогиба и региональными напряжениями [Жарков, 1974; Конищев, 1984]. Все в целом свидетельствует о том, что соляная тектоника в этих местах развивалась как функция геодинамической системы Прикаспийской синеклизы и отражает возникающие в ее окраинных областях напряжения, как через образовавшиеся структуры (сбросы и, реже, взбросы в фундаменте и флексуры в чехле), так и отчасти напрямую через напряжения в горных породах.

Предуральский краевой прогиб связан с опусканием края ВЕП под складчатые структуры Урала. Он возник как реакция плиты на герцинский орогенез, но реактивировался и позже, вплоть до неотектонического этапа, о чем свидетельствуют приуроченные к нему долины современных рек. Прогиб выполнен комплексом отложений от палеозоя до кайнозоя включительно, мощность которых в основном увеличивается в восточном направлении. Соленакпление в прогибе происходило в нижней перми преимущественно в кунгурское время, когда накопились значительные толщи соли. Диапиризм начал активно развиваться в верхней перми-триасе и, как и в последующее время, находился под большим влиянием тектонического развития Урала. В плане соляные поднятия образуют по большей части протяженные, сравнительно прямолинейные соляные валы преимущественно субмеридионального, параллельного Уралу, простирания. В разрезе такие соляные структуры связаны с надвигами, возникшими под давлением Урала, и перемещающими породы с востока на запад, и часто повторяют в плане их контуры. Соляные валы иных, секущих прогиб простираний, также связаны с подстилающие соль структурами и имеют подчиненное распространение

[Жарков, 1974; Конищев, 1984; Милановский, 1987]. Отмечено и существование и соляных поднятий, не связанных напрямую с надвиговыми структурами, но имеющих Уральское простирание [Светлакова, 2009].

Все вышесказанное свидетельствует о том, что соляная тектоника в этих местах развивалась в контексте развития геодинамической системы Урал-Предуральский прогиб и через деформационные структуры чехла или без них отражает напряженное состояние геологической среды прогиба, возникшее за счет давления Уральского сооружения в сторону ВЕП.

Таким образом, в юго-восточном углу ВЕП, в том месте где Предуральский прогиб открывается в Прикаспийскую впадину, над Соль-Илецким погребенным выступом фундамента, образовалось место, где встречаются две разнородные, но одновременно развивавшиеся геодинамические системы — связанная с активизацией горизонтальной подвижности Урала на его западной границе, и связанная с тектоническими процессами опускания в Прикаспийской впадине; эти системы тоже имеют некоторую горизонтальную, видимо изменчивую, компоненту напряженного состояния на своей окраине. Представляет интерес проследить, как происходит взаимодействие этих геосистем, используя такой чуткий к напряжениям среды индикатор, как соляные поднятия.

Для этого более подробно рассмотрим расположение в плане соляных структур в месте встречи зон динамического влияния двух этих систем, выбрав в виде основы [Петрищев, 2010] (рис. 2), где рисунок расположения валов разумно генерализован. Анализируя положение вытянутых соляных структур в плане, можно отметить, что изложенные выше закономерности в общих чертах подтверждаются. На схеме четко выделяются субмеридионально ориентированные валы уральского простирания, и субширотные (в данном месте запад-северо-западные) — прикаспийского. Отклонения простираний соляных структур, (особенно уральского направления), расположенных несколько в стороне от места встречи двух систем соляных валов, могут иметь разные причины и, возможно, они связаны с изменчивой структурой подстилающих пород, которая инициировала диапиризм. Рисунок же валов в месте их встречи, скорее всего, отражает характер взаимодействия геосистем. Так, можно заметить, что на стыке протяженных валов и цепочек валов, принадлежащих разным системам, происходит загибание их окончаний навстречу друг другу, и они как бы стремятся образовать единую структуру (рис. 2, I в кружках). В этих же местах наблюдается и иная форма валов, когда в одном куполе присутствуют и субширотное и субмеридиональное направления и образуется крестообразная или «Т» — образная в плане форма (рис. 2, II в кружках). Такие примеры характерны для области преимущественно ураль-

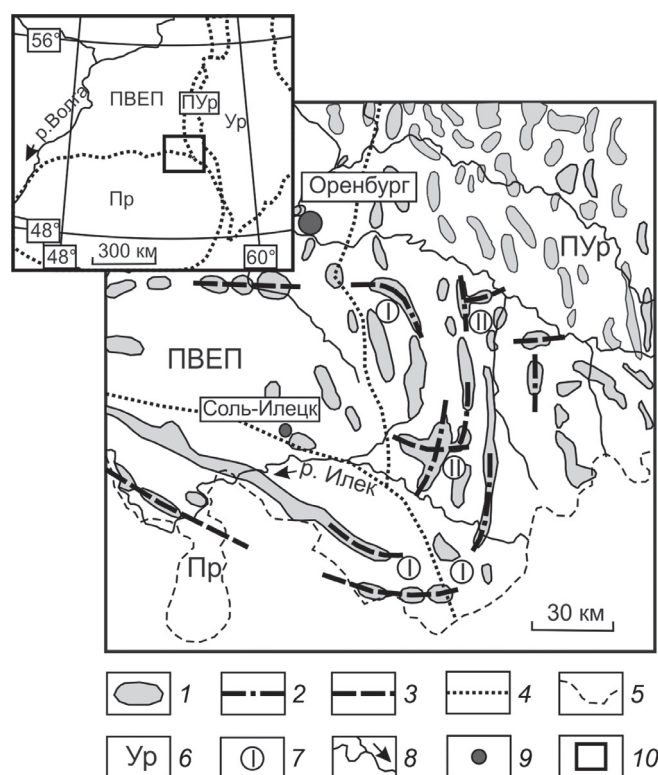


Рис. 2. Характер суперпозиции геодинамических систем в Южном Приуралье. 1 — соляные поднятия; оси вытянутых соляных поднятий, подвергающихся суперпозиции геосистем: 2 — уральского направления; 3 — прикаспийского направления; 4 — границы тектонических зон; 5 — государственная граница РФ с Казахстаном; 6 — названия тектонических зон; 7 — типы суперпозиции (пояснения в тексте); 8 — реки; 9 — города; 10 — положение исследуемого района на обзорной схеме. Римскими цифрами в кружках обозначены оси соляных поднятий и цепочек поднятий, относящихся к разным геодинамическим системам

ских простираний. Учитывая отмеченные закономерности, можно констатировать, что взаимодействие (суперпозиция) Уральской и Прикаспийской геосистем в исследуемом районе имеет три особенности проявления. Первая — образование обобщенных погребенных морфоструктур в результирующем поле напряжений, постепенно меняющемся от области влияния одной геосистемы к другой (изгибающиеся валы в местах встречи геосистем). Вторая — наложение (интерференция) воздействий геосистем, когда каждое из воздействий оставляет свой персональный след в общей погребенной соляной морфоструктуре (валы крестообразной формы). Третьей закономерностью, судя по незначительному количеству примеров проявления суперпозиции, является довольно четкое разграничение областей влияния геосистем, при сравнительно небольшом взаимопроникновении.

Припятская впадина. Припятская впадина является крупной структурой ВЕП, расположена на северо-западном продолжении Днепровско-Донецкого авлакогена между Белорусской антеклизой и Украинским щитом. Она вытянута в субширотном

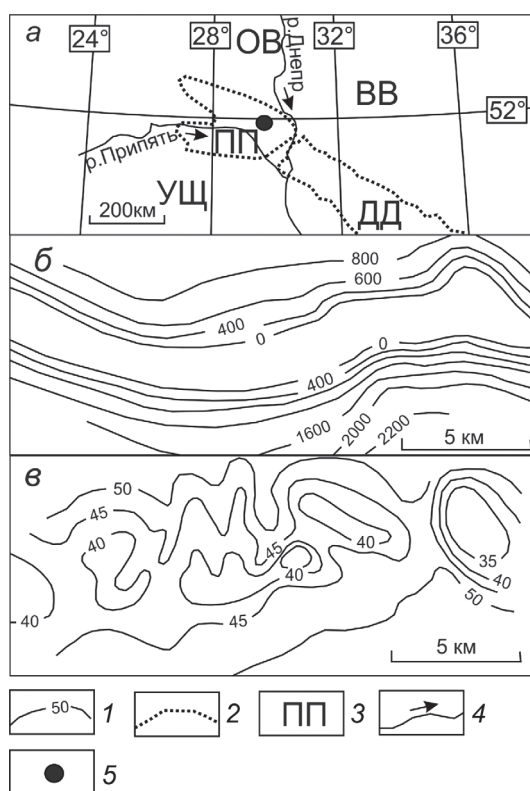


Рис. 3. Характер суперпозиции геодинамических систем в районе Речицкого соляного поднятия в Припятском прогибе: а — схема привязки; б — структура поднятия в каменноугольное время; в — структура поднятия в нижнемеловое время, по [Конищев, 1975]. 1 — изопахиты мощности отложений; 2 — контуры основных депрессий на ВЕП в регионе; 3 — названия крупных структур ВЕП в регионе; 4 — реки; 5 — место расположения Речицкого соляного поднятия в Припятском прогибе (генерализовано)

направлении и имеет максимальные размены примерно 150×300 км и глубину в первые км. Структура поверхности кристаллического основания представлена субширотно ориентированными рядами наклонных ступеней, связанных со сбросами, образовавшимися при региональном субмеридиональном растяжении. Развиваться она начала с верхнего рифея, и в ее чехол входят рифейские, палеозойские и мезо-кайнозойские отложения. Мощные соляные толщи откладывались преимущественно в верхнем девоне. Соляной диапиризм начался после их отложения и был инициирован структурами фундамента. Основными соляными структурами являются валы и брахиантиклинали, по типу принадлежащие преимущественно к криптодиапирам. Простираение соляных структур на большей части прогиба субширотное, в соответствии с простиранием разломов и ступеней основания. Их активный рост продолжался в основном в палеозое — начале мезозоя, потом стал затухать [Конищев, 1975], однако, полное прекращение роста соляных структур далеко не везде имело место. Анализ результатов этого процесса показывает, что он происходил в меняющихся внешних условиях, которые могли иметь несколько причин, накладывающихся друг на друга.

В работе [Конищев, 1975] приведены интересные графические построения, касающиеся этапов развития Речицкого соляного поднятия (рис. 3). В изогипсах приведена структурная схема поверхности девонских (фаменских) соляных толщ, и в изопахитах мощностей — отдельные горизонты пермских, мезозойских и кайнозойских отложений. На схеме кровли солей выделяется слегка изогнутый вал общего субширотного простирания, который соответствует общим особенностям строения Припятского прогиба. Этот вал как цельная структура или как группа локальных вытянутых в общем субширотном направлении мест с уменьшенной над поднятиями мощностью, отчетливо отражается в каменноугольных (рис. 3, б), верхнепермских, верхнеюрских и верхнемеловых отложениях, и менее явно в триасовых и кайнозойских. В отложениях же средней юры и нижнего мела, основным структурным лейтмотивом являются субмеридиональные и диагональные формы поверхности растущего поднятия, наложенные на прослеживающийся лишь в самых общих чертах субширотно вытянутый свод (рис. 3, в).

По всей видимости, в это время рост поднятия происходил одновременно по двум причинам, которые можно считать относящимися к геодинамическим системам. Первая — это всплывания соляного диапира в форме, обусловленной еще в девоне структурами фундамента, и вторая — изменение формы самой верхней части диапира под влиянием внешних напряжений, проявляющихся в это время в земной коре. Интересно отметить, что в соседних с Припятским прогибом районах именно в средней юре произошла тектоническая перестройка, и общий тектонический план среднеюрско-антропогенового структурного комплекса отражает новообразованный элемент, который резко ортогонально наложен на подстилающие структуры [Айзберг и др., 1985]. Суперпозиция геосистем в данном случае реализуется не в результирующем виде сложения векторов, а в сепаратном наложении форм, возникших под воздействием каждой геосистемы в отдельности.

Заключение. Представленный материал показывает, что соляные поднятия, чутко реагирующие на тектонические напряжения и созданные ими развивающиеся структуры, являются не только индикаторами действия отдельных геодинамических систем земной коры, но и наложения (суперпозиции) этих систем. В разобранных примерах механизмами такой суперпозиции являлись образования форм, связанных как с результирующим сложением векторов деформации, так и с наложением (интерференцией) деформационных форм, связанных с каждой геодинамической системой в отдельности.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках Государственных заданий ГИН РАН (Д.С. Зыков, А.В. Полещук, С.Ю. Колодяжный) и ИФЗ РАН (А.О. Агибалов, Е.А. Мануилова).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Климович И.В. Тектоника Оршанской впадины. Минск: Наука и техника, 1985. 112 с.
2. Беленицкая Г.А. Соляная тектоника на окраинах молодых океанов // Геотектоника. 2016. № 3. С. 26–41.
3. Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
4. Зыков Д.С., Полещук А.В. О некоторых результатах взаимодействия геодинамических систем на Восточно-Европейской платформе в новейшее время // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2016. Т. 91, вып. 1. С. 3–14.
5. Зыков Д.С., Полещук А.В., Котова Е.А. и др. Закономерности строения Мозырского соляного криптодиapiра (Гомельская область, Республика Беларусь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 28–34.
6. Зыков Д.С., Полещук А.В., Котова Е.А. и др. Характер трещиноватости в Мозырском соляном поднятии (Гомельская область, Республика Беларусь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 26–32.
7. Конищев В.С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1975. 150 с.
8. Конищев В.С. Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ. Минск: Наука и техника, 1984. 190 с.
9. Косыгин Ю.А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. М.: АН СССР, 1960. 91 с.
10. Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
11. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 1. М.: МГУ, 1987. 416 с.
12. Никонов А.А. Сейсмичность Восточно-Европейской платформы (ВЕП) как отражение геодинамического воздействия на платформу окружающих подвижных поясов // Труды Всеросс. научной конфер. «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей». М.: Перо, 2016. С. 107–111.
13. Петрищев В.П. Солянокупольные морфоструктуры Южного Приуралья // Геоморфология и палеогеография. 2010. № 1. С. 86–94.
14. Светлакова А.Н. Новые сейсмические данные о соляной тектонике // Геологический сборник № 8. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 2009. С. 60–69.
15. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
16. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
17. Davis D.M., Engelder T. Thin-skinned deformation over salt // Dynamical geology of salt and related structures. London: Academic Press Inc., 1987. P. 301–337.
18. Jaritz W. The origin and development of salt structures in North-west Germany // Dynamical Geology of Salt and related structures. London: Academic Press Inc. London, 1987. P. 479–493.
19. Jenyon M.K. Salt tectonics. London: Elsevier applied science publishers, 1986. 189 p.
20. Scheck M., Bayer U., Lewerenz B. Salt redistribution during extension and inversion inferred from 3D backstripping // Tectonophysics. 2003. No. 373. P. 55–73.

Статья поступила в редакцию 29.10.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 551.763.1:550.384(477.9)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-20-24

УНИКАЛЬНАЯ НАХОДКА АММОНИТА *KAMERUNOCERAS* (ACANTHOCERATIDAE, AMMONOIDEA) В ТУРОНЕ (ВЕРХНИЙ МЕЛ) ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Евгений Юрьевич Барабошкин¹✉, Павел Анатольевич Фокин²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; EJBaraboshkin@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-4373-1543>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fokinpav@rambler.ru, <https://orcid.org/0009-0006-4303-3330>

Аннотация. В Юго-Западном Крыму, в разрезе турона оврага Аксу-Дере, к северу от д. Кудрино (бассейн р. Кача), впервые найден туронский аммонит *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turoniense* (d'Orb.). Это первая находка представителей данного рода в России.

Ключевые слова: аммонит, *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turoniense*, верхний мел, турон, биостратиграфия, Юго-Западный Крым

Для цитирования: Барабошкин Е.Ю., Фокин П.А. Уникальная находка аммонита *Kamerunoceras* (Acanthoceratidae, Ammonoidea) в туроне (верхний мел) Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 20–24.

A UNIQUE FIND OF THE AMMONITE *KAMERUNOCERAS* (ACANTHOCERATIDAE, AMMONOIDEA) IN THE TURONIAN (UPPER CRETACEOUS) OF THE SOUTH-WESTERN CRIMEA

Evgeniy Yu. Baraboshkin¹✉, Pavel A. Fokin²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; EJBaraboshkin@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-4373-1543>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fokinpav@rambler.ru, <https://orcid.org/0009-0006-4303-3330>

Abstract. The Turonian ammonite *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turoniense* (d'Orb.) was found for the first time in the South-Western Crimea, in the section of the Aksu-Dere ravine, northward of the Kudrino Village (the Kacha River basin). This is the first discovery of representatives of this genus in Russia.

Keywords: ammonite, *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turoniense*, Upper Cretaceous, Turonian, biostratigraphy, South-Western Crimea

For citation: Baraboshkin E. Yu., Fokin P. A. A unique find of the ammonite *Kamerunoceras* (Acanthoceratidae, Ammonoidea) in the Turonian (Upper Cretaceous) of the South-Western Crimea. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 20–24. (In Russ.).

Введение. Находки аммонитов в туронских отложениях Крыма сравнительно редки, причем подавляющее их большинство происходит из отложений верхнетуронского подъяруса [Найдин и др., 1981; Алексеев, 1989; Аркадьев, Богданова, 1997]. Единственное упоминание о нижнетуронских аммонитах из разрезов междуречья Кача-Бодрак (пачки ?? VIII и/или IX) приводится в [Найдин и др., 1981]: «сем. Collignoniceratinae Wright et Wright (неопределимый отпечаток) и *Prionocyclus*? aff. *neptuni* (Geinitz)». К сожалению, эти находки не изображены и не присутствуют в коллекциях, поэтому составить мнение о них не представляется возможным.

В 2023 г. при проведении студенческой практики, П.А. Фокин нашел крупный фрагмент аммонита *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turoniense* (d'Orb.) в опорном разрезе туронских отложений Юго-Западного Крыма, в овраге Аксу-Дере. Находка сделана в грунтовой дороге, на подъеме из оврага на

водораздел, в пачке IX неравномерно-слоистых известняков с конкрециями кремней, примерно в 35 м выше знаменитого уровня битуминозных сланцев и кровли сеноманского яруса (рис. 1, 2). Это первая находка *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turoniense* (d'Orb.) не только в Юго-Западном Крыму, но и вообще на территории России. Поэтому, даже несмотря на плохую сохранность, она имеет значительную ценность и расширяет наши знания о распространении представителей данного рода.

Палеонтологическое описание. При описании использованы стандартные терминология и замеры раковин, приведенные в [Аркадьев, Богданова, 1997]. Коллекция хранится в Музее Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова (МЗ МГУ), № 149.

Отряд Ammonoidea Zittel, 1884

Подотряд Ammonitina Hyatt, 1889

Надсемейство Acanthoceratoidea de Grossouvre, 1894

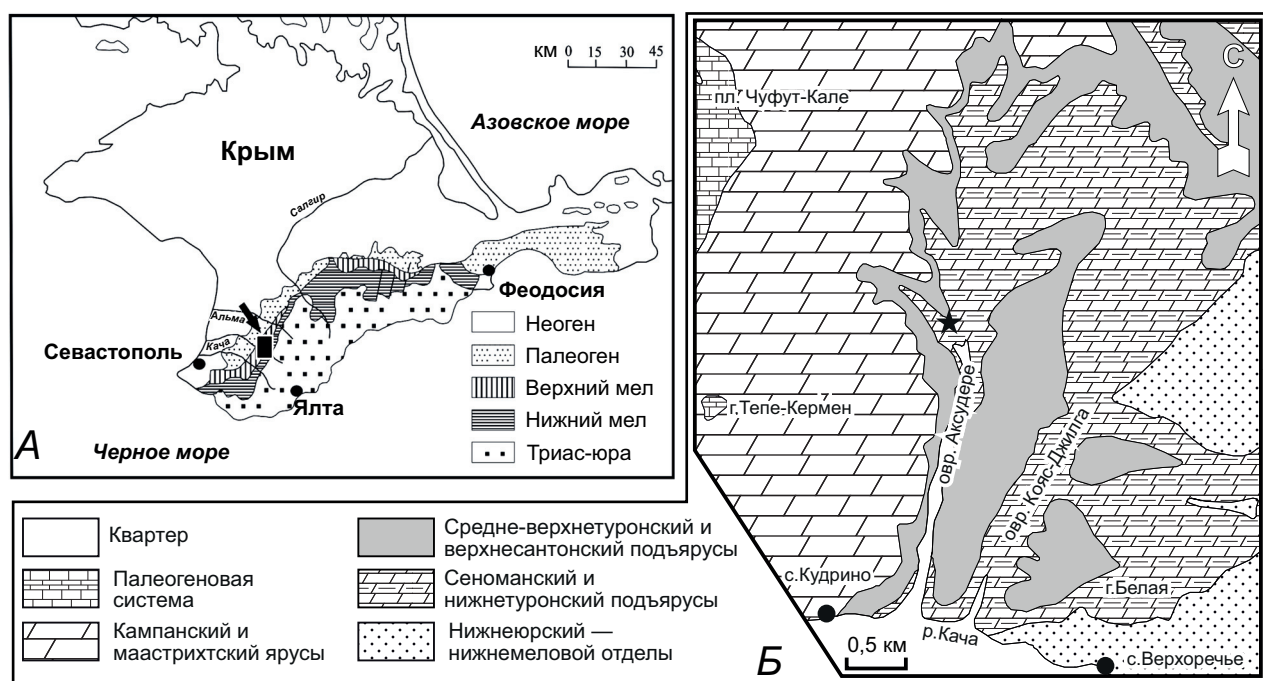


Рис. 1. Место расположения разреза: А — в Крыму (стрелка), Б — в бассейне р. Кача, к северу от с. Кудрино (звездочка)

Семейство Acanthoceratidae de Grossouvre, 1894

Подсемейство Euomphaloceratinae Cooper, 1978

Род *Kamerunoceras* Reyment, 1954

Kamerunoceras sp. ex gr. *turonienne*
(d'Orbigny, 1850)

Рис. 3 А, Б.

Описание. Образец представлен примерно четвертью крупного оборота, относящегося к жилой камере. Образец сильно сплюснут параллельно плоскости симметрии и частично замещен белым и светло-серым кремнем. Раковина полуэволютная, ее диаметр составлял около 130 мм. Замеренная между ребрами высота оборота составляет 50 мм. Форму поперечного сечения установить затруднительно. Вероятно, оно ближе к прямоугольному или квадратному (рис. 3, Б). Ребра слегка загибаются назад, грубые, одиночные. Они едва заметно начинаются от умбиликального шва и орнаментированы приумбиликальным бугорком или удлиненным, уплощенным с боков вздутием. В средней части боков ребра заметно ослабевают, а при переходе к вентральной стороне возникает удлиненное вздутие, завершающееся на вентральном перегибе слегка уплощенным внутренним вентролатеральным бугорком. Еще один бугорок (внешний вентролатеральный), высокий и заостренный, расположен рядом с предыдущим, но уже на вентральной стороне (рис. 3, Б). Вентральная сторона практически не видна, поэтому говорить о наличии кия затруднительно, но в любом случае он почти не выражен. На четверти оборота насчитывается 7 ребер.

Сравнение. Найденный экземпляр близок к представителям различных туронских родов аммо-

нитов, относящимся к разным семействам. Он напоминает крупные обороты некоторых *Collignonicer* Breistroffer, 1947 и *Prionocyclus* Meek, 1876 семейства Collignoniceratidae Wright et Wright, 1951, однако последние имеют хорошо развитый киль и часто дополнительные более тонкие боковые ребра на внешних оборотах. Из *Prionocyclus* наиболее близка к нашему образцу груборебристая форма *Prionocyclus germari* (Reuss), однако этот вид встречается в верхнем туроне [Kennedy et al., 2001].

Среди раннетуронских представителей подсемейства Euomphaloceratinae Cooper, 1978 наиболее близки к нашему образцу два рода: *Pseudaspidoceras* Hyatt, 1903 и *Kamerunoceras* Reyment, 1954. У *Pseudaspidoceras* на крупных оборотах ребра, за редким исключением, сглаживаются, либо присутствуют более тонкие второстепенные ребра, иногда петлевидные. Из наиболее груборебристых форм, у которых дополнительные ребра отсутствуют, можно назвать *Pseudaspidoceras paganum* Reyment и *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (Chof.), однако у того и другого внешние вентролатеральные бугорки низкие или вообще отсутствуют. И только у *Kamerunoceras* характер вентролатеральных бугорков наиболее близок к нашему образцу. Среди представителей данного рода наиболее похожим на наш экземпляр является *Kamerunoceras turoniense* (d'Orb.) — зональная форма, начинающая среднетуронскую последовательность. Близкой формой является также *Kamerunoceras jacobsoni* Reyment, но он имеет равновеликие вентролатеральные бугорки, чего не наблюдается на нашем образце. На основании вышесказанного мы считаем, что найденный

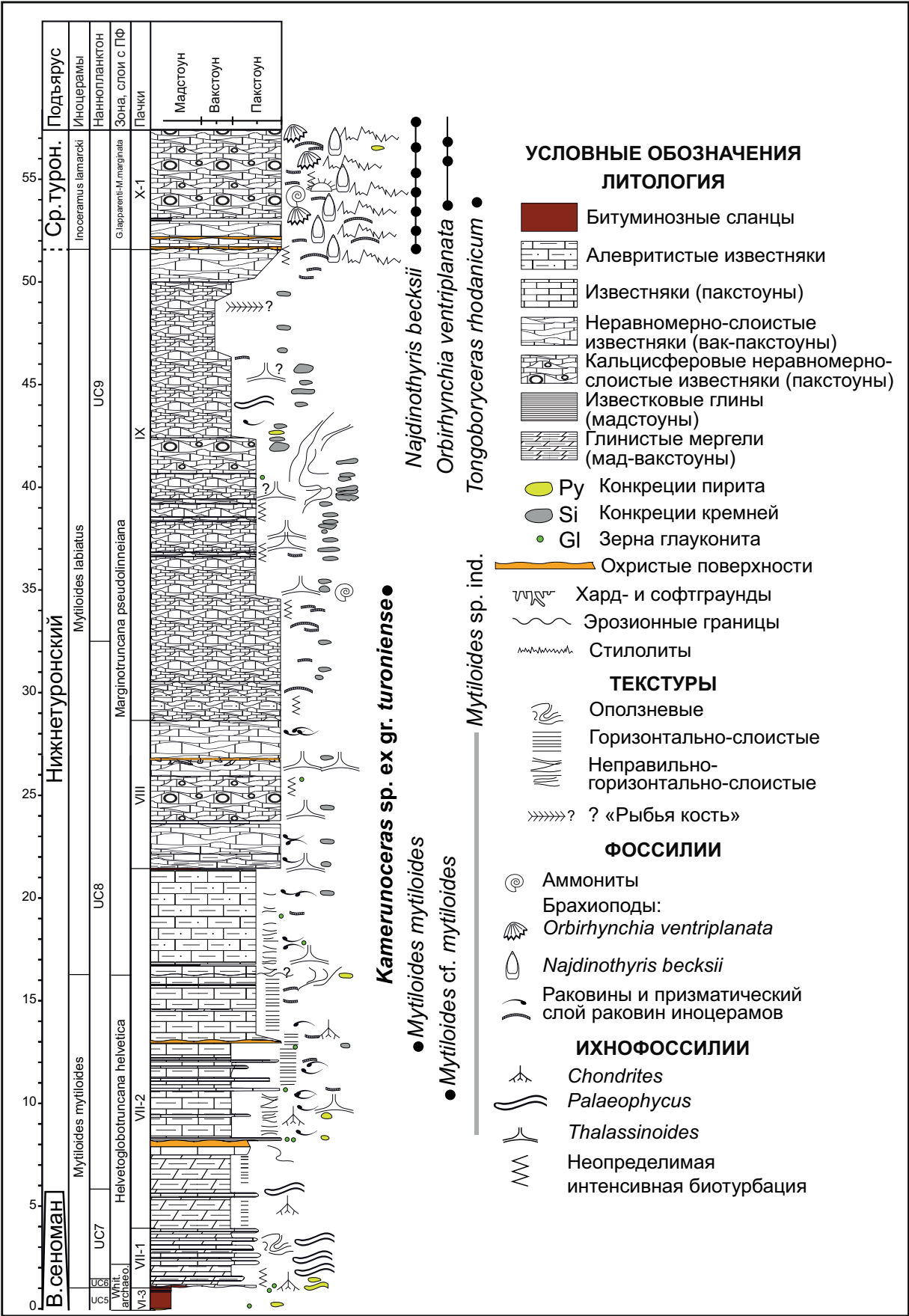


Рис. 2. Строение нижней части разреза нижнего-среднего турона овра. Аксу-Дере и распространение макрофауны, включая *Kamernoceras sp. ex gr. turoniense* (d'Orb.) (наши данные). Границы зон иноцерамов и планктонных фораминифер по данным [Алексеев, 1989; Кораевич, Walaszczuk, 1990; Кораевич, Валашик, 1993], нанноплактона — по [Щербинина, Гаврилов, 2016]

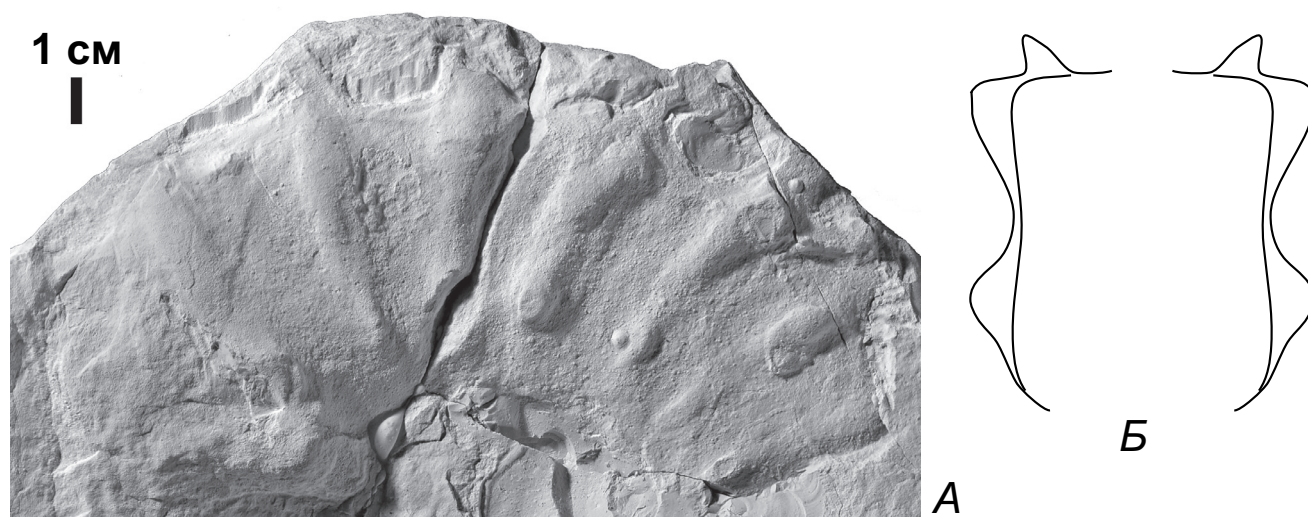


Рис. 3. *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turoniense* (d'Orb.), экз. № 149/7: А — сбоку, Б — реконструированное сечение раковины, проходящее через главные ребра; нижний турон, пачка IX, овраг Аксу-Дере, Бахчисарайский район, Республика Крым. Сборы П.А. Фокина, 2023. Образец покрыт хлористым аммонием. Фото Е.Ю. Барабошкина

аммонит наиболее верно определять как *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turoniense* (d'Orbigny, 1850).

Подробное описание вида *Kamerunoceras turoniense* (d'Orb.), изображение лектотипа, и обсуждение проблем, связанных с его выбором, приведено в работе [Kennedy, Wright, 1979]. В ней дан список синонимии, а дополненную синонимику к данному виду можно найти в работах [Ayoub-Hannaa, Fürsich, 2012; Kennedy, Gale, 2020].

Распространение. Верхняя часть нижнего турона — нижняя часть среднего турона Англии, Франции, Испании, Португалии, Марокко, Алжира, Туниса, Ливана, Египта, Израиля, Нигерии, Камеруна, Мадагаскара, Мексики, Техаса и Нью-Мексико США, Бразилии, Колумбии, Венесуэлы, Таджикистана (?) и Крыма (рис. 4).

Материал. Один экземпляр МЗ МГУ № 149/7.

Обсуждение. В соответствии с решениями коллоквиума по туронскому ярусу, была принята рекомендация о трехчленном делении турона [Robaszynski, 1983; Bengtson, 1996], в том числе и в Общей шкале меловой системы [Олферьев, Алексеев, 2002]. Границу нижнего и среднего турона

на предложено проводить по первому появлению аммонита *Collignonicerias woollgari* (Mantell) в разрезе Рок Кэньон, в районе Пуэбло, Колорадо, который рассматривается как лимитотип (GSSP) этой границы [Bengtson, 1996]. Данный уровень почти совпадает с появлением *Kamerunoceras turoniense* (d'Orb.), который, хотя и встречается в верхней части нижнего турона [Kennedy et al., 2015], был избран в качестве вида-индекса одноименной подзоны зоны *Collignonicerias woollgari* для юга Европы [Amedro et al., 2020], а также в Общей шкале верхнего мела России [Олферьев, Алексеев, 2002].

Долгое время туронские отложения Юго-Западного Крыма разделялись на два подъяруса [Найдин, Алексеев, Копачевич, 1981; Алексеев, 1989]. Позже на основе микрофауны и иноцерамов обсуждалась возможность трехчленного деления турона в разрезе Аксу-Дере [Кораевич, Walaszczuk, 1990; Копачевич, Валашик, 1993]. Подошва среднего турона была условно проведена по нижней границе пачки X и зоны *Inoceramus lamarcki*, примерно в 18 м выше горизонта черных сланцев. В 2016 г. граница нижнего и среднего турона в разрезе Аксу-Дере была наме-

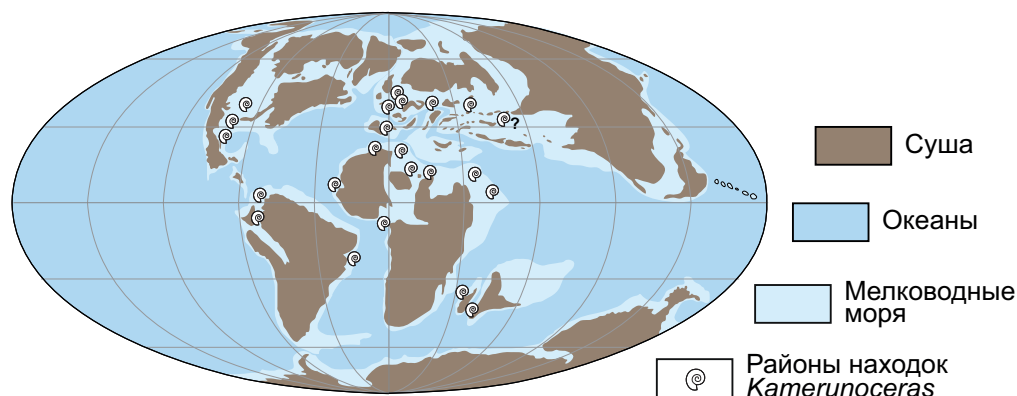


Рис. 4. Схема географического распространения *Kamerunoceras turoniense* (d'Orb.) на палеогеографической основе (по R. Blakey, с изменениями)

чена на основании нанопланктона примерно в 5 м выше горизонта битуминозных сланцев [Щербинина, Гаврилов, 2016, рис. 2]. При этом была отмечена проблематичность обоснования этой границы [Щербинина, Гаврилов, 2016, с. 294]. Согласно нашему измерению мощности разреза, подошва пачки X (в понимании [Алексеев, 1989]), а, следовательно, и подошва зоны *Inoceramus lamarcki*, расположена примерно в 50 м выше горизонта черных сланцев и в 15 м выше уровня находки аммонита (рис. 2). Если наши замеры достаточно точны, а сведения о распространении *Inoceramus lamarcki* (Park.) верны, то находка *Kamerunoceras* sp. ex gr. *turonienne* (d'Orb.) относится скорее к верхней части нижнего турона, чем к основанию среднего турона. Очевидно, что в дальнейшем этот вопрос требует уточнения на основе изучения микрофауны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Ред. О.А. Мазарович, В.С. Милеев. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–157.
2. Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма / Ред. В.В. Аркадьев, Т.Н. Богданова. СПб.: Пангея, 1997. 357 с.
3. Копеевич Л.Ф., Валацки И. Расчленение турон-коньякских отложений разреза Аксудере по иноцерамам и фораминиферам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 5. С. 70–82.
4. Найдин Д.П., Алексеев А.С., Копеевич Л.Ф. Фауна туронских отложений междуречья Качи и Бодрака (Крым) и граница сеноман-турон // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода / Ред. Найдин Д.П., Красилов В.А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 22–40.
5. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 3. С. 66–80.
6. Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О. Зональное расчленение сеноманских-сантонских отложений Юго-Западного Крыма по нанопланктону // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. науч. трудов. Симферополь: Черно-морпресс. 2016. С. 292–294.
7. Amedeo F., Robaszynski F., Chatelier H., et al. Des nouveautes sur les tuffeaux du Turonien moyen et sur leurs faunes d'ammonites en Touraine Meridionale new data on Middle Turonian tuffeaux of southern touraine and on their ammonites faunas // Bul. Inf. Geol. Bass. Paris. 2020. Vol. 57, № 2. P. 3–33.
8. Ayoub-Hannaa W., Fürsich F.T. Cenomanian-Turonian ammonites from eastern Sinai, Egypt, and their biostratigraphic significance // Beringeria. 2012. Vol. 42. P. 57–92.
9. Bengtson P. (Compiler). The Turonian Stage and Substage boundaries // Bul. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique. Sci. de la Terre. 1996. Vol. 66. P. 69–79.
10. Du Vivier A.D.C., Jacobson A.D., Lehn G.O., et al. Ca isotope stratigraphy across the Cenomanian-Turonian OAE 2: links between volcanism, seawater geochemistry, and the carbonate fractionation factor // Earth and Planetary Science Letters. 2015. Vol. 416. P. 121–131.
11. Kennedy W.J., Bilotte M., Melchior P. Turonian ammonite faunas from the southern Corbières, Aude, France // Acta Geol. Polon. 2015. Vol. 65, No. 4. P. 437–494.
12. Kennedy W.J., Cobban W.A., Landman N.H. A revision of the Turonian members of the ammonite subfamily Collignoniceratinae from the United States Western Interior and Gulf Coast // Bull. American Mus. Nat. Hist. 2001. Vol. 267. 148 p.
13. Kennedy W.J., Gale A.S. 2020. The ammonite *Kamerunoceras* Reymont, 1954 from the Lower Turonian (Upper Cretaceous) of Goulmima, south-eastern Morocco // N. Jahrb. Geol. Paläont. Abhand. 2020. Bd. 298. Hf. 2. P. 197–202.
14. Kennedy W.J., Wright C.W. 1979. On *Kamerunoceras* Reymont, 1954 (Cretaceous Ammonoidea) // Journ. Paleont. 1979. Vol. 53, No. 5. P. 1165–1178.
15. Kopaevich L.F., Walaszczyk I. An integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in South-Western Crimea, Soviet Union // Acta Geol. Polon. 1990. Vol. 40, № 1–2. P. 83–95.
16. Robaszynski F. (Compiler). Conclusions au Colloque sur le Turonien. Echeilles biostratigraphiques integrees // Mem. Mus. nationale Hist. Nat. Paris, Ser. C. Sci. de la Terre, 1983. Vol. 49. P. 209–230.

Статья поступила в редакцию 07.11.2023,
одобрена после рецензирования 19.12.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 551.83

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-25-37

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ЭВЕНКИЙСКОЙ СВИТЫ В ДОЛИНЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ПОДКАМЕННАЯ ТУНГУСКА, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Софья Ивановна Меренкова^{1✉}, Алексей Юрьевич Пузик²,
Игорь Викторович Афонин³, Алексей Анатольевич Медведков⁴,
Евгения Сергеевна Рабцевич⁵, Руслан Рустемович Габдуллин⁶,
Владимир Владимирович Пугач⁷

¹ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; koshelevasof@mail.ru ✉,
<https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>

² Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия;
Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия;
alex.puzik@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7148-7344>

³ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия; heaven05@list.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-5942-6688>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт географии РАН, Москва, Россия;
a-medvedkov@bk.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7242-7172>

⁵ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия; evgenia882-a@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-9275-4453>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии
имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; Gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

⁷ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; vova5011999@mail.ru,
<https://orcid.org/0009-0002-7535-528X>

Аннотация. Разрез эвенкийской свиты Сибирской платформы изучен на правом берегу р. Подкаменная Тунгуска близ поселка Суломай (Эвенкийский муниципальный район Красноярского края). Описаны структурные и текстурные особенности слагающих пород. Выполнено определение главных петрогенных окислов и на их основе рассчитан нормативный минеральный состав. Увеличение терригенной составляющей в породах фиксирует периоды усиления эрозии в области источника сноса — Енисейского кряжа. Рост доли полевых шпатов в породах срединной части разреза свидетельствует об интенсификации физического выветривания, происходившего в аридных условиях. Рассмотрены основные взгляды на формирование эвенкийской свиты, а также сходных — современных и древних — приливно-отливных и себховых фаций. Предполагается, что изученные фации эвенкийской свиты сформировались преимущественно в обстановках верхней литорали и отчасти нижней супралиторали, которые сменяли друг друга в результате эвстатических колебаний в бассейне. Разработана новая концептуальная модель формирования эвенкийской свиты на Сибирской платформе.

Ключевые слова: палеоклимат, кембрий, себха, Сибирская платформа

Для цитирования: Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Афонин И.В., Медведков А.А., Рабцевич Е.С., Габдуллин Р.Р., Пугач В.В. Условия формирования пород эвенкийской свиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска, Сибирская платформа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 25–37.

THE FORMATION CONDITIONS OF THE EVENKI FORMATION IN THE LOWER REACHES OF THE PODKAMENNAYA TUNGUSKA RIVER, SIBERIAN PLATFORM

Sofya I. Merenkova^{1✉}, Aleksey Yu. Puzik², Igor V. Afonin³, Aleksey A. Medvedkov⁴,
Evgeniya S. Rabtsevich⁵, Ruslan R. Gabdullin⁶, Vladimir V. Pugach⁷

¹ Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru ✉

² Perm State National Research University, Perm, Russia; National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia;
alex.puzik@mail.ru

³ National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; heaven05@list.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University; Institute of Geography RAS, Moscow, Russia; a-medvedkov@bk.ru

⁵ National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; evgenia882-a@mail.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS;
Gabdullin@fgp.msu.ru

⁷ Perm State National Research University, Perm, Russia; vova5011999@mail.ru

Abstract. The Evenki Formation of the Siberian Platform is studied on the right bank of the Podkamennaya Tunguska River near the settlement of Sulomay (Evenki municipal district of Krasnoyarsk region). The structures and

textures of composing sediments is described. The main petrogenic oxides are identified and the normative mineral composition is calculated following this identification. The increase of terrigenous components in the strata indicates periods of enhanced erosion in the provenance area, which is the Yenisei Ridge. In turn, the increased contribution of feldspars in the middle part of the section shows intensification of physical weathering in arid conditions. The principal hypotheses on the origin of the Evenki Formation as well as of other recent and ancient tidal flat and sabkha facies are outlined. We suggest that the facies of the Evenki Formation under study have been accumulated mostly under intertidal and, possibly in part, under lower supratidal conditions, which alternated depending on eustatic fluctuations in the basin. A conceptual model of the genesis of the Evenki Formation on the Siberian Platform is developed.

Keywords: paleoclimate, Cambrian, sabkha, Siberian Platform

For citation: Merenkova S.I., Puzik A.Yu., Afonin I.V., Medvedkov A.A., Rabtsevich E.S., Gabdullin R.R., Pugach V.V. The Formation Conditions of the Evenki Formation in the Lower Reaches of the Podkamennaya Tunguska River. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 25–37. (In Russ.).

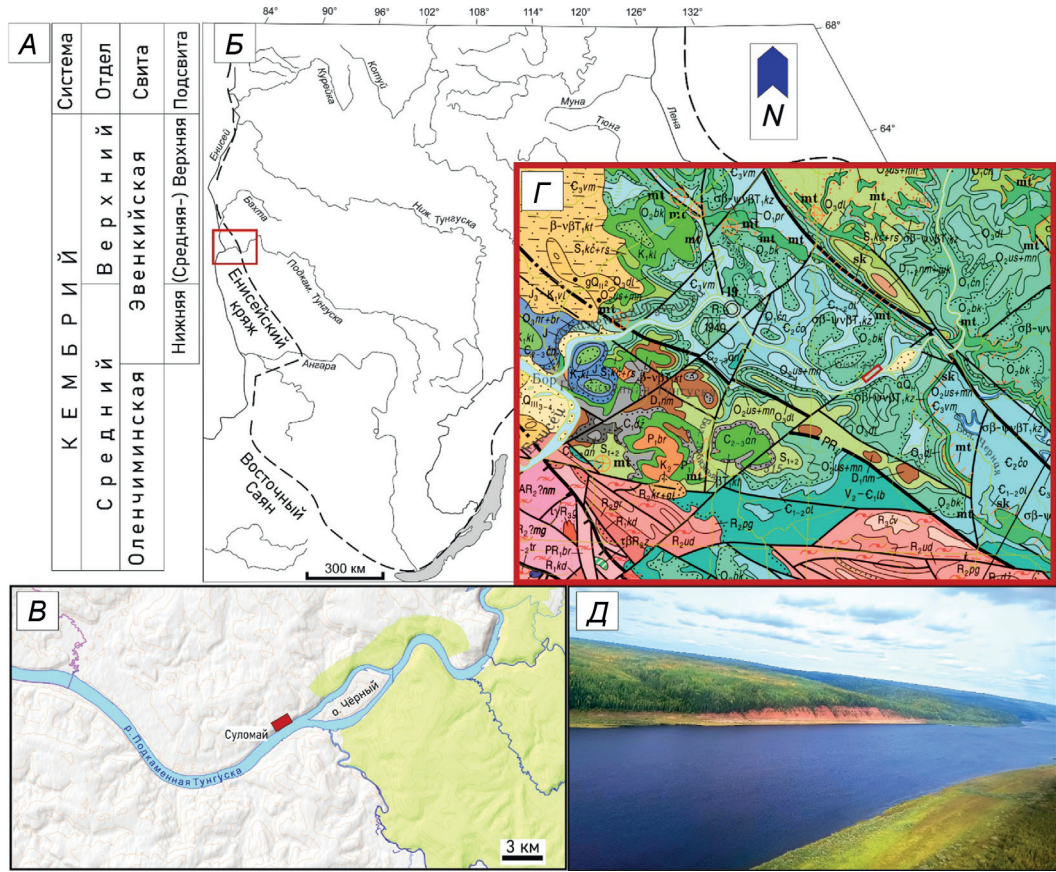
Введение. Реконструкции условий формирования отложений лагун, себх, приливных отмелей и других переходных зон между сушей и морским бассейном, представляют собой одну из самых сложных проблем в исследовании палеозойских и более ранних отложений. Несмотря на активное изучение терригенно-карбонатных и карбонатно-соленосных отложений внутренних районов Сибирской платформы, формировавшихся в прибрежно-мелководных и субаэральных условиях (например, [Кузнецов и др., 2000; Бурова и др., 2017; Кузнецов, Журавлева, 2019; Плюснин, 2019; Мотова и др., 2021]), эти разрезы все еще остаются недостаточно изученными из-за трудностей как с датировкой этих отложений, так и из-за большого своеобразия фаций, не имеющих явных современных аналогов. Данное исследование призвано выявить особенности среднекембрийским отложениям внутренних районов Сибирской платформы, сформировавшимся в субаквальных и субаэральных обстановках.

Краткая геологическая характеристика и материалы исследования. Эвенкийская свита (E_{2-3}^{ev}) выделяется в пределах Иркутско-Байkitской, Ботуобинско-Сюджерской, Туруханской областей [Сухов и др., 2021]. Эвенкийская свита (серия) подразделяется [Конторович и др., 2021] либо на три подсвиты (нижняя, средняя, верхняя) [Кириченко, 1950], либо на отдельные свиты (оленчминская, черноостровская и вельминская) [Качевский и др., 1998]. Оленчминская свита, отвечающая уровню наманского горизонта тойонского яруса — зеледеевского горизонта амгинского яруса [Розанов, Репина, 1992], выведена из состава эвенкийской серии [Решения..., 1989]. В Байkitской зоне эвенкийская свита подразделяется на две подсвиты [Мельников, 2018; Конторович и др., 2021] (либо черноостровская и вельминская свиты в составе эвенкийской серии [Государственная..., 2010]) и согласно залегает на породах оленчминской свиты. Общая мощность эвенкийской свиты (серии) 400–640 м [Розанов, Репина, 1992], в Байkitско-Катангском районе 470–510 м [Мельников, 2018]. Суммарная мощность черноостровской свиты (отвечающей нижней подсвите эвенкийской серии), вскрытой в скважине ВТ-1 составляет 245,1 м [Васильев, 1990; Государственная..., 2010], в параметрической скважине По-

лигуская-1 — 266 м [Зощенко, 1979; Государственная..., 2010]. Общая мощность вельминской свиты, соответствующей (средне-) верхнеэвенкийской подсвите, в скважине ВТ-1 составляет 188 м [Васильев, 1990; Государственная..., 2010], в параметрической скважине Полигуская-1 — 237 м [Зощенко, 1979; Государственная..., 2010]. Возраст эвенкийской свиты устанавливается по ее положению относительно фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия и нижнего ордовика, а также на основании находок трилобитов. Это *Kuraspis obscura* N. Tchern. (в 120–106 м ниже кровли), *Pesaiella pol-yarica* (Ros.) (105–98 м от кровли), *Factura premiera* Ros., *F. infida* Laz., *Kuraspis* aff. *similis* N. Tchern. (в 97–65 м от кровли) по [Розанов, Репина, 1992], что соответствует майскому ярусу среднего кембрия — аксайскому ярусу верхнего кембрия. В низах среднеэвенкийской подсвиты по р. Камо найдены *Kuraspis obscura* N. Tchern., *K. ci. similis* N. Tchern., *Pseudokuraspis* Pokrovskaja [Ковригина, 1981]. На правом берегу р. Вельмо, в 0,7 км ниже о-ва Тобольских, и по р. Подкаменной Тунгуске, в 5 км ниже устья р. Вельмо, в верхнеэвенкийской подсвите собраны трилобиты *Wilbernia* sp., *Pesaiella* sp., *Balaganella* sp., *Cederinella* sp., что позволило исследователям [Фомин, 1967; Ковригина, 1981] датировать вмещающие отложения как верхнекембрийские. В нижнеэвенкийской подсвите фауна не обнаружена.

Далее приводится краткое описание подсвит эвенкийской свиты по [Мельников, 2018]. Нижняя подсвита (220–325 м) сложена в основании пачкой однообразных красных, реже зеленых, алевритистых доломитовых мергелей. Мергели часто соленосные, песчанистые, с многочисленными слоями серых глинистых доломитов и известняков. Вышележащая пачка имеет более терригенный состав: преобладают доломитистые аргиллиты, алевролиты, мергели, песчаники. Верхняя подсвита по составу более карбонатная (190–205 м) и представлена красноцветными доломитами, доломитовыми мергелями, алевролитами. Мергели вишнево-бурые, пятнами зеленые, алевритовые и песчано-алевритовые, с прослоями аргиллитов, прожилками розового образуют тонкие (1–2 м) слои среди мергелей. Нижняя подсвита эвенкийской свиты отнесена к майскому ярусу среднего кембрия, а верхняя (и средняя) —

Рис. 1. Положение исследуемого разреза эвенкийской свиты. А — стратиграфическое; Б, В — в региональном плане (пунктирная линия — граница Сибирской платформы); Г — на геологической карте [Государственная..., 2010] (нижнеэвенкийской подсвите соответствует обозначение $E_2\delta o$, верхнеэвенкийской — E_3vm); Д — общий вид. Красным прямоугольником обозначено положение разреза на юго-западной периферии Среднесибирского плоскогорья, к северу от Енисейского кряжа



к верхнему кембрию [Мельников, 2018; Сухов и др., 2021] (рис. 1, А).

Разрез эвенкийской свиты изучен на правом берегу р. Подкаменная Тунгуска близ поселка Суломай (Эвенкийский муниципальный район Красноярского края) и соответствует нижнеэвенкийской подсвите. На [Государственная..., 2010] эти отложения выделены отдельно в черноостровскую свиту эвенкийской серии (рис. 1). Из-за интенсивного разрушения разреза в результате деятельности оползневых и микро-селевых процессов, конкретные отложения изучались на пяти участках, где можно было провести расчистку. Расстояние (вдоль русла) между участками 1 и 2 составляет 92,5 м, 2 и 3 — 150 м, 3 и 4 — 25 м, 4 и 5 — 15 м.

Методы. Атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (АЭС-ИСП) выполнена с применением оптико-эмиссионного спектрометра iCAP 7400 Duo (Thermo Fisher Scientific, США) по методике СТО ТГУ 173-2023 (ФР.1.31.2023.46482) Методика измерений массовых долей окислов натрия, магния, алюминия, кремния, фосфора, калия, кальция, титана, марганца и железа в горных породах атомно-эмиссионным методом с индуктивно-связанной плазмой. На основе результатов выполнен расчет нормативного минерального состава с применением программы MINLITH [Розен и др., 2000, Rosen et al., 2004]. Ошибка вычислений по программе MINLITH для большинства случаев находится в пределах 5–15 отн.%, и только при содержаниях минерала менее 5 масс.%, она достигает

60–70 отн.% [Розен, Аббясов, 2003]. По этой причине в текущем исследовании приводятся данные по наиболее значимым в процентном отношении содержаниям минералов.

Результаты. Характеристика разреза. Изученный разрез эвенкийской свиты начинается от уреза воды и представлен снизу-вверх:

1. Доломиты серо-зеленые, плотные, мелкозернистые, тонкоплитчатые. В нижней части преимущественно неяснослоистые, сгустко-комковатые, переходящие в тонкослоистые, иногда с розовыми прослоями, и, далее по горизонтали, в строматолитовые. В отдельных прослоях кальцит выполняет трещины. Слои выдержаны, хорошо прослеживаются на расстояние более 100 м, залегают субгоризонтально (угол падения 6°). Мощность 1,5 м.

Выше перерыв в обнажении (7 м). Плохо стратифицированные, возможно, переотложенные в результате оползания склона, алевролиты, перекрытые перенесенным рекой щебнем и валунным материалом, уплотненным льдом.

2. Алевролиты доломитовые (смешанные алевролит-глинисто-доломитовые породы) красно-бурые, с зелеными пятнами, реже зеленые, тонкоплитчатые (в сухом состоянии), иногда рыхлые и комковатые. На поверхностях напластования иногда отмечают пластинки слюд. Чередуются с маломощными (1–5 см) прослоями аргиллитов красно-бурых. Алевролиты и аргиллиты переслаиваются с прослоями доломитов алевро-глинистых (терригенная примесь до 35%), серо-зеленых и зеленых с оранжевыми

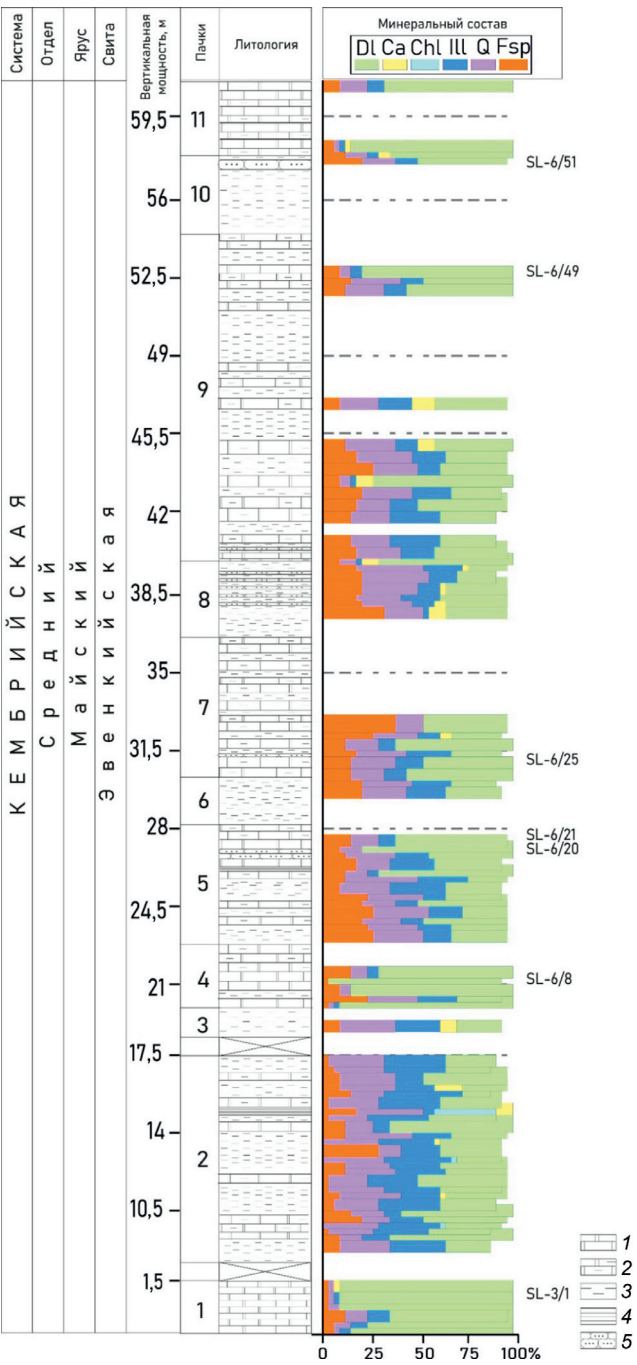


Рис. 2. Разрез эвенкийской свиты на р. Подкаменная Тунгуска. Литология: 1 — доломиты, 2 — доломиты алевро-глинистые, 3 — алевролиты доломитовые, 4 — аргиллиты, 5 — песчаники. Минеральный состав: Q — кварц, минералы кремнезема, Fsp — полевые шпаты, Ill — гидрослюда (иллит) и слюды, Chl — хлорит, Ca — кальцит, Dl — доломит. Буквенное обозначение (SL-3/1) — образцы, представленные на рис. 3

пятнами мелкозернистых, микрослоистых, иногда микропористых. В отдельных прослоях кальцит выполняет трещины. Мощность 8,6 м.

Выше перерыв в обнажении — осыпь (2 м).

3. Алевролиты доломитовые красно-бурые, рыхлые и комковатые, аналогичные вышеописанным. Мощность 1,5 м.

4. Доломиты зеленые, аналогичные описанным в (1), чередующиеся с доломитами алевро-глинисты-

ми, аналогичными вышеописанным (2), с прослоями алевролитов, аналогичных (2) и (3). Мощность 3,15 м.

5. Переслаивающиеся алевролиты доломитовые зеленые, тонкоплитчатые, аналогичные (2) с линзами и прослоями аргиллитов красно-бурых, и доломиты. Доломиты серо-зеленые, аналогичные (1) и алевро-глинистые, красно-бурые с зелеными пятнами, аналогичные (2). Переход между доломитами с разным содержанием терригенного материала в четкий, различимый в пределах одного слоя. В верхней части пачки — тонко- и мелкозернистый песчаник доломитовый (15 см), красно-бурый, пологоволнистой слоистостью в нижней части слоя и текстурами синседиментационных деформаций в верхней. Мощность 4,7 м.

6. Алевролиты, аналогичные (2). Мощность 2,4 м.

7. Переслаивающиеся алевролиты и доломиты, аналогичные пачке (5), с реликтовыми пустотами выщелачивания ангидрита. Мощность 5,5 м.

8. Алевролиты красно-бурые с зелеными пятнами, тонкоплитчатые, аналогичные вышеописанным, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками доломитовыми. Далее постепенно переходят в доломиты алевро-глинистые. Мощность 4 м.

9. В нижней части пачки прослои, представляющие тонкослоистое чередование доломитов зеленых, алевро-глинистых, мелкозернистых, алевролитов красно-бурых с зелеными пятнами и песчаников доломитовых крупнозернистых, субгоризонтально слоистых. Выше слои доломитов (до 50 см) алевро-глинистых, красно-бурых с зелеными пятнами, пластинками слюд на поверхности напластования. Переходят в алевролиты зелено-серые, аналогичные вышеописанным. Выше залегают прослои доломитов серо-зеленых, с терригенной примесью до 15%, тонкозернистых, неяснослоистых, с редкими порами (менее 0,5 мм), переслаивающиеся с алевролитами. В верхней части пачки — доломиты алевро-глинистые, розово-серые, полосчатые (за счет терригенного материала), с интракластами (2–3 мм), пятнами и линзами аргиллитов, а также прослоями мелкозернистого песчаника известковистого. Мощность 13 м.

10. Алевролиты, аналогичные вышеописанным. В верхней части пачки — слой мелкозернистого песчаника кварц-полевошпатового с прослоем крупнозернистого. Зерна плохо сортированы и разноориентированы. Слоистость — градационная. Мощность 4,5 м.

11. Доломиты алевролитистые, красно-бурые, с редкими серыми пятнами, тонко- и мелкозернистые, неясно- и тонкослоистые. По трещинам развигается кальцит. Мощность 3,5 м.

Общая мощность разреза — 61,4 м. Сводный разрез представлен на рис. 2, структурные и тектонические особенности — рис. 3.

Геохимическая характеристика. Содержание главных петрогенных окислов приведены в табл. 1. Для изученных пород эвенкийской свиты характер-

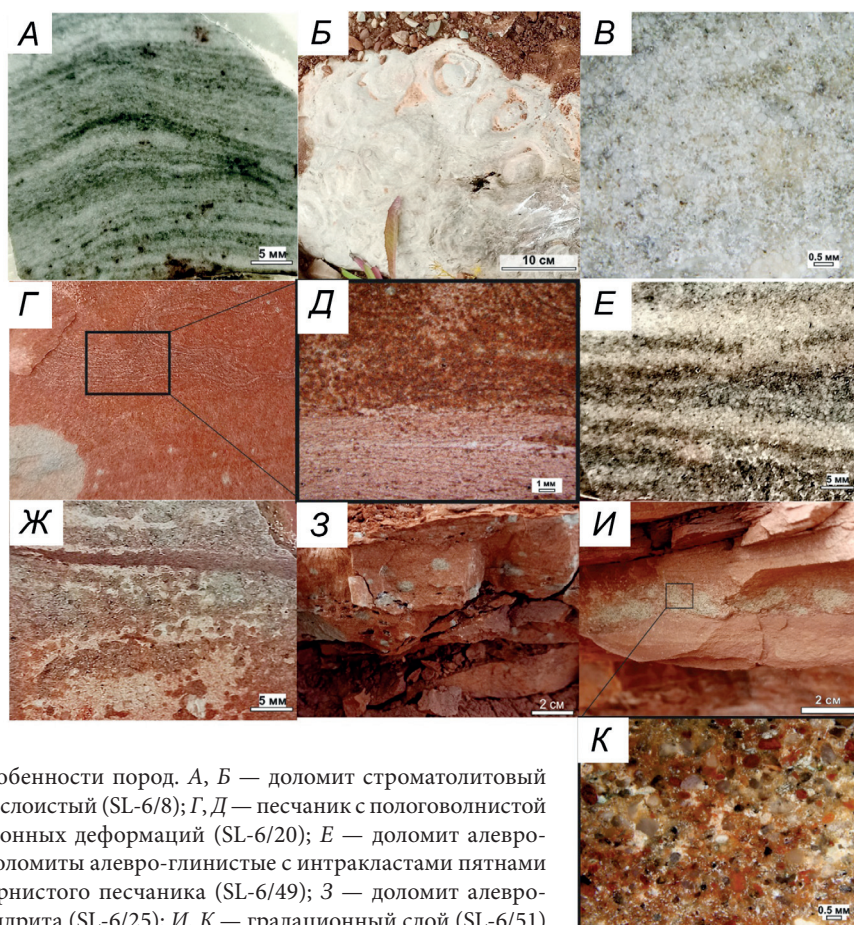


Рис. 3. Макроструктурные и текстурные особенности пород. А, Б — доломит строматолитовый (SL-3/1); В — доломит тонкозернистый, тонкослоистый (SL-6/8); Г, Д — песчаник с пологоволнистой слоистостью и текстурами конседиментационных деформаций (SL-6/20); Е — доломит алевроглинистый, тонкослоистый (SL-6/21); Ж — доломиты алевро-глинистые с интракластами пятнами и линзами аргиллитов, прослоями мелкозернистого песчаника (SL-6/49); З — доломит алевроглинистый с пустотами выщелачивания ангидрита (SL-6/25); И, К — градационный слой (SL-6/51)

ны широкие вариации в содержании приведенных окислов из-за наличия как карбонатных, так и преимущественно терригенных по составу литотипов.

Для доломитов содержания SiO_2 4,38–14,79% (в среднем 9%), TiO_2 0,07–0,22%, Al_2O_3 0,52–2,7% (в среднем 1,6%), Fe_2O_3 0,33–1,12%, MnO 0,12–0,25%, MgO от 16,63 до 23,43% (в среднем 19,71%), CaO в пределах 24,49–29,79%, Na_2O в среднем 0,04%, K_2O до 1,5%, P_2O_5 в среднем составляет 0,03%. Для алевролитов доломитовых и песчаников SiO_2 от 13,77 до 57,02% (в среднем 45,9%), TiO_2 в среднем 0,78%, Al_2O_3 1,09–15,06% (в среднем 9,72%), Fe_2O_3 0,42–8,65%, MnO в среднем 0,1%, MgO 4,27–19,01% (в среднем 8%), CaO в широком диапазоне 4,44–24,49%, Na_2O в среднем 0,07%, K_2O от 1,1 до 6,34%, P_2O_5 в среднем составляет 0,15%. На основе содержания главных петрогенных окислов далее выполнен расчет нормативного минерального состава.

Нормативный минеральный состав. Вариации по разрезу минерального состава, пересчитанного по методу О.М. Розена, представлены на рис. 2 и в табл. 2. Согласно нормативному расчету, породы содержат до 36% кварца (и иных минералов кремнезема), также до 36% полевых шпатов, гидрослюда и слюды (иллит и мусковит) в среднем составляют 15% (максимум 38%). Содержание доломита достигает 91% (в среднем 45%). Отмечается наличие в отдельных образцах хлорита (до 32%). Содержание

кальцита не велико — до 14% (в среднем 1%). Наибольшее содержание слоистых силикатов отмечается в пачках 2 и 3, в породах пачек 5, 7, 8 нарастает вклад калиевых полевых шпатов (КПШ).

Необходимо отметить, что в формулу иллита в MINLITH включены железо и магний, в результате чего молекулярная масса минерала значительно увеличивается, а в итоговый расчет попадают также слюды (биотит, мусковит). В породах эвенкийской свиты часто отмечаются обломочные слюды, в связи с чем при дальнейшей интерпретации большее внимание будет уделяться количеству КПШ.

Обсуждение. Перед обсуждением возможных обстановок формирования эвенкийской свиты (рис. 4), необходимо дать краткое определение двум единицам зонального районирования прибрежной полосы моря. Это супралитораль (надприливная зона) — прибрежная суша, находящаяся выше уровня максимального прилива. Супралиторальная зона редко затопляется, в основном во время сизигийных приливов в условиях штормовых нагонов [Долотов, 2010]. И литораль (приливно-отливная зона) — область, которая затопляется во время прилива и осушается во время отлива [Монин, 1977].

Согласно фациально-палеогеографической схеме Сибирской платформы для майского века кембрия [Сухов и др., 2016], область развития пород эвенкийской свиты лежит в поле надприливных

Таблица 1

Химический состав пород эвенкийской свиты (масс. %)

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	ППП	Σ
SL-1/1	11,13	2,73	0,90	0,14	19,06	25,98	0,04	1,45	0,22	0,04	0,01	37,96	99,66
SL-1/2	10,09	2,34	0,82	0,15	19,48	26,49	0,04	1,26	0,21	0,04	0,01	38,93	99,86
SL-1/3	8,87	1,86	0,69	0,15	19,66	27,23	0,04	1,03	0,16	0,03	0,01	39,69	99,43
SL-1/4	16,81	4,29	1,41	0,14	17,98	24,01	0,05	1,95	0,36	0,06	0,01	32,46	99,54
SL-1/5	25,62	5,66	1,67	0,11	15,04	19,55	0,06	2,90	0,48	0,10	0,01	28,20	99,41
SL-1/6	6,84	1,28	0,53	0,15	20,61	29,03	0,05	0,73	0,10	0,02	0,01	40,20	99,55
SL-2/1	14,79	2,29	0,71	0,12	18,39	25,44	0,04	1,38	0,17	0,04	0,01	36,44	99,81
SL-2/2	4,38	0,88	0,43	0,13	20,32	29,79	0,03	0,43	0,07	0,02	0,01	43,05	99,55
SL-3/1	5,66	1,19	0,52	0,14	20,73	29,47	0,04	0,57	0,11	0,02	0,03	41,26	99,74
SL-4/1	46,55	11,23	7,77	0,08	8,32	7,49	0,10	4,19	1,10	0,19	0,01	12,47	99,50
SL-4/2	25,89	5,38	1,76	0,12	15,48	20,29	0,05	2,34	0,43	0,07	0,01	27,96	99,78
SL-4/3	40,29	10,52	6,04	0,08	7,98	13,73	0,09	3,31	0,73	0,12	0,02	16,79	99,70
SL-4/4	45,63	11,92	6,91	0,08	8,36	8,79	0,08	3,04	0,86	0,15	0,01	13,78	99,61
SL-4/5	37,50	9,02	3,98	0,08	10,66	13,01	0,06	4,81	0,35	0,13	0,01	19,98	99,60
SL-4/6	32,32	6,21	2,13	0,10	13,50	17,76	0,05	3,36	0,47	0,09	0,01	23,76	99,76
SL-4/7	45,08	11,67	6,53	0,07	8,49	8,86	0,07	3,83	0,89	0,16	0,01	13,85	99,52
SL-4/8	47,41	8,45	2,59	0,07	7,21	14,01	0,06	3,48	0,78	0,15	0,01	15,34	99,57
SL-4/9	46,56	10,87	4,92	0,08	8,91	9,62	0,07	3,25	0,86	0,16	0,01	14,23	99,53
SL-4/10	36,74	8,87	3,31	0,10	11,81	14,18	0,05	2,63	0,70	0,14	0,01	21,14	99,68
SL-5/1	46,50	10,72	5,39	0,08	7,35	9,81	0,08	4,30	0,88	0,15	0,01	14,21	99,48
SL-5/2	44,52	9,83	3,06	0,09	9,37	11,26	0,06	3,92	0,99	0,20	0,01	16,28	99,58
SL-5/3	50,13	12,45	6,16	0,07	7,61	7,14	0,08	3,22	1,05	0,19	0,01	11,65	99,75
SL-5/4	42,02	11,19	5,46	0,08	8,73	10,34	0,08	6,35	0,90	0,14	0,01	14,33	99,61
SL-5/5	44,11	9,59	3,62	0,08	8,12	13,33	0,07	2,57	0,75	0,14	0,02	17,30	99,68
SL-5/6	52,09	8,49	3,06	0,07	7,95	9,35	0,07	3,48	0,65	0,11	0,01	14,29	99,63
SL-5/7	26,80	4,86	1,40	0,12	14,38	19,47	0,05	2,53	0,41	0,09	0,01	29,35	99,46
SL-5/8	39,73	11,52	6,69	0,09	9,57	10,81	0,09	3,56	0,90	0,15	0,01	16,41	99,52
SL-5/9	54,65	11,78	8,65	0,07	6,00	4,44	0,10	3,20	1,15	0,18	0,01	9,30	99,53
SL-5/10	44,56	10,88	3,83	0,09	9,10	10,18	0,10	3,33	0,83	0,15	0,01	16,44	99,48
SL-5/11	48,04	15,06	7,74	0,06	6,25	5,08	0,10	5,76	1,07	0,17	0,01	10,42	99,76
SL-5/12	45,57	8,16	2,11	0,08	5,66	16,81	0,08	3,07	0,72	0,16	0,02	17,11	99,54
SL-6/1	41,85	6,76	2,53	0,09	9,74	13,92	0,13	2,74	0,73	0,14	0,01	20,93	99,57
SL-6/2	46,16	12,18	7,01	0,08	8,09	7,29	0,08	4,07	0,96	0,16	0,01	13,36	99,46
SL-6/3	47,53	11,67	5,54	0,08	8,28	8,18	0,09	3,55	0,88	0,17	0,01	13,55	99,52
SL-6/4	46,72	9,21	3,87	0,08	5,11	14,48	0,07	3,59	0,83	0,16	0,02	15,62	99,75
SL-6/5	5,30	1,16	0,51	0,20	20,32	28,76	0,02	0,55	0,09	0,02	0,01	42,73	99,67
SL-6/6	52,15	11,05	3,96	0,08	6,68	7,00	0,11	5,57	0,80	0,16	0,01	12,20	99,77
SL-6/7	13,77	1,09	0,42	0,17	19,01	24,49	0,04	1,11	0,11	0,03	0,01	39,42	99,66
SL-6/8	4,91	0,52	0,33	0,22	23,43	26,50	0,03	0,53	0,08	0,02	0,01	42,91	99,49
SL-6/9	22,69	4,15	1,09	0,14	15,71	21,19	0,05	2,63	0,33	0,07	0,01	31,59	99,65
SL-6/10	49,99	9,51	2,90	0,10	7,30	9,08	0,07	5,49	0,72	0,14	0,43	13,80	99,53
SL-6/11	49,10	9,61	3,05	0,10	6,82	10,18	0,07	5,43	0,77	0,15	0,03	14,42	99,72

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	ППП	Σ
SL-6/12	39,53	7,42	3,02	0,12	10,02	13,54	0,08	4,24	0,56	0,11	0,01	21,03	99,69
SL-6/13	54,63	9,84	2,88	0,08	6,40	7,07	0,10	5,67	0,90	0,19	0,01	11,87	99,64
SL-6/14	36,19	8,00	2,77	0,09	10,45	14,87	0,06	4,39	0,61	0,12	0,03	22,19	99,77
SL-6/15	49,33	8,95	4,14	0,09	7,24	8,90	0,07	5,15	0,74	0,16	0,57	14,24	99,58
SL-6/16	46,18	10,73	5,06	0,07	8,05	9,37	0,07	3,91	0,84	0,14	0,01	15,26	99,70
SL-6/17	57,02	10,54	3,46	0,08	5,86	6,59	0,08	4,27	0,75	0,14	0,01	10,98	99,79
SL-6/18	21,36	3,90	1,26	0,17	15,54	21,39	0,05	2,29	0,32	0,06	0,01	33,22	99,56
SL-6/19	40,17	10,23	3,24	0,14	9,87	11,05	0,08	4,63	0,87	0,15	0,01	19,10	99,55
SL-6/20	42,79	7,38	2,39	0,12	10,00	13,13	0,06	3,28	0,59	0,13	0,01	19,60	99,49
SL-6/21	16,80	2,57	0,93	0,19	17,16	23,64	0,04	1,80	0,23	0,05	0,01	36,35	99,77
SL-6/22	29,70	5,12	2,58	0,18	13,51	18,17	0,04	2,95	0,46	0,11	0,11	26,65	99,57
SL-6/23	47,90	10,49	5,79	0,08	7,40	8,31	0,07	5,07	0,84	0,15	0,01	13,61	99,72
SL-6/24	49,55	10,66	5,64	0,07	7,21	7,11	0,08	5,31	0,78	0,15	0,01	13,10	99,68
SL-6/25	32,93	6,85	2,53	0,14	11,99	16,29	0,06	3,49	0,49	0,09	0,01	24,77	99,63
SL-6/26	39,77	6,64	2,60	0,13	10,63	14,66	0,05	3,48	0,77	0,15	0,01	20,70	99,59
SL-6/27	49,44	10,44	4,45	0,10	7,50	8,35	0,07	4,97	0,80	0,16	0,01	13,38	99,66
SL-6/28	29,50	5,59	2,51	0,15	13,10	18,10	0,05	2,78	0,49	0,09	0,01	27,33	99,70
SL-6/29	45,88	9,16	3,37	0,12	5,98	13,25	0,06	5,60	0,74	0,15	0,01	15,15	99,47
SL-6/30	40,41	6,96	1,97	0,12	9,44	13,99	0,05	6,15	0,62	0,12	0,01	19,83	99,67
SL-6/31	42,04	6,40	1,30	0,16	7,20	16,88	0,05	5,33	0,54	0,13	0,02	19,50	99,54
SL-6/32	45,76	7,30	1,73	0,14	7,37	14,36	0,06	4,20	0,60	0,13	0,01	17,92	99,60
SL-6/33	43,97	9,48	2,79	0,11	9,11	11,25	0,06	4,69	0,70	0,14	0,01	17,20	99,50
SL-6/34	48,13	8,38	2,14	0,13	7,19	12,22	0,09	4,80	0,61	0,14	0,01	15,88	99,72
SL-6/35	54,58	9,28	4,56	0,09	4,27	9,26	0,08	5,04	0,84	0,20	0,01	11,28	99,48
SL-6/36	55,64	9,63	2,56	0,09	4,68	9,17	0,09	4,82	0,71	0,16	0,01	11,99	99,54
SL-6/37	15,97	3,32	0,91	0,24	15,45	26,42	0,09	1,97	0,26	0,05	0,01	34,87	99,56
SL-6/38	43,86	8,56	3,13	0,12	8,47	12,14	0,13	4,31	0,62	0,14	0,01	18,04	99,53
SL-6/39	43,23	11,98	6,93	0,09	8,31	8,75	0,07	5,05	0,87	0,16	0,01	14,22	99,67
SL-6/40	43,39	11,14	6,09	0,09	8,41	9,29	0,07	4,81	0,88	0,17	0,01	15,36	99,72
SL-6/41	36,23	8,50	2,77	0,13	10,75	14,51	0,09	4,51	0,72	0,16	0,01	21,41	99,79
SL-6/42	48,91	10,49	5,08	0,09	7,28	8,10	0,07	5,23	0,78	0,17	0,01	13,46	99,65
SL-6/43	12,58	2,41	0,65	0,23	16,63	28,79	0,04	1,54	0,21	0,05	0,00	36,57	99,70
SL-6/44	45,24	8,89	2,07	0,11	8,00	12,48	0,08	5,53	0,73	0,15	0,01	16,30	99,59
SL-6/45	48,44	8,82	2,39	0,11	7,74	10,93	0,06	4,47	0,75	0,17	0,01	15,88	99,77
SL-6/46	38,92	6,03	1,36	0,17	8,83	18,95	0,05	3,03	0,55	0,12	0,02	21,56	99,59
SL-6/47	36,04	8,16	2,08	0,18	9,25	19,52	0,06	3,32	0,60	0,12	0,01	20,31	99,65
SL-6/48	32,84	5,85	1,16	0,16	13,00	17,73	0,05	3,05	0,43	0,10	0,01	25,25	99,62
SL-6/49	39,68	6,56	1,87	0,15	10,88	14,59	0,05	3,52	0,55	0,12	0,01	21,77	99,76
SL-6/50	14,44	2,58	0,64	0,28	17,99	25,33	0,03	1,57	0,22	0,04	0,01	36,51	99,64
SL-6/51	36,54	7,69	2,64	0,14	11,01	14,79	0,06	4,59	0,60	0,13	0,02	21,43	99,64
SL-6/52	22,63	3,19	1,10	0,21	14,47	24,61	0,04	2,04	0,25	0,07	0,04	30,92	99,57
SL-6/53	9,68	1,67	1,13	0,25	18,92	28,95	0,04	0,97	0,15	0,03	0,12	37,78	99,70
SL-6/54	24,55	4,07	1,44	0,18	15,38	21,65	0,04	2,23	0,35	0,10	0,01	29,67	99,66

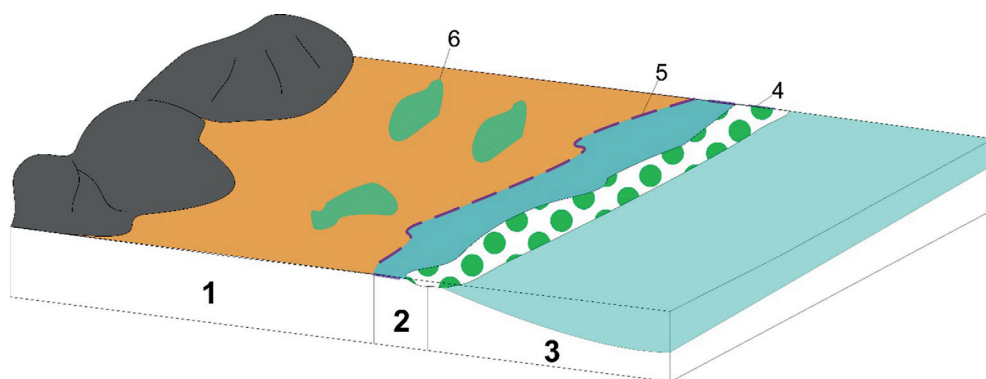
Таблица 2

Нормативный минеральный состав пород эвенкийской свиты

Образец	Fsp	Q	Ill	Chl	Ca	DI	Образец	Fsp	Q	Ill	Chl	Ca	DI
SL-1/1	6,2	4,3	4,6	0,0	0,0	83,1	SL-6/13	26,1	29,5	15,5	0,0	0,0	22,6
SL-1/2	5,6	4,0	3,8	0,0	0,0	84,7	SL-6/14	18,7	17,2	13,5	0,0	0,0	45,9
SL-1/3	4,7	4,2	2,9	0,0	0,0	87,1	SL-6/15	23,4	26,9	14,3	0,0	0,0	28,7
SL-1/4	6,6	7,0	8,7	0,0	0,0	74,9	SL-6/16	8,4	26,4	27,8	0,0	0,0	30,1
SL-1/5	11,7	11,7	10,3	0,0	0,0	62,5	SL-6/17	12,0	36,4	25,3	0,0	0,0	21,0
SL-1/6	3,6	3,4	1,7	0,0	0,1	89,7	SL-6/18	10,9	11,4	5,7	0,0	0,0	69,9
SL-2/1	6,5	8,5	3,1	0,0	0,0	80,7	SL-6/19	16,1	17,9	22,5	0,0	0,0	36,2
SL-2/2	2,0	2,3	1,5	0,0	2,2	90,7	SL-6/20	10,9	27,2	16,1	0,0	0,0	42,1
SL-3/1	2,4	2,8	2,1	0,0	0,6	90,6	SL-6/21	9,7	9,1	2,3	0,0	0,0	77,0
SL-4/1	9,9	24,0	28,6	0,0	0,0	23,8	SL-6/22	13,1	16,5	8,0	0,0	0,0	58,3
SL-4/2	7,3	13,9	11,6	0,0	0,0	63,8	SL-6/23	18,8	24,3	21,3	0,0	0,0	26,6
SL-4/3	3,7	22,4	28,3	0,0	0,0	32,2	SL-6/24	20,9	24,8	21,2	0,0	0,0	23,0
SL-4/4	0,8	27,4	32,0	4,3	0,0	27,8	SL-6/25	13,9	17,4	12,8	0,0	0,0	52,6
SL-4/5	19,9	15,6	16,1	0,0	0,0	41,9	SL-6/26	13,9	24,1	11,9	0,0	0,0	46,4
SL-4/6	13,8	16,5	10,4	0,0	0,0	55,6	SL-6/27	18,0	26,2	21,6	0,0	0,0	26,7
SL-4/7	5,4	24,2	32,1	0,0	0,0	28,2	SL-6/28	10,7	17,0	10,8	0,0	0,0	58,2
SL-4/8	9,6	30,1	19,3	0,0	5,3	29,9	SL-6/29	25,7	22,0	12,8	0,0	5,4	25,5
SL-4/9	2,3	28,0	31,2	0,0	0,0	30,4	SL-6/30	35,8	16,2	0,9	0,0	0,0	42,4
SL-4/10	1,6	21,7	25,6	0,0	0,0	45,2	SL-6/31	30,2	20,7	2,3	0,0	10,4	32,2
SL-5/1	11,6	26,0	25,5	0,0	0,0	30,7	SL-6/32	18,7	27,5	11,4	0,0	5,9	32,1
SL-5/2	10,3	24,9	23,6	0,0	0,0	35,5	SL-6/33	17,8	22,5	18,7	0,0	0,0	36,2
SL-5/3	0,8	30,7	34,1	3,9	0,0	22,4	SL-6/34	21,4	27,1	13,0	0,0	2,2	31,0
SL-5/4	27,5	13,7	17,8	0,0	0,0	32,6	SL-6/35	21,2	32,2	15,8	0,0	1,3	17,7
SL-5/5	0,6	29,3	26,7	1,5	2,6	32,0	SL-6/36	18,8	34,1	18,5	0,0	3,0	19,5
SL-5/6	10,1	34,7	19,9	0,0	0,0	30,0	SL-6/37	9,7	7,2	4,4	0,0	7,7	68,4
SL-5/7	10,4	15,3	8,8	0,0	0,0	63,0	SL-6/38	17,8	24,4	15,8	0,0	0,0	36,9
SL-5/8	3,6	20,0	32,4	0,0	0,0	34,3	SL-6/39	15,0	18,4	27,8	0,0	0,0	27,9
SL-5/9	16,8	33,7	6,9	32,4	6,9	1,5	SL-6/40	15,1	20,1	25,4	0,0	0,0	29,8
SL-5/10	3,3	26,2	31,1	0,0	0,0	32,7	SL-6/41	18,8	16,2	14,9	0,0	0,0	46,2
SL-5/11	14,2	19,1	38,3	0,0	0,0	16,1	SL-6/42	20,2	24,9	20,7	0,0	0,0	25,9
SL-5/12	7,3	30,1	20,0	0,0	14,6	23,4	SL-6/43	7,5	5,8	2,8	0,0	9,0	72,7
SL-6/1	8,8	28,5	15,4	0,0	0,0	42,8	SL-6/44	26,0	21,6	11,8	0,0	0,6	34,6
SL-6/2	6,4	24,0	33,8	0,0	0,0	23,5	SL-6/45	17,3	28,5	16,8	0,0	0,0	33,4
SL-6/3	3,3	27,5	33,6	0,0	0,0	26,1	SL-6/46	11,6	24,8	11,3	0,0	10,8	38,1
SL-6/4	9,0	29,1	22,2	0,0	9,9	20,7	SL-6/47	8,9	19,5	18,5	0,0	10,3	38,4
SL-6/5	2,1	2,7	2,3	0,0	0,4	90,9	SL-6/48	12,2	19,0	10,5	0,0	0,0	56,4
SL-6/6	22,4	26,5	21,3	0,0	0,0	22,4	SL-6/49	14,7	23,9	11,5	0,0	0,0	46,9
SL-6/7	7,0	8,0	0,0	0,0	0,0	81,4	SL-6/50	7,4	7,6	3,5	0,0	0,0	79,6
SL-6/8	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	87,2	SL-6/51	21,0	16,6	11,2	0,0	0,0	47,2
SL-6/9	12,9	11,1	5,2	0,0	0,0	68,4	SL-6/52	9,9	13,5	3,8	0,0	6,6	63,1
SL-6/10	24,6	26,1	15,1	0,0	0,0	29,1	SL-6/53	4,5	5,2	2,3	0,0	3,4	81,6
SL-6/11	23,7	25,6	15,5	0,0	0,0	29,3	SL-6/54	9,4	14,4	6,6	0,0	0,0	67,0
SL-6/12	19,3	21,1	11,7	0,0	0,0	43,8							

Примечание. Q — кварц, минералы кремнезема, Fsp — полевые шпаты, Ill — гидрослюда (иллит) и слюды, Chl –хлорит, Ca — кальцит, DI — доломит.

Рис. 4. Схема палеогеографических обстановок в период формирования эвенкийской свиты (не в масштабе). 1 — супралитораль (себха), 2 — литораль, 3 — сублитораль, 4 — строматолиты, 5 — граница высокого прилива, 6 — соленые бессточные озера, образующиеся в регрессивную стадию



равнин/себх. Условия накопления эвенкийской свиты в Нижнем Приангарье определяют [Жарков, 1968] как относительно мелководные, но удаленные от берега. Пачки тонких терригенных пород (алевролитов, аргиллитов) в основании свиты, по мнению авторов [Жарков, 1968], свидетельствуют о быстрой трансгрессии, удаленности береговой линии (с материка доносился только тонкий терригенный материал) и преобладании химического выветривания в области денудации. Дальнейшие изменения условий осадконакопления в значительной степени были связаны с колебаниями положения береговой линии и глубины бассейна. Так, в регрессивную стадию усиливался привнос материала псаммитовой размерности и происходила садка гипса. С трансгрессивными этапами связано образование прослоев известняков, водорослевых доломитов. Наличие в породах каверн от выщелачивания каменной соли, гипса, глиптоморфоз по каменной соли отражают периоды возникновения замкнутых участков бассейна.

Существует гипотеза формирования эвенкийской свиты с ведущей ролью процессов штормовой седиментации [Сараев и др., 2004]. Развитие градиционной, волнистой, полого-косой слоистости, присутствие признаков периодического размыва, брекчирования, взмучивания осадков, наличие слойков обломочных слюд интерпретируется как свидетельство принадлежности пород эвенкийской свиты к «дистальным штормовым отложениям, накапливающимся на глубинах вблизи базиса катастрофического волнения» [Сараев и др., 2004].

Рассмотрим подробнее вышеперечисленные обстановки и аспекты.

Себха — специфичный структурно-морфологический тип эвапоритовых отложений, накапливающихся преимущественно в субаэральных прибрежных обстановках, где осаждение солей связано с испарением поднимающихся через рыхлые осадки грунтовых вод [Геологический., 2010]. Существуют себхи прибрежные и континентальные [Reading, 1996]. При этом прибрежная себха может без заметного изменения морфологии переходить в континентальную, и наоборот — по мере продвижения прибрежной равнины и замены морских рассолов континентальными водами [Reading, 1996]. Прибрежные себхи образуются в условиях:

1) надприливных отмелей выше уровня моря, вдоль защищенных от волнового воздействия побережий; 2) депрессионных форм между дюнами или песчаными грядами; 3) соленых озер, питаемых морской водой; и 4) верхней части солончаков, соляных маршей [Reading, 1996]. Взгляды на деление себхи, ее границы и положение относительно уровня приливов разнятся. Б.Ш. Шрейбером, М.Е. Такером и Р. Тиллом в соответствующей главе монографии [Обстановки..., 1990] приводится следующее зонирование, основанное на изучении современных себх южного побережья Персидского залива. Так, в современных обстановках морских окраин, ассоциированных с себхами, присутствуют рифы, оолитовые отмели, приливно-отливные каналы, лагуны (сублиторальная и нижняя литоральная зоны), водорослевые маты (верхняя литораль) и собственно себха (надлиторальная зона).

Верхняя литораль, или зона цианобактериальных матов, является — по этому делению — самой нижней частью себхи. Затем, по мере продвижения береговой линии в сторону моря, происходит смешение матов с привносимым с суши обломочным материалом и переход к выше расположенной зоне. Надлиторальная зона — собственно себха — в свою очередь подразделяется на три зоны. Общей характерной особенностью надлиторальной (супралиторальной) части является развитие жил, линз, желваков гипса и ангидрита (в разной степени). Детальное расчленение современных отложений по профилю суша-море вдоль береговой линии Абу-Даби в окрестностях острова Аль-Канатир (Ар-Руфайк) иллюстрирует характерные особенности ассоциированных с себхой фациальных поясов [Strohmenger et al., 2012]:

1) верхняя часть себхи (верхняя супралитораль) представлена полигональной галитовой коркой со структурами «вигвама» (teepee structures);

2) средняя часть себхи (средняя супралиторальная зона) с белесоватыми полигонами ангидрита на поверхности;

3) нижняя часть себхи (нижняя надприливная часть) — характерна мягкая, блестящая поверхность, образуемая кристаллическим гипсом («гипсовая каша»);

4) верхняя литораль (приливная зона) — тонкие, «морщинистые» микробный маты;

5) средняя часть литорали — вздутые и куполообразные микробные маты;

6) нижняя литораль — мощные полигональные микробные маты с гладкой поверхностью, либо кучковатой (tufted-like);

7) приливно-сублиторальная зона — пелоидно-скелетная приливная равнина (лагунные и мелководные отложения приливных каналов), со следами брюхоногих моллюсков, вертикальными норками типа *Skolithos* и размытой волновой рябью.

Таким образом, приливно-отливные отмели, выполняющие обширные пространства побережий в районах с низкой энергией волн, тесно ассоциированы с себхами, но не всегда включаются в состав последних. Отмечают [Обстановки..., 1990], что для литоральных отмелей характерен непрерывный переход от преимущественно илистых, расположенных вблизи уровня высокой воды (верхняя литораль и супралитораль), до преимущественно песчаных, расположенных на участках низкой воды (сублитораль и нижняя литораль) [Evans, 1975; Klein, 1971; Reineck, 1967, 1972; Straaten, 1954, 1961].

В обзоре [Longhitano et al., 2012] обсуждаются аспекты палеогеографической реконструкции и моделирования древних приливных процессов и связанных с ними осадочных последовательностей. Такие обстановки формирования можно классифицировать в зависимости от диапазона приливов на мега- (более 8 м), макро- (4–8 м), мезо- (2–4 м) и микроприливные (диапазон приливов менее 2 м) [Hayes, 1979]. Если мега- и макроприливные среды диагностируются более ясно, то мезо- и микро-разновидности требуют более тщательного анализа. Мезоприливные системы часто характеризуются сложными ассоциациями сред осадконакопления, в которых приливные эффекты по-разному взаимодействуют с другими гидродинамическими процессами. Микроприливные системы осадконакопления обычно считаются преимущественно контролируемые волновыми процессами [Dean, Dalrymple, 2004], в то время как для мега- и мезоприливных систем основными образующими силами являются приливные течения. Микроприливные среды нередко находятся под воздействием эпизодических неприливных событий, искажающих первичную картину: периодическая эрозия под действием волн, штормов, речных паводков или ветрового нагона [Kvale et al., 1995]. Таким образом, чем выше амплитуда прилива, тем более четко бывают выражены соответствующие формы рельефа и тем большую мощность получают толщи созданных приливами прибрежных отложений, но в сущности нагоны могут формировать подобные формы в меньшем масштабе [Зенкович, 1962].

Для приливных зон характерна слоистость переслаивания [Долотов, 2010] (или «приливные ритмиты» [Longhitano et al., 2012]), связанная с чередованием действия приливо-отливных течений: песчаные прослои образуются при активизации

течений, илистые — в периоды стоячей воды. На илистых равнинах отмечаются в основном мощные горизонты илов с маломощными прослоями песков [Долотов, 2010].

Для литоральных образований в составе карбонатно-соленосной формации венда-нижнего кембрия исследователями применяется термин «тайдалиты» [Кузнецов и др., 2000; Кузнецов, Журавлева, 2019]. На основе анализа отложений приливо-отливных зон (тайдалитов) и себх венда-кембрия, было показано строение слагающих их циклитов, а также отличие от современных себховых отложений [Кузнецов, Сухы, 1990; Кузнецов и др., 2000; Kuznetsov, Suchy, 1992]. Типовой трехчленный циклит является трансгрессивно-регрессивным. Начинается цикл в обстановке литорали и периодически возникающей супралиторали — себхи, формируются глинистые доломиты, домериты, аргиллиты известковые и доломитовые. Распространены водорослевые, строматолитовые доломиты, в которых присутствуют отдельные кристаллы и стяжения ангидрита. В виде линз и прослоев — плоскогалечные конгломераты, брекчии растворения и проседания, штормовые брекчии. С развитием трансгрессии в середине циклита устанавливаются нормально-морские условия, которым отвечают известняки (в том числе доломитизированные), практически лишенные терригенной примеси. Финальная регрессивная стадия способствует формированию тайдалитов и возврат условий литорали-супралиторали, но с более интенсивным осаждением сульфатов. Осушались карбонатные породы средней части циклита, поступление глинистого материала практически отсутствовало, что способствовало накоплению «чистых» доломитов, а также формировались столбчатые строматолиты и пласты ангидритов. Таким образом, показано [Кузнецов и др., 2000; Kuznetsov, Suchy, 1992], что себха, как аридная супралитораль, существовала в карбонатно-соленосном разрезе юга Сибирской платформы эпизодически, в определенные стадии.

В этом ключе важно обсудить факторы, влияющие на приливы. Существенное влияние на величину и характер приливов оказывают физико-географические условия моря (океана): конфигурация береговой линии, рельеф дна, глубины, размеры бассейна, наличие островов и т. д. [Егоров, 1974]. Одним из важных выводов динамической теории приливов Лапласа является решающее значение влияния характера рельефа дна на приливы. В частности, в мелководном бассейне происходит рассеивание энергии прилива за счет трения о дно. Помимо этого, без широкого сообщения с океаническим бассейном амплитуда приливов будет мала (микроприливные среды), что наблюдается в современном Черном и Каспийском морях, а область литорали носит название «псевдолиторали». В геоморфологии береговой зоны обычно используется термин «осушка» [Зенкович, 1962]. Осушка, как правило, заканчивается крутым и узким песчано-галечным

пляжем [Сафьянов, Соловьева, 2005; Долотов, 2010]. Существенно большее влияние на береговую зону в таких бассейнах оказывают сгонно-нагонные явления.

Приливная волна деформируется, входя в длинные воронкообразные заливы, увеличивая высоту и асимметрию на мелководье (этому же способствует сужение залива и увеличение количество воды на единицу длины фронта волны) [Зенкович, 1962]. Известно такое явления как бор. Бор наблюдается в устьях некоторых рек и узких заливах и представляет собой пример предельного искажения приливов под влиянием местных физико-географических условий [Егоров, 1974]. Вследствие тормозящего действия на приливную волну трения о дно потока воды, выносимого рекой, и сужения устья сильно сокращается время роста, и высокая приливная волна распространяется вверх по рукавам. Учитывая сложность описания современных приливно-отливных явлений, морфо- и литодинамических условий, прогнозировать характер и поведение таковых в далеком геологическом прошлом представляется сложным и дискуссионным. Поэтому вопрос амплитуд приливов в кембрийском внутреннем бассейне Сибирской платформы остается неясным.

Условия формирования эвенкийской свиты в разрезе р. Подкаменная Тунгуска. В исследуемом разрезе эвенкийской свиты не наблюдается характерных для себхи линз, корок, желваков гипса и ангидрита — только единичные реликтовые поры выщелачивания в алевро-глинистых доломитах (но выдержанные прослои селенита отмечены в обнажении эвенкийской свиты выше по течению р. Подкаменной Тунгуски, рис. 5). При этом присутствуют: знаки волновой ряби, текстуры синседиментационных деформаций, тонкая пологоволнистая, пологая косая, градационная слоистость, наличие интракластов в породах. Некоторые из этих особенностей установлены в перемещенных слоях пород, но заслуживают упоминания (рис. 6).

Отдельный интерес представляют зональные структуры бикита (рис. 6, В). Бикит (beekite) или кольца бикита — особые формы кремнезема, образующиеся в результате вторичного окварцевания. Это концентрические зональные структуры, развивающиеся на поверхности пород и окаменелостей в результате их частичного окремнения. Предполагается возможным образование подобных структур как в субаэральных, так и в аквальных условиях [Allison, Bottjer, 2011]. В некоторых случаях наличие

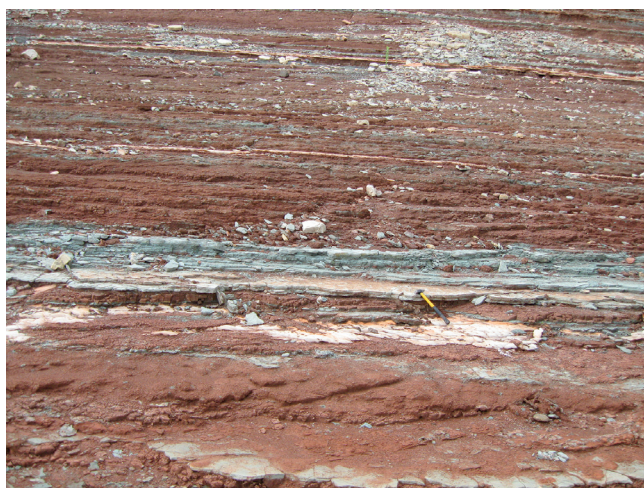


Рис. 5. Прослои селенита в обнажении эвенкийской свиты выше по течению р. Подкаменная Тунгуска. Фото из архива А.А. Медведкова

бикитовых горизонтов трактуется как признак значительных временных перерывов в осадконакоплении в субаэральных условиях [Kazanci, Varol, 1993]. Гнезда или корочки халцедона, наподобие силъкрина, также установлены исследователями в нижних элементах ранее упомянутых циклитов фаций литорали-супралиторали венд-кембрийских пород юга Сибирской платформы [Кузнецов и др., 2000].

Расчет нормативного минерального состава демонстрирует изменения фациальных обстановок и режима поступления обломочных компонентов. Так, наиболее «чистые» доломиты (например, пачка 1) формировались в нижней части литоральной зоны. Затем, при проградации береговой зоны, происходит смена обстановок на верхнюю литораль-супралитораль и увеличивается содержание терригенных компонентов в породах. Сохранность КПШ и нарастание их доли в разрезе свидетельствует о преобладании процессов физического выветривания.

На основании вышеописанных особенностей разреза эвенкийской свиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска, а также анализа взглядов на формирование современных и древних себховых и некоторых береговых фаций, можно сделать следующий вывод: изученные породы эвенкийской свиты формировались преимущественно в условиях верхней литорали.

Выводы. В результате работы выполнено описание разреза эвенкийской свиты Сибирской



Рис. 6. Особенности строения пород эвенкийской свиты, не привязанные к положению в разрезе (перемещены). А — знаки волновой ряби, Б — пологая косая слоистость, В — кольца бикита

платформы на р. Подкаменная Тунгуска близ поселка Суломай. Описаны структурные и текстурные особенности слагающих его пород. Выполнено определение главных петрогенных окислов и на их основе рассчитан нормативный минеральный состав. Увеличение терригенной составляющей в породах фиксирует периоды усиления эрозионной деятельности в области источника сноса — Енисейского кряжа. Рост вклада КППШ в породах средней части разреза свидетельствует об интенсификации физического выветривания, происходившего в аридных условиях.

Рассмотрены основные взгляды на формирование эвенкийской свиты на Сибирской платформе. Это обстановки: субаэральных надприливных равнин/себхи [Сухов и др., 2016], мелководно-морские/лагунные [Жарков, 1968], с преимущественно штормовым режимом [Сараев и др., 2004]. Наиболее близки по условиям формирования к породам эвенкийской свиты литоральные образования в составе карбонатно-соленосной формации венда–нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы, смежных районов Игытинской и Березовской впадин [Кузнецов, Сухи, 1990; Кузнецов и др., 2000; Кузнецов, Журавлева, 2019; Kuznetsov, Suchy, 1992]. Выдвинуто

предположение о принадлежности изученных фаций эвенкийской свиты преимущественно к обстановкам верхней литорали с возможными эпизодическими условиями нижней супралиторали под влиянием эвстатических колебаний в бассейне. Это условия приливо-отливных отмелей (возможно, микроприливные среды под влиянием преимущественно ветрового нагона), ассоциированные с прибрежными себхами.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам и А.Ю. Журавлеву за конструктивную критику и рекомендации.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИО РАН имени П.П. Ширшова. Исследования методом АЭС-ИСП выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Центр поддержан Грантом Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 075-15-2021-693 (№ 13. ЦКП.21.0012). Также аналитические исследования выполнялись при поддержке Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № 0721-2020-0041).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурова И.А., Шибина Т.Д., Корвет Н.А. Литолого-генетический аспект формирования отложений тирской свиты на территории Непского свода // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12, № 1.
2. Васильев Н.Ф. (отв. испол.). Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 и общим поискам полезных ископаемых на севере Енисейского кряжа в бассейнах рек Вороговки, Гареевки, Чапы за 1985–1989 гг. Красноярск, 1990.
3. Геологический словарь: В 3 т. 3-е изд., перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1. А–Й. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба: 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист Р-46 — Северо-Енисейский. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.
5. Государственная геологическая карта СССР / Отв. ред. Е.К. Ковригина. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-46, 47 — Байкит. Объяснительная записка. Л.: Ленингр. карт. фабрика объедин. «Аэрогеология», 1981. 199 с.
6. Долотов Ю.С. Процессы рельефообразования и осадконакопления на приливных побережьях Мирового Океана. М.: Научный мир, 2010. 180 с.
7. Егоров Н.И. Физическая океанография. 2-е изд. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 454 с.
8. Жарков М.А. (ред.) Кембрий Восточной Сибири // Труды Иркутского государственного университета. Серия геологическая. Т. 47, вып. 5. Иркутск, 1968. 141 с.
9. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Издательство Академии наук СССР, 1962. 719 с.
10. Зоценко Н.А. Геологический отчет по материалам бурения Верхне-Тохомской, Полигусской и Нижне-Тунгусской параметрических скважин. Красноярск, 1979.
11. Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск: Красноярскгеологосъемка, 1998.
12. Кириченко Г.И. К стратиграфии отложений палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске // Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1950. С. 87–99.
13. Контарович А.Э., Варламов А.И., Ефимов А.С. и др. Стратиграфическая схема кембрийских отложений юга Предъенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 3. С. 443–465.
14. Кузнецов В.Г., Сухи В. Приливо-отливные и себховые отложения в венде-кембрии юга Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 6. С. 82–93.
15. Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М. Пустотное пространство карбонатных тайдалитов — палеоклиматический аспект // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 4. С. 351–363.
16. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Науч. мир, 2000. 104 с.
17. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). 2-е изд., доп. Новосибирск: СНИИГиМС, 2018. 177 с.
18. Мотова З.Л., Плюснин А.В., Никулин Е.В. Литолого-фациальные особенности, вещественный состав и условия седиментации терригенно-карбонатных пород мотской серии («Шаманский утес», Иркутское Присянье) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 3. С. 628–644.
19. Обстановки осадконакопления и фации: В 2 т. Т. I: Пер. с англ./Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с.

20. Океанология. Биология океана / Под ред. А.С. Молина. Т. 1–2. М., 1977. 800 с.
21. Плюсин А.В. Модель строения венда северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы по результатам изучения опорных разрезов и секвенс-стратиграфического моделирования Непского свода и Мирнинского выступа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14, № 3.
22. Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы // Объяснительная записка к регион. стратигр. схемам венда и кембрия, утвержденным МСК СССР 27 января 1988 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.
23. Розанов А.Ю., Репина Л.Н., Аполлонов М.К. и др. Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 135 с.
24. Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312.
25. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.
26. Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П. и др. Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 1. С. 7–18.
27. Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. Геоморфология дна и берегов Белого моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2005. № 3. С. 54–62.
28. Сухов С.С., Шабанов Ю.Я. (ред.), Пегель Т.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы: В 2 т. Т. 1. Стратиграфия / Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.
29. Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанов Ю.Я. Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка: Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012) (Кембрий Сибирской платформы). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2021.
30. Фомин Ю.М. Новые данные о средне-верхнекембрийских отложениях бассейна нижнего и среднего течения р. Подкаменной Тунгуски // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1967. С. 84–94.
31. Allison P.A., Bottjer D. Taphonomy: Bias and Process Through Time. Topics in Geobiology 32. Springer, 2011. P. 1–17.
32. Dean R.G., Dalrymple R.A. Coastal Processes with Engineering Applications. New York: Cambridge University Press, 2004. 475 p.
33. Evans G. Intertidal flat deposits of the Wash, western margin of the North Sea // Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts / Ed. by R.N. Ginsburg. Berlin: Springer Verlag, 1975. P. 13–20.
34. Hayes M.O. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime // Barrier Island — From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico / Ed. by S.P. Latherman. New York: Academic Press, 1979. P. 1–71.
35. Kazanci N., Varol B. The occurrence and significance of beekite in Paleocene alluvial-fan deposits in central Anatolia, Turkey // Terra Nova. 1993. P. 36–39.
36. Klein G. de V. A sedimentary model for determining paleotidal range // Bull. geol. Soc. Am. 1971. Vol. 82. P. 2585–2592.
37. Kuznetsov V.G., Suchy V. Vendian-Cambrian Tidal and Sabkha Facies of the Siberian platform // Facies. Erlangen. 1992. Vol. 27. P. 285–294.
38. Kvale E.P., Cutright J., Bilodeau D., et al. Analysis of modern tides and implications for ancient tidalites // Continental Shelf Research. 1995. Vol. 15. P. 1921–1943.
39. Longhitano S.G., Mellere D., Steel R.J., Ainsworth R.B. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights // Sedimentary Geology. 2012. Vol. 279. P. 2–22.
40. Reineck H.E. Layered sediments of tidal flats, beaches and schelf bottoms of the North Sea. In: Estuaries (Ed. by G.D. Lauff). Am. Ass. Adv. Sci., Washington D.C., 1967. P. 191–206.
41. Reineck H.E. Tidal flats. In: Recognition of Ancient Sedimentary Environments / Ed. by K.J. Rigby and W.K. Hamblin. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 16, Tulsa. 1972. P. 146–159.
42. Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MINLITH: an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical composition of sedimentary rocks from bulk chemical analyse // Comput. Geosci. 2004. Vol. 30. P. 647–661.
43. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy / Ed. by H.G. Reading. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science, 1996. 688 p.
44. Straaten L.M.J.U. van Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands // Leidse. geol. Meded. 1954. Vol. 19. P. 1–110.
45. Straaten L.M.J.U. van Sedimentation in tidal flat areas // J. Alberta Soc. petrol. Geol. 1961. Vol. 9. P. 203–226.
46. Strohmenger C.J., Shebl H., Al-Mansoori A., et al. Facies stacking patterns in a modern arid environment: a case study of the Abu Dhabi sabkha in the vicinity of Al-Qanatir Island, United Arab Emirates // Quaternary Carbonate and Evaporite Sedimentary Facies and Their Ancient Analogues. 2012. P. 149–182.

Статья поступила в редакцию 28.11.2023,
одобрена после рецензирования 19.12.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 551.734

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-38-46

ПЕРВЫЕ ДЕВОНСКИЕ ЛЕСА НА ЗЕМЛЕ: ПОЯВЛЕНИЕ, СОСТАВ РАСТЕНИЙ, ТИПЫ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Алефтина Львовна Юрина

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; flora.paleo@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0006-2137-7538>

Аннотация. Обсуждается появление, состав, типы и распространение первых девонских ископаемых лесов на Земле, находки которых исключительно редки. Известно 5 местонахождений: три в среднем девоне (среднеэфельское Линдлар в Германии; верхнеживетские Кайро и Гильбоа в США) и два в верхнем девоне (нижнефранское Муниндален в Норвегии на Шпицбергене и верхнефаменское Синьхан в Китае). Предложены термины: *ископаемый лес*, *лесное сообщество* и *тип ископаемого леса*, не упоминаемые предшествовавшими исследователями, и рекомендован подробный план их описания (формулировки приведены только для остатков в статусе *in situ*). Представлена стратиграфическая последовательность первых лесов в эфельском веке — позднедевонской эпохе истории Земли, учитывающая современные опубликованные данные. Определены два типа лесов с указанием доминирующих родов в каждом: кладоксилеевый тип, распространенный в среднем девоне и ликоподиофитовый тип, характерный для верхнего девона. Показана ключевая роль кладоксилеевых папоротников в создании первичных древовидных лесов благодаря преимуществам в организации их проводящей системы.

Ключевые слова: девонская система, первые ископаемые леса, кладоксилеевый и ликоподиофитовый типы лесов

Для цитирования. Юрина А.Л. Первые девонские леса на Земле: появление, состав растений, типы лесных экосистем и их распространение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 38–46.

THE FIRST DEVONIAN FORESTS ON EARTH: APPEARANCE, COMPOSITION OF PLANTS, TYPES OF FOREST ECOSYSTEMS AND THEIR DISTRIBUTION

Aleftina L. Jurina

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; flora.paleo@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0006-2137-7538>

Abstract. The appearance, composition, types and distribution of the first Devonian fossil forests on Earth, the finds of which are extremely rare, are considered. There are 5 known localities: three in the Middle Devonian (the Middle Eifelian locality Lindlar in Germany; two Upper Givetian localities Kairo and Gilboa in the USA) and two in the Upper Devonian (the Lower Frasnian locality Munindalen on Svalbard Norway and the Upper Famennian locality Xinhang in China). The terms fossil forest, forest community and types of fossil forest, not mentioned by previous researchers, are highlighted, and a detailed plan for their description is proposed (formulations are given only for remains in the status *in situ*). The stratigraphic sequence of the first forests in the Eifelian Century — the Late Devonian epoch of the Earth's history is presented, taking into account the recently published data. Two types of forests have been identified with the indication of the dominant genera in each: the cladoxylopsid type, common in the Middle Devonian and the lycopodiophyte type, characteristic of the Upper Devonian.

Keywords: Devonian system, fossil forests, cladoxylopsid and lycopodiophyte types of forests ecosystems

For citation. Jurina A.L. The first Devonian forests on Earth; appearance, composition of plants, types of forest and their distribution. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 38–46. (In Russ.).

Введение. Освоение суши высшими растениями связано с огромными перестройками в их организации и имеет существенное значение для всего дальнейшего развития биосферы. Величайшим событием девона является появление на Земле древнейших древесных лесов, обусловленное возникновением нового типа жизненной формы высшего растения — настоящего дерева. Деревья играют решающую роль в формировании атмосферы Земли. Без них углекислый газ не превращался бы в кислород, и планета вскоре стала бы безжизненной. Первые леса резко изменили экосистему Земли и появление деревьев

является одним из самых важных эволюционных прорывов за всю историю.

Долгое время считалось, что в истории освоения высшими растениями девонской суши первыми настоящими древовидными растениями были верхнедевонские археоптерисовые. Род *Archaeopteris* (порядок Archaeopteridales, класс Progymnospermopsida) представляет крупное древовидное растение с моноподиальным главным стволом около 10 м в высоту и более 1 м в диаметре основания ствола [Beck, 1960, 1962]. Особенно необычайно широко отмечались многочисленные находки листьев археоптерисо-

вых практически во всех местонахождениях флор верхнего девона в северном и южном полушариях. Поздний девон стали рассматривать как время произрастания первых лесов и называли их археоптерисовыми [Beck, 1981]. Основываясь на данных Ч. Бека, в отечественной литературе эту точку зрения поддержала Н.С. Снигиревская [1987, 1988, 1995]. Ее представления об археоптерисовых как первых деревьях, образующих леса, были широко приняты палеоботаниками России и до настоящего времени проявляются как в научных статьях [Броушкин, Горденко, 2016; Орлова и др., 2011], так и в учебных пособиях [Юрина и др., 2010]. Затем было показано, что многие средне и верхнедевонские виды *Archaeopteris* по строению листовой пластинки следует считать принадлежащими не роду *Archaeopteris*, а роду *Svalbardia* [Matten, 1981; Jurina, Raskatova, 2014; Юрина, Орлова, 2021]. Географическое распространение археоптерисов в девоне стало изменяться и выглядеть не таким широким. Кроме того, в ранее известном эйфельском местонахождении в Линдларе (северный район Рейн-Вестфалия, Германия) были выявлены экземпляры стволов растений высотой 2 м и более, свидетельствующие о появлении древовидных представителей растений раньше, чем поздний девон, т.е. до *Archaeopteris* [Giesen, Berry, 2013]. Эти деревья отнесены к своеобразной группе высших растений — кладоксилеевым папоротниковидным (порядок *Pseudosporochneales*, класс *Cladoxylopsida*). Появление в эйфеле древовидных кладоксилеевых требует пересмотра имеющейся в литературе точки зрения о самых ранних деревьях лесных экосистем. Поэтому всестороннее изучение современного состояния проблемы первых ископаемых лесов не потеряло актуальности, а приобрело особую значимость. Взаимосвязь столь древних лесов с окружающей средой нуждается в детальных исследованиях. С этой целью были проанализированы данные о древних девонских лесах, представляющие исключительно редкие находки только в северном полушарии. Известно всего 5 местонахождений в Северной Америке и Евразии, из них три местонахождения в среднем девоне и два в верхнем (рис. 1). Эти находки обсуждаются в зарубежной литературе, но совсем не затрагиваются в отечественных работах. Результаты появления первых лесов на Земле изложены в предлагаемой статье. Особое внимание также сосредоточено на оценке критериев доминирования кладоксилепсид в образовании первоначальных лесов, а также на терминологических понятиях, прежде не употребляемых при описании девонских лесов.

Материалы, методы исследования и принятая терминология. В основе представленных результатов лежит комплекс палеоботанических данных, содержащих сведения о лесе в целом как экологической системе, составляющих его компонентах, географическом аспекте и изменении его характера в геологическом времени. Для исследования темы появления первых лесов в девоне необходимо опре-

Северное (материковое) полушарие

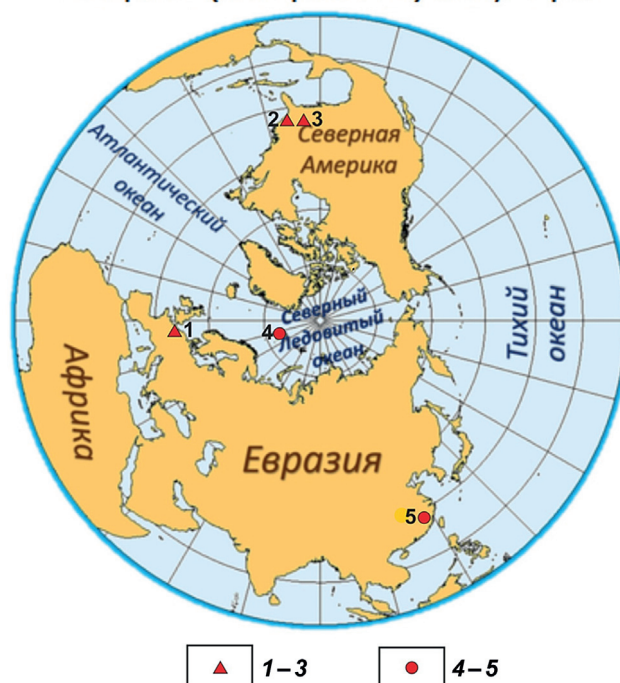


Рис. 1. Схема расположения местонахождений девонских лесных сообществ в северном полушарии; 1–3 — среднедевонские сообщества: 1 — эйфельское Линдлар (Германия); 2 — живетское Кайро (США); 3 — живетское Гильбоа (США); 4–5 — верхнедевонские сообщества: 4 — франское Муиндален (Норвегия-Шпицберген); 5 — фаменское Синьхан (Китай)

делить терминологическую основу описания, прежде не рассматриваемую в русской литературе. Сведения для применяемых терминов и понятий почерпнуты из статей аналогичной тематики и главным образом из биологических и палеонтологических справочников и рекомендаций. В ботанической литературе используется очень много определений понятия «лес», в которых подчеркиваются различные его составные части, практически не наблюдаемые на ископаемом материале. Понятие о термине современный лес в отечественной литературе сформулировано известными русскими лесоведами Г.Ф. Морозовым [1930] и В.Н. Сукачевым [1944], предложившими рассматривать лес как экологическую систему совокупности биоценозов, в которой главной жизненной формой являются деревья. Важным признаком леса в их формулировке является определение его как сложной экологической системы, состоящей из сообщества живых организмов, осуществляющих между собой обмен веществ. Представления о лесе этих исследователей взяты за основу. Нами сделан акцент на понятии ископаемый лес, его признаки и характеристики — эти сведения в литературе отсутствуют. Сложившееся суждение о природном появлении лесов позволило сформулировать понятие — **первые ископаемые леса** как сочетание единого целого из древовидных многолетних растений высотой не менее 2–4 м с одним стволом и обозримой кроной, с древостоем из моно- или олиготипных таксонов,

распространенных на определенной значительной площади. Чтобы изучить разнообразие и подметить закономерности в развитии первых девонских лесов необходимо распределить их по определенным типам. Для современных лесов тип леса определяется по преобладанию одинакового состава древесных пород. Выделяются леса хвойные, лиственные, смешанные, мангровые и т.д. Под термином **тип ископаемых лесов** нами предлагается понимать растительный покров преобладающего древостоя, произраставший в конкретное геологическое время, охватывающее эпоху или часть ее. Название типа ископаемого леса предлагается образовывать от названия доминанта таксономической категории ранга класса или более высокой категории. Пример: кладоксилеевый тип леса (класс *Cladoxylopsida*, отдел *Polypodiophyta*). Общая структура и строение каждого типа леса выявляется при анализе строения отдельных его составляющих **лесных сообществ** (локальных местонахождений). Для выделенных сообществ предложен следующий план описания. Название лесного сообщества следует производить от родового названия доминирующего растения и имени собственного названия географического места произрастания. Пример: каламофитоновый лес Линдлар (род *Calamophyton* класса *Cladoxylopsida* и местонахождение Lindlar). Далее в описании следует подробно указывать географические координаты и страну местонахождения, абсолютный и относительный возрасты вмещающих пород (желательно с указанием зоны по миоспорам) и автора первой реконструкции данного лесного сообщества. Заметим, что в данном сообщении, цифры абсолютного возраста несколько меньше по сравнению с употребляемыми ранее; они приводятся согласно данным, предложенным интернациональной стратиграфической комиссией для корреляции глобальной стратиграфической схемы Северной Европы [Cohen et al., 2021].

Результаты исследования и их обсуждение.
Представления о ранних девонских лесных экосистемах. Первые сведения об ископаемых девонских лесах появились в начале XXI века [Stein et al., 2007, 2012]. Они касались установления леса из древовидных растений в живецких отложениях Северной Америки в США в районе г. Гильбоа. Затем были опубликованы сообщения о местонахождениях девонских лесов в Германии, Норвегии и Китае, в каждом из которых рассматривалось только по одному конкретному лесу. Первой и единственной обобщающей сводкой была статья К. Берри [Berry, 2019], в которой он в стратиграфической последовательности рассмотрел известные в то время девонские леса (Линдлар, Гильбоа, Мунидален и Синьхан) и наметил для них 2 типа лесов, не анализируя их подробно: кладоксилеевый и плауновидный. Наши представления о появлении первых девонских лесов сформированы с точки зрения ботанической характеристики растений с привлечением мето-

логии изучения девонских отложений и содержащейся в них растительности во многих крупных регионах [Юрина, 1988, 2022; Юрина, Орлова, 2021; Jurina, Raskatova, 2014, 2018; Lemoigne, Iurina, 1983; Lemoigne et al., 1983; Orlova et al., 2016].

Первые ископаемые среднедевонские леса. Самым древним ископаемым лесом к настоящему времени считается лес **Линдлар (Lindlar)**, открытый в Германии в районе Северный Рейн-Вестфалия близ г. Линдлар (N 51° E 7°) в морских мюленбергских слоях (Mühlenberg Schichten) среднего эйфеля (390 млн лет) [Berry, 2019; Giesen, Berry, 2013]. Комплекс миоспор *velatus-langii* этих слоев в стратиграфической схеме девона Арденно-Рейнского региона помещается в середину эйфеля [Streel et al., 1987]. Первая реконструкция леса выполнена П. Гизен [Giesen, Berry, 2013].

Растительные остатки мюленбергских слоев изучаются с шестидесятых годов прошлого столетия [Schweitzer, 1973]. Самыми важными и преобладающими из них являются растения *Calamophyton primaevum* (класс *Cladoxylopsida*, отдел *Polypodiophyta*). Современное название *Calamophyton* следует понимать как одно единое растение, включающее ранее описанные экземпляры ствола и его основание как *Calamophyton* и как *Duisbergia*, прикрепляющиеся к стволу ветви, внешне похожие на листья [Giesen, Berry, 2013]. По реконструкции, существенно отличающейся от прежних, род *Calamophyton* представляет собой дерево с прямым стеблем высотой 2–3 м, возможно до 4 м, с диаметром ствола около 10–15 см в нижней части, с округлой формой кроны наверху из пальчатых ветвящихся безлистных побегов. Анатомическое строение стволов представляет рассеченную актиностелу. Отдельные сосудистые пучки (меристелы) разнообразной формы в количестве до 20 и более расположены радиально в окружающей их обширной сердцевине и анастомозируют на протяжении длины стебля. Другими растениями этого местонахождения являются редкие *Rellimia* (прогимносперм) и травянистые ликопсиды. Рассмотренное сообщество предлагаем называть каламофитоновым лесом. Он с относительно небольшой площадью распространения представлен древовидными *Calamophyton* с прямостоячими стволами, произраставшими близко друг к другу, куполообразные верхушки которых плотно смыкались.

Следующие два среднедевонских леса стратиграфически более молодые, чем лес Линдлар. Оба леса установлены в Северной Америке (США). Лес **Кайро (Cairo)** открыт [Stein et al., 2020] в шт. Нью-Йорк в долине р. Гудзон близ г. Кайро (N 42°17' W 73° 59') в отложениях формации Платтекилл (Plattekill) из группы Гамильтон (Hamilton) среднего живета (385–384 млн лет). Общая реконструкция леса пока не представлена. Особенность этого леса состоит в том, что в большом карьере на площади около 3000 м² в отложениях платтекилл обнаружены ядра и отпечатки, сохранившиеся только

как корневые системы в виде крупных розеток с 10–15 первичными корнями, расходящимися от основания ствола, и множеством ответвляющихся от них боковых корешков. Распознаются три типа деревьев: преобладают кладоксилеевые (класс *Cladoxylopsida*), значительны прогимноспермы (класс *Progymnospermopsida*) и редкие плауновидные (отдел *Lycopodiophyta*). Корневая система кладоксилеевых (род *Eospermatopteris*) характеризуется остатками диаметром 30–50 см, прорастающими до глубины 30 см. Они отличаются по глубокой впадине в центре ядра, соответствующей утолщенному основанию ствола, которое у эосперматопртерисов напоминало луковицу. Прогимноспермы представлены корневыми образованиями рода *Archaeopteris*. Длина отдельных первичных корней составляет до 8–10 м, в почву они врастали на 1,2–1,6 м. Корневая система плауновидных имеет диаметр размером до 1,9 м при глубине 25 см; принадлежность ее конкретному таксону неясна и определяется как стигмариеподобные *Isoetalean lycopsid* [Stein et al., 2020]. Доминирование корневой системы рода *Eospermatopteris* или рода *Archaeopteris* не зафиксировано. Судя по рисункам расположения корней в карьере эосперматопртерисовых деревьев было больше. Выделяемый нами эосперматопртерис-археоптерисовый лес Кайро произрастал близ морского побережья и время от времени затоплялся, о чем свидетельствуют целые скелеты и отдельные части рыб, найденные близ корней [Stein et al., 2020].

Второй среднедевонский лес **Гильбоа** (*Gilboa*, рис. 1, 3) также известен из шт. Нью-Йорк и расположен в 40 км западнее вышеописанного леса Кайро. Он открыт [Stein et al., 2012; 2020] в районе г. Гильбоа (N 42°23' W 74°16') в карьере Риверсайд (Riverside), где обнажаются породы самой нижней формации Онеонта из группы Генези (Genesee). Возраст формации определяется как верхний живет (383–382 млн лет) по корреляции с близлежащими палинологически охарактеризованными отложениями [Stein et al., 2007]. Реконструкция леса выполнена Ф. Маннолини [Stein et al., 2012].

Флористические остатки этого карьера начали изучаться более 150 лет тому назад. Особенно интересны бульбообразные пни (*stumps*), сохранившиеся в прижизненном положении [Dawson, 1871] и позже названные *Eospermatopteris* [Goldring, 1924]. Поскольку надземная часть растения была неизвестна, их систематическое положение и значение в развитии девонской флоры оставались неясными. Только сравнительно недавно американским исследователям [Stein et al., 2007] удалось найти в том же карьере Риверсайд верхнюю часть растения из кроны ветвей, принадлежащую роду *Wattieza*, прикрепленную к пням и стволу *Eospermatopteris*. Это дало возможность реконструировать общий вид растения в виде дерева высотой не менее 8 м с прямым стволом и безлистной кроной ветвей наверху с бульбообразным основанием ствола, имеющим

анатомическое строение в виде системы анастомозирующих меристел. Растение названо по принципу приоритета *Eospermatopteris* и отнесено к порядку *Pseudosporochneales* класса *Cladoxylopsida* [Berry, 2000]. Дальнейшие работы в карьере Риверсайд на участке площадью 1200 м² [Stein et al., 2012] показали присутствие большого количества флористических остатков разной систематической принадлежности кладоксилеевые папоротники, прогимноспермы и плауновидные), позволившее предполагать существование здесь многоярусного леса. Доминантами первого яруса были древовидные *Eospermatopteris* с прямостоящими стволами. Средний ярус составляли горизонтально лежащие дихотомически ветвящиеся стебли диаметром около 15 см и длиной 4 м, определенные только как принадлежащие к порядку *Aneurophytales* класса *Progymnospermopsida*. Возможно, они использовали эосперматопртерисы как лианы. Самый нижний ярус составляли малочисленные и плохо сохранившиеся плауновидные. Строение трех ярусного леса Гильбоа хорошо отражено на указанной первой реконструкции. Предполагается, что эосперматопртерисовый лес Гильбоа произрастал вблизи моря во влажных дождливых условиях о чем могут свидетельствовать раздутые основания стеблей.

Верхнедевонские леса. Первые верхнедевонские леса с древовидными растениями появились во франском веке на Шпицбергене и представлены деревьями плауновидных рода *Protolepidodendropsis* (отдел *Lycopodiophyta*). Принадлежность этого рода к конкретным таксонам отдела плауновидных до сих пор не ясна, так как у этого рода неизвестны органы размножения и анатомическое строение. Скорее всего род *Protolepidodendropsis* следует связывать с классом *Lycopodiopsida* [Тимонин, Филин, 2009]. Франский лес с *Protolepidodendropsis* это лес **Муниндален** (*Munindalen*), установленный [Berry, Marshall, 2015] в центральной части архипелага Шпицберген (Норвегия) в долине р. Муниндален (N 78° E 16°) в отложениях формации плантеклѣфта (*Plantekløfta*), ранее считавшейся фаменской. По сопоставлению комплексов миоспор плантеклѣфта с комплексом подзоны VI Восточной Европы [Avkhimovitch et al., 1993] возраст плантеклѣфта уточнен [Berry, Marshall, 2015] и отвечает началу франского яруса (382–381 млн лет). Первая реконструкция леса Муниндален осуществлена К. Берри [Berry, 2019].

Девонская флора Шпицбергена изучается около столетия. Работы О.А. Хёга [Høeg, 1942] и Г.-И. Швайцера [Schweitzer, 1965, 1999] являются наиболее значимыми, т.к. позволили по новому взглянуть на систематическое и стратиграфическое положение многих растений. Для ранее известного среднефранского рода *Protolepidodendropsis* из Польши [Gothan, Zimmermann, 1937] Хёг описал новый вид *P. pulchra*, а Швайцер [Schweitzer, 1999, Abb. 29] составил реконструкцию растения с прямым ство-

лом высотой 2–3 м с редко дихотомически ветвящейся облиственной верхушкой но без основания.

В начале двухтысячных годов К. Берри и Дж. Маршалл [2015] по дополнительным богатым сборам на территории долины р. Муниндалев в отложениях плантеклёфта нашли *in situ* ядра и отпечатки стволов, клубнеподобные или увеличенные основания и прикрепленные к ним дихотомизирующие корнеподобные образования *P. pulchra*. Это позволило считать это растение небольшим деревом высотой 2–4 м с диаметрами стебля 8–10 см и базальным основанием около 20 см, которые при жизни росли очень тесно друг к другу. Они также пришли к выводу, что в раннем фране на Шпицбергене произрастал монотипный протолепидодендропсисовый лес с высокой плотностью деревьев на влажных почвах в палеоэкваториальной зоне. Редкие прогимноспермовые, найденные в плантеклёфта, существенной роли не играли. К. Берри [Berry, 2019], используя имеющиеся данные о внешнем виде *P. pulchra* [Schweitzer, 1999; Berry, Marshall, 2015], составил реконструкцию протолепидодендропсисового леса Муниндален.

Более молодой, чем Муниндален, лес плауновидных впервые обнаружен в Азии [Wang et al., 2019]. В юго-восточном Китае в провинции Аньхой близ г. Синьханя (Xinhang) (N 31° E 119°) описан лес **Синьхан** из отложений пачки лейгутай (Leigutai) формации вутонг (Wutong), содержащей палинокомплекс палинозоны LL-HD Западной Европы [Ouyang, 2000], что позволило относить ее к верхнему фамену (359–358 млн лет). Реконструкция леса выполнил Д. Вэнг [Wang et al., 2019]. Основной древостой леса Синьхан состоит из деревьев плауновидного растения *Guangdedendron micrum* (порядок Isoëtales sensu lato, класс Isoëtopsida, отдел Lycopodiophyta), найденного *in situ* и известного только в Китае [Wang et al., 2019; Gao et al., 2022]. *G. micrum* представлен небольшими деревьями высотой 3,2 м с прямым неветвящимся стеблем с сохранившейся *Stigmara*, ризоморфы которой делятся поровну 4 раза. Стигмариновая система рода *Guangdedendron* является первой для плауновидных, зафиксированной в девоне. Крона растения с органами размножения необычного строения: крупными концевыми поникающими цилиндрическими только мегастробилами максимальной длины 21,9 см и 3 см в диаметре, содержащими мегаспоры типа *Lagenicula*. Авторы рода считают, что такие стробилы были адаптированы к турбулентным условиям. В позднефаменском лесу Синьхан, распространенном на площади около 250 000 м², различаются ювенильные и зрелые стадии сохранности *Guangdedendron*. Считается, что гуандедендроновый лес Синьхан произрастал в прибрежных условиях, подверженных наводнениям.

Типы девонских ископаемых лесов. Обзор строения первых лесов показал, что настоящие ископаемые леса *in situ* чрезвычайно редки в девоне: 3 лесных сообщества в среднем девоне (Линдлар, Кайро и Гильбоа) и 2 в верхнем (Муниндален и Синьхан).

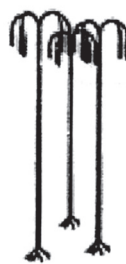
Группа среднедевонских сообществ резко отличается от группы верхнедевонских сообществ по систематическому составу доминирующего древостоя, сопутствующим формам и по продолжительности времени произрастания. Эти группы сообществ выделены нами как типы ископаемых лесов: среднедевонский кладоксилеевый лес и верхнедевонский ликоподиофитовый лес и показаны на рис. 2.

Кладоксилеевый тип леса существовал с середины эйфельского яруса до конца живетского продолжительностью около 6–8 млн лет. Это первый тип леса, известный на Земле. Доминантными растениями этого типа леса были представители высших растений класса кладоксилеевых папоротниковидных (Cladoxylopsida) отдела Polypodiophyta. Их значение в создании первых лесов рассмотрено ниже. Древостой кладоксилеевого типа леса в эйфеле представлен безлистными деревьями *Calamophyton* высотой 2–3 и возможно 4 м; в живете — также безлистными прямоствольными деревьями *Eospermatopteris* значительно большей высоты (не менее 8 м). Оба рода включаются в порядок Pseudosporochnales класса Cladoxylopsida. В живетское время в этом типе леса только в сообщество Кайро существенную роль в древостое, но не доминирующую, имеет род *Archaeopteris*. Сопутствующими формами кладоксилеевого типа леса были травянистые плауновидные и некоторые аневрофитовые (прогимноспермы). Считается, что этот тип леса представляет, видимо, один крупный цикл развития среднедевонской растительности вблизи морских побережий.

Ликоподиофитовый тип леса, составлен из сообществ Муниндален (доминирующий род древостоя *Protolepidodendropsis*, класс Lycopodiopsida, отдел Lycopodiophyta) и Синьхан (доминирующий род *Guangdedendron*, класс Isoëtopsida, отдел Lycopodiophyta). Общим признаком доминантов является принадлежность родов к отделу Lycopodiophyta. Отсюда и предлагаемое название типа леса ликоподиофитовый, который существовал по времени, отвечающему почти целой эпохе (30 млн лет). Это очень большой промежуток времени, за который могут произойти большие эволюционные преобразования у растений. Сейчас объединение разновозрастных и разных по систематическому составу сообществ в один тип леса вызвано только наличием редчайшего опубликованного материала. Несомненно, представление об этом типе леса будет преобразовываться.

Особенности строения кладоксилеевых первичных лесов. Как отмечено, ключевая роль в создании первых лесов принадлежит родам кладоксилеевых папоротников *Calamophyton* и *Eospermatopteris*, а не роду *Archaeopteris*, как предполагалось ранее. Начиная с раннего среднего девона, кладоксилеевые развили уникальный способ роста до размеров дерева от 2–3 до 8–10 м высоты. Одно из первых объяснений этому явлению дано китайскими учеными [Xu et al., 2017]. Они показали на примере изучения

Рис. 2. Стратиграфическая последовательность первых ископаемых типов лесов в истории среднего и верхнего девона Земли

Система	Отдел	Ярус	Ма	Тип ископаемого леса	Местонахождение лесного сообщества	Доминирующий род древостоя
ДЕВОНСКАЯ	Верхний	Фаменский	359,9	ЛИКОПОДИОФИТОВЫЙ	● Синьхан (Китай)	<i>Guangdedendron</i> 
		Франский	372,2		● Муниндален (Норвегия)	<i>Protolepidodendropsis</i> 
	Средний	Живетский	382,7	КЛАДОКСИЛЕЕВЫЙ	▲ Гильбоа (США) ▲ Кайро (США)	<i>Eospermatopteris</i> 
		Эйфельский	387,7		▲ Линдлар (Германия)	<i>Calamophyton</i> 
				393,3		

стеблей позднефранского рода *Xinicaulis* из северо-западного Китая, что появление древовидности у *Cladoxylopsida* в значительной степени связано со строением проводящих тканей. Основываясь на анастомозирующем типе строения проводящей системы кладоксилеевых указанные авторы предположили, что способ роста до размеров дерева у кладоксилеевых стал возможен благодаря разрастанию многочисленной паренхимы вокруг проводящих пучков и появлению в них элементов вторичной древесины.

Эту точку зрения разделяют многие исследователи и автор настоящей статьи. Изучено анатомиче-

ское строение проводящих тканей кладоксилеевых на фактическом материале окремнелых стеблей *Xenocladia medullosina* из живетских отложений Казахстана и по литературным данным у более чем 10 родов (*Cladoxylon*, *Calamophyton*, *Pseudosporochinus*, *Pietzschia*, *Hyenia*, *Duisbergia* и многие другие) [Юрина, 1988; Lemoigne, Iurina, 1983]. Показано, что проводящая система представлена множеством самостоятельных сосудистых пучков или меристел разной формы, размеров и расположения, наблюдаемых на поперечном сечении. Каждый пучок состоит в основном из первичной ксилемы и окружен

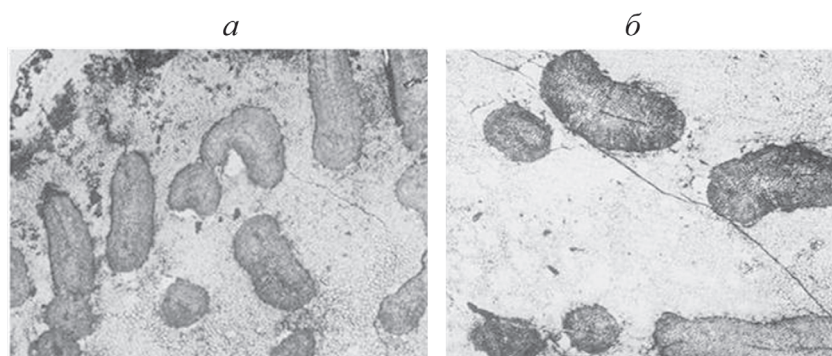


Рис. 3. Форма и расположение проводящих пучков стеблей *Xenocladia medullosina* Arn. из живета Казахстана; а — форма периферийных пучков на поперечном срезе, препарат № 187/а, (х 15); б — форма пучков центральной части стебля на поперечном срезе, препарат № 187/е, (х 20), по [Юрина, 1988]

паренхимой. Различается форма пучков периферийной и центральной частей стебля. У *Xenocladia medullosina* периферийные пучки радиально удлинённые, U и V-образной формы. В центральной части поперечного сечения располагаются пучки округлой формы и удлинённо вытянутые (рис. 3, а, б). Общая реконструкция проводящей системы осуществлялась по следующей методике. Выбирался экземпляр самого длинного фрагмента стебля, для которого выполнялись последовательные срезы поперечного сечения через 3–5 мм. Отмечался участок с пучками,

который зарисовывался на каждом поперечном сечении. Меристелы на последовательных срезах сравнивались, что давало возможность восстановить вертикальный ход пучков (рис. 4, з). Получалось, что при движении вдоль стебля пучки многократно разделяются и снова сливаются, представляя практически единую проводящую анастомозирующую систему. Это в значительной степени способствовало осуществлению качественного передвижения воды и органических веществ в стеблях растений. Проводящей системы подобного кладоксилеевым

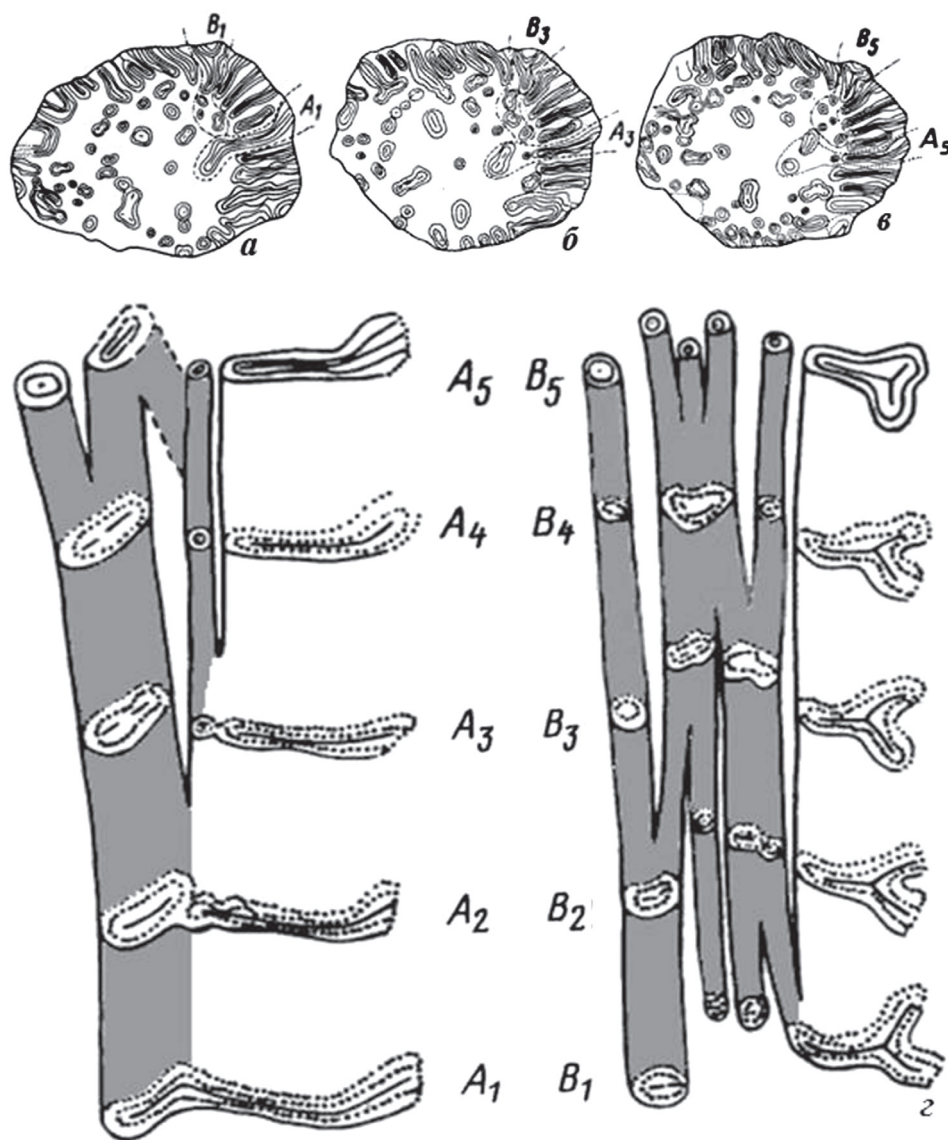


Рис. 4. Реконструкция проводящей системы *Xenocladia medullosina* Arn. из живета Казахстана; а, б, в — схемы формы и расположения меристел на поперечных срезах стебля с указанием выбранных участков для последовательной зарисовки: а — А₁, В₁ — широкая нижняя часть стебля; б — А₃, В₃ — средняя часть стебля; в — А₅, В₅ — узкая верхняя часть стебля; з — восстановленный вертикальный ход пучков по [Юрина, 1988]

строения нет у других среднедевонских растений. В этом наряду с другими упомянутыми признаками заключается большое значение кладоксилеевых как первых основателей древовидных деревьев.

Рассмотрим проводящую систему среднедевонских кладоксилеевых лесных сообществ. *Calamophyton primaevum* — доминантное дерево первого эйфельского леса Линдлар. Его верхние части стебля анатомически характеризуются множеством радиально расположенных удлинённых, U и W-образной формы периферических меристел с редкими элементами вторичной ксилемы [Schweitzer, 1973]; у частей ствола, известных как *Duisbergia mirabilis*, выявлена проводящая полистеллическая система, состоящая из кольца 60 радиально расположенных пучков ксилемы (меристел) из первичной и вторичной ксилемы, погруженных в сердцевину большого объема. Это обстоятельство трактуется как способность растения ко вторичному росту [Berry, 2019] и связывается с подобными данными по кладоксилеевым из верхнего девона Китая [Xu et al., 2017]. Китайские кладоксилепсиды обладали проводящей системой из пучков ксилемы с элементами древесины по окружности каждого пучка и разрастающейся паренхиматозной тканью между ними. Благодаря этим особенностям строения проводящей системы у кладоксилеевых развился необычный способ роста до размеров дерева, отличающийся от способа роста у деревьев других систематических групп. Основной древостой живших лесных сообществ Кайро и Гильбоа представлен знаменитым американским деревом *Eospermatopteris eriana*, находки которого в виде пеньковых ядер с луковичным основанием известны в Гильбоа (США) с XIX в. Со времени установления рода *Eospermatopteris* [Goldring, 1924] он изучался многими исследователями, но систематическая принадлежность оставалась неясной, хотя анатомическое строение было известно [Boyer, 1995]. К. Берри [2000] установил принадлежность рода *Eospermatopteris* порядку *Pseudosporochnales* класса *Cladoxylopsida* по особенностям структуры цилиндра из анастомозирующих нитей ксилемы. Таким образом у рассмотренных среднедевонских кладоксилепсид развилась уникальная проводящая система, дающая возможность формировать способ

роста до размеров дерева, начиная с раннего среднего девона.

Заключение. Находки настоящих ископаемых лесов чрезвычайно редки. Известно пять местонахождений ископаемых лесов: три среднедевонских — одно в Европе (Германия, средний эйфель) и два на континенте Северной Америки (США, верхний живет); позднедевонские местонахождения отмечены по одному в Европе (Норвегия-Шпицберген, ранний фран) и в Азии (Китай, фамен). Мы приняли предшествующие суждения о первых лесах за основу и существенно расширили и дополнили представления о них.

1. Определена терминологическая основа для описания лесов, которая у предшествующих исследователей не рассматривалась. Выделены термины, понятия и некоторые определения только для остатков *in situ*. Крайне важными терминами являются *ископаемый лес*, *тип ископаемого леса* и *лесное сообщество*.

2. Представлена стратиграфическая последовательность первых лесов в истории Земли: эйфельский век-позднедевонская эпоха, учитывающая исключительно редкие находки, сформировавшие леса. Выделено два типа лесов: кладоксилеевый тип, распространенный в среднем девоне и ликопоидофитовый тип, характерный для верхнего девона. Для каждого типа приведены лесные сообщества с указанием доминирующих родов.

3. Рассмотрена особенность анатомического строения кладоксилеевых папоротников первых лесов и показана их ключевая роль в создании древовидных лесов благодаря преимуществам в организации их проводящей системы.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность сотрудникам геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова А.М. Никишину, Т.В. Кузнецовой и М.А. Харькиной за помощь в подготовке рисунков для издания.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы госзадания Геологического факультета МГУ «Этапы эволюции групп и сообществ организмов и биостратиграфическая характеристика верхнего протерозоя и фанерозоя России и сопредельных территорий».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Броушкин А.В., Горденко Н.В. Девонская флора Среднего-Нижнего Поволжья // Фиторазнообразие Восточной Европы. Тольятти.: Изд-во ин-та экологии Волжского бассейна РАН. 2016. Т. 10, № 1. С. 14–33.
2. Морозов Г.Ф. Учение о лесе. 5-е изд. М.: Лесн. промышленность, 1930. 412 с.
3. Орлова О.А., Юрина А.Л., Горденко Н.В. О первой находке древесины археопрериодифитов в верхнедевонских отложениях Среднего Тимана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 3. С. 42–47.
4. Снигиревская Н.С. Ботанико-географическая зональность в позднем девоне // Ботанический журн. 1987. Т. 72, № 8. С. 1050–1052.

5. Снигиревская Н.С. Поздний девон-время появления лесов как природного явления // Становление и эволюция континентальных биот // Тр. XXXI сессии Всесоюзного палеонт. об-ва. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. С. 115–124.
6. Снигиревская Н.С. Археоптерисовые и их значение в эволюции растительного покрова суши // Ботанический журн. 1995. Т. 80, № 1. С. 70–76.
7. Сукачев В.Н. О принципах классификации в биоценологии // Журнал общей биологии. 1944. Т. 5, № 4. С. 213–227.
8. Тимонин А.К., Филин В.Р. Ботаника. Систематика высших растений: Учебник для студ. высш. учебн. заведений. Кн. 1. М.: Издательский центр «Академия». 2009. 320 с.

9. Юрина А.Л. Флора среднего и позднего девона Северной Евразии. М.: Наука, 1988. 176 с. (Тр. ПИН АН СССР. Т. 227).

10. Юрина А.Л. Первые девонские леса — эволюционный признак комплексных родовых зон по растениям среднего-верхнего девона // Актуальные проблемы современной палинологии: Материалы XV Всероссийской палинологической конференции / Отв. ред. Н.С. Болиховская. М.: МГУ, ГЕОС, 2022. С. 419–423.

11. Юрина А.Л., Орлова О.А. Макрофлористическая зона Svalbardia (живет): структура, характерный род, его видовое разнообразие и основные местонахождения // Труды палеонтологического общества / Отв. ред. С.В. Рожнов. М.: ПИН РАН, 2021. Т. IV. С. 73–83.

12. Юрина А.Л., Орлова О.А., Ростовцева Ю.В. Палеоботаника. Высшие растения. М.: Изд-во МГУ, 2010. 230 с.

13. Avkhimovitch V.I., Tchibrikova E.V., Obukhovskaya T.G., et al. Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bulletin des Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine Bousens. 1993. Vol. 17. P. 79–147.

14. Beck C.B. *Archaeopteris* and its role in vascular plant evolution // Palaeobotany, paleoecology and evolution / Ed. K.J. Niklas. 1981. Vol. 1, N 9. P. 193–230.

15. Beck C.B. Reconstruction of *Archaeopteris* and further considerations of its phylogenetic position // Amer. J. Bot. 1962. Vol. 49. P. 373–382.

16. Beck C.B. The identity of *Archaeopteris* and *Callixylon* // Brittonia. 1960. Vol. 12. P. 445–456.

17. Berry C.M. A reconsideration of *Wattieza* Stockmans (here attributed to *Cladoxyllopsida*) based on a new species from the Devonian of Venezuela // Rev. Palaeobotany and Palynology. 2000. Vol. 112. P. 125–146.

18. Berry C.M. The evolution of the first forests in the Devonian // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 11. С. 20–24.

19. Berry C., Marshall J. Lycopside forests in the early Late Devonian palaeoequatorial zone of Svalbardia // Geology. 2015. Vol. 43 (12). P. 1043–1046.

20. Boyer J.S. Reexamination of *Eospermatopteris eriana* (Dawson) Goldring from the upper Middle Devonian (=Givetian) Flora at Gilboa New York // The New York Botanical Garden. Thesis. 1995. <https://www.researchgate.net/publication/262510642/>.

21. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. International chronostratigraphical chart. Episodes 36 // Intern Commission on stratigraphy. 2021. Vol. 10. P. 199–204.

22. Dawson J.W. On new tree ferns and other fossils from the Devonian // Q. J. Geol. Soc. Lond. 1871. Vol. 27. P. 269–275.

23. Gao X., Liu Le, Qin M., et al. Re-study of *Guangdedendron micrum* from the Late Devonian Xinhang forest // BMC Ecology and Evolution. 2022. Vol. 22, N 69. P. 1–16.

24. Giesen P., Berry C.M. Reconstruction and growth of the early tree *Calamophyton* (Pseudosporochnales, Cladoxyllopsida) based on exceptionally complete specimens from Lindlar, Germany (Mid-Devonian): organic connection of *Calamophyton* branches and *Duisbergia* trunks // International Journal of Plant Sciences. 2013. Vol. 174. P. 665–686.

25. Goldring W. The Upper Devonian forest of seed ferns // NY State Mus. 1924. Bull. 521. P. 50–72.

26. Gothan W., Zimmermann F. Weiteres über die alt-oberdevonische Flora von Bogendorf-Liebachau bei Waldenburg // Jb. preuss. geol. landesanst. 1937. Bd. 57. S. 487–506.

27. Høeg O.A. The Downtonian and Devonian flora of Spitzbergen // Norg. Svalb. Og Ishavs-Undersøkelser. 1942. Vol. 83. 228 p.

28. Jurina A., Raskatova M. Svalbardia from Givetian of Central Russia (Voronezh Region): leaf morphology and spores from sporangium // Palaeobotanist. 2014. Vol. 63. P. 99–112.

29. Jurina A.L., Raskatova M.G. Higher plants and miospore assemblage of Burtneki Regional Stage (Givetian) of South Estonia // The Palaeobotanist. 2018. Vol. 67. S. 1–19.

30. Lemoigne Y., Iurina A. *Xenocladia medullosina* Ch. A. Arnold (1940) 1952 du Devonian moyen du Kazakhstan (URSS) // Geobios. University of Jodhpur (India). 1983. № 16. S. 513–547.

31. Lemoigne Y., Iurina A., Snigirevskaya N. Revision du genre *Callixylon* Zalessky, 1911 (*Archaeopteris*) du Dévonien // Palaeontographica. Abt. B. 1983. Bd. 186. Lfg. 4–6. P. 81–20.

32. Matten L.C. *Svalbardia banksii* sp. nov. from the Upper Devonian (Frasnian) of New York State // Amer. J. Bot. 1981. Vol. 68, N.10. P. 1383–1391.

33. Orlova O.A., Jurina A.L., Snigirevsky S.M. Late Devonian plant communities of North Russia // Review of Palaeobotany and Palynology. 2016. Vol. 225. P. 94–107.

34. Ouyang S. Succession of Late Palaeozoic palynological assemblages in Jiangsu // Journ. stratigr. 2000. Vol. 24. P. 230–235.

35. Schweitzer H.-J. Über *Bergeria mimerensis* und *Protolpidodendropsis pulchra* aus dem Devon Westspitzbergens // Palaeontographica. Abt. B. 1965. Bd. 115. P. 117–138.

36. Schweitzer H.-J. Die Mitteldevon-flora von Lindlar (Rheinland). 4. Filicineae-*Calamophyton primaevum* Kräusel and Weyland // Palaeontographica. 1973. Abt. B. Band 140. P. 117–150.

37. Schweitzer H.-J. Die Devonfloren Spitzbergens // Palaeontographica. Abt. B. 1999. Bd. 252. P. 1–122.

38. Stein W., Berry Ch., Hernick L., Mannolini F. Surprisingly complex community discovered in the mid-Devonian fossil forest at Gilboa // Nature. 2012. Vol. 483. P. 78–81.

39. Stein W., Mannolini F., Hernick L., et al. Giant cladoxylipsoid trees resolve the enigma of Earth's earliest forest stumps at Gilboa // Nature. 2007. Vol. 446. P. 904–907.

40. Stein W., Berry Ch., Morris J., et al. Mid-Devonian *Archaeopteris* roots signal revolutionary change in earliest fossil forest // Current biology. 2020. Vol. 30 (3). P. 421–431.

41. Strel M., Higgs K., Loboziak S., et al. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions // Review of Palaeobotany and Palynology. 1987. Vol. 50. P. 211–229.

42. Wang D., Qin M., Liu Le., et al. The most extensive Devonian fossil forest with small lycopsid trees bearing the earliest stigmatic roots // Current Biology. 2019. Vol. 29. P. 2604–2615.

43. Xu H.-H., Berry Ch., Stein W., et al. Unique growth strategy in the Earth's first trees revealed in silicified fossil trunks from China // PNAS. 2017. Vol. 114. P. 12009–12014.

Статья поступила в редакцию 26.10.2023,
одобрена после рецензирования 19.12.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 56.012

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-47-54

МОНОГРАФИЧЕСКИЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ КОЛЛЕКЦИИ — ВАЖНЕЙШИЙ ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ В ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Наталия Ильинична Крупина^{1✉}, Алла Александровна Присяжная²

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия; n.krupina@mail.ru[✉],
<https://orcid.org/0009-0008-0776-2215>

² Институт фундаментальных проблем биологии РАН, Пущино, Россия; alla_pris@rambler.ru[✉],
<https://orcid.org/0000-0002-5564-8811>

Аннотация. Проводится всесторонний обзор монографических палеонтологических коллекций из фондов Музея земледования МГУ. Анализируется их систематический и количественный состав, территория сбора и возраст вмещающих отложений; подчеркивается их значимость как основополагающего элемента для описания новых таксонов, стратиграфических построений и корреляции разновозрастных отложений на отдаленных территориях. Показаны направления научно-исследовательской работы с материалами коллекций. Приводится информация по форме их приема на хранение от авторов.

Ключевые слова: монографические палеонтологические коллекции, ископаемые, каталоги коллекций, голотипы, оригиналы, описанные виды

Для цитирования: Крупина Н.И., Присяжная А.А. Монографические палеонтологические коллекции — важнейший источник информации в палеонтологических исследованиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 47–54.

MONOGRAPHIC PALEONTOLOGICAL COLLECTIONS — IMPORTANT SOURCE OF INFORMATION IN PALEONTOLOGICAL RESEARCH

Nataliya I. Krupina^{1✉}, Alla A. Prisyazhnaya²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; n.krupina@mail.ru[✉], <https://orcid.org/0009-0008-0776-2215>

² Institute of Fundamental Problems of Biology of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia; alla_pris@rambler.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-5564-8811>

Abstract. Comprehensive review of monographic paleontological collections from the Earth Science Museum at Moscow State University is undertaken. Systematic and number composition, territory of collecting and the age of enclosing deposits are analyzed. The importance of monographic collections as a fundamental element for the description of new taxa, stratigraphic constructions and correlation of deposits of the same age in remote areas is emphasized. Directions of research work with materials of the monographic collections are shown. Information on the form of accepting collections in Museum from authors is provided.

Keywords: monographic paleontological collections, fossils, catalogues of collections, holotypes, originals, described species

For citation: Krupina N.I., Prisyazhnaya A.A. Monographic paleontological collections — important source of information in paleontological research. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 47–54. (In Russ.).

Введение. Непреходящая значимость монографических палеонтологических коллекций (МПК) состоит в том, что они являются ценнейшим научным наследием: основой номенклатуры и систематики ископаемых организмов, необходимой составляющей частью при описании новых таксонов, при установлении филогенетических связей внутри крупных таксонов и анализе происходящих в них эволюционных преобразований, при стратиграфических построениях и палеогеографических реконструкциях. В процессе усовершенствования исследовательских технологий перед учеными открываются новые возможности рассмотрения материалов коллекций с разной степенью детальности, дающие основу для

реvisions описанных ранее форм и современных таксономических реконструкций.

Музей земледования МГУ является одним из немногих музеев естественноисторического профиля — хранителем монографических палеонтологических коллекций [Крупина, Присяжная, 2017]. Монографический фонд представлен коллекциями различных типов ископаемых организмов, среди которых имеются уникальные не только по своей сохранности, но и систематической принадлежности. Ряд коллекций из фонда Музея послужил основой для важных стратиграфических построений, для корреляции разновозрастных отложений на отдаленных территориях.

История создания МПК в Музее начинается с открытия монографического отдела, позже преобразованного в монографический кабинет, куда с 1966 г. начали принимать на хранение коллекции оригиналов к опубликованным монографиям и статьям [Астафьева-Урбайтис, Найдин, 1969]. Формирование МПК Музея связано с именами выдающихся ученых, внесших большой вклад в развитие палеонтологических исследований территории России и ближнего зарубежья (А.А. Али-Заде, В.В. Друщиц, И.А. Михайлова, Д.П. Найдин, Б.Т. Янин и др.).

Прием коллекции на хранение в Музей земледования МГУ происходит следующим образом: автор заранее обращается к куратору МПК Музея и запрашивает номер для будущей коллекции, под которым описываемые в публикации образцы будут изображены и обозначены в фототаблице. После выхода публикации автор предоставляет в Музей все предполагаемые к сдаче образцы, каталог коллекции и публикацию. Коллекция регистрируется в книге поступлений, а информация заносится в базу данных.

Музей предоставляет возможность специалистам получить на определенный срок нужную коллекцию для дополнительного изучения. Также по запросу предоставляется информация по коллекциям и делаются фотографии запрашиваемых образцов (это относится в основном к коллекциям, сформированным в 1950–1980-е гг.). Так, в 2022 г. по запросу доктора М. Харцхаузера (Музей естественной истории Вены, Австрия) были предоставлены фотографии гастропод из акчагыльских отложений Азербайджана и Туркмении, описанных в монографиях А.А. Али-Заде, для осуществления ревизии семейств кайнозойских гастропод Паратетиса.

Важнейшим направлением работы с МПК является выпуск систематических каталогов, оказывающих специалистам существенную помощь в поиске необходимой информации. К настоящему времени

составлены 4 каталога, размещенные на официальном сайте Музея: «Аммониты» (https://www.mes.msu.ru/images/pdf/fond/Ammoniti_Katalog_small.pdf), выдержавший уже три переиздания, «Двустворчатые моллюски» (https://www.mes.msu.ru/images/pdf/fond/Mollusci_Katalog.pdf), «Брахиподы» (https://www.mes.msu.ru/images/pdf/fond/Brahiopodi_Katalog.pdf) и комплексный каталог, включающий все остальные присутствующие в фонде группы ископаемых, «Белемниты, гастроподы, мшанки, кораллы, ихнофоссилии, усонogie раки, наутилоидеи, бесчелюстные и древние рыбы» (https://www.mes.msu.ru/images/pdf/fond/Katalog_Mix.pdf).

Еще одно направление научно-исследовательской работы — обобщение и анализ информации по МПК — осуществляется в виде научных публикаций [Крупина, Присяжная, 2016; 2019 и др.].

Настоящая статья является продолжением серии публикаций по исследованию фонда МПК Музея земледования МГУ и посвящена многоплановому анализу источников поступления коллекций, географии сборов ископаемых, их возраста и систематической принадлежности через призму особенностей научно-исследовательской и научно-фондовой работы с материалами монографических коллекций.

Результаты и их обсуждение. Систематический состав МПК. Монографические палеонтологические коллекции были объединены в 12 крупных групп ископаемых организмов (табл. 1). В настоящее время в фонде насчитываются 109 коллекций. Поскольку в некоторых коллекциях описаны две группы организмов (двустворчатые моллюски и гастроподы — № 1, 23, 28, 41, 72, а также аммониты и белемниты — № 136, 138), общее число монографических коллекций составляет 116.

Неотъемлемой составляющей при приеме монографической коллекции на хранение от автора является публикация, в которой приводится описание и изображение описанных видов.

Таблица 1

Распределение МПК по группам ископаемых организмов

№	Ископаемые организмы	Регистрационный номер коллекции
1	Аммониты	3, 5, 11, 17, 25, 52, 53, 54, 58, 67, 79, 81, 82, 83, 85, 88, 90, 93, 94, 95, 96, 98, 99, 101, 105, 107, 108, 111, 115, 116, 117, 119, 120, 125, 129, 130, 136, 137, 138, 139, 141, 143
2	Двустворчатые моллюски	1, 10, 16, 20, 21, 23, 28, 29, 30, 32, 33, 36, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 57, 66, 72, 73, 148
3	Брахиподы	7, 12, 35, 37, 48, 49, 50, 51, 56, 75
4	Белемниты	2, 18, 19, 22, 22а, 26, 27, 97, 126, 136, 138
5	Гастроподы	1, 6, 23, 28, 41, 65, 72
6	Мшанки	13, 24, 132, 133, 142, 144
7	Кораллы	8, 14
8	Ихнофоссилии	109, 114, 127, 128, 131, 154
9	Фораминиферы	145
10	Усонogie раки	86
11	Наутилоидеи	110
12	Бесчелюстные и древние рыбы	15, 112, 134

Таблица 2

Список авторов публикаций к МПК

№	Автор	Регистрационный номер коллекции	№	Автор	Регистрационный номер коллекции
1	Аксенова Г.Г.	12, 49	46	Мироненко А.А.	115–117, 119, 120
2	Александрова Г.Н.	136, 138	47	Михайлова И.А.	52–54, 65–67, 79, 90, 93, 95, 96, 99, 101, 125
3	Али-Заде А.А.	1, 23, 28, 41	48	Михайлова К.Ю.	141
4	Аркадьев В.В.	94, 111, 127, 130, 139	49	Молошников С.В.	112, 134
5	Атабекян А.А.	94	50	Москвин М.М.	21
6	Багаева М.И.	111	51	Муравин Е.С.	81, 82
7	Барaboшкин Е.Е.	127, 128, 130	52	Муромцева Т.Л.	57
8	Барaboшкин Е.Ю.	79, 90, 93, 94, 95, 96, 97, 101, 105, 107, 108, 109, 110, 111, 114, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 132, 136, 137, 138, 139, 141, 142, 143, 144	53	Мусатов В.А.	110
			54	Найдин Д.П.	2, 17, 18, 19, 22, 22а, 25, 26, 27
			55	Наумов Е.В.	138
			56	Нероденко В.М.	79
9	Баранов В.Н.	81, 82	57	Никульшин А.С.	137
10	Безносков В.Н.	11	58	Обручева О.П.	15
11	Беньямовский В.Н.	126, 131	59	Павлова М.М.	16, 20, 21
12	Богданова Т.Н.	94, 96, 99	60	Палечек Т.Н.	105
13	Васильева К.Ю.	141	61	Первушов Е.М.	126
14	Вишневская В.С.	126	62	Перминов В.А.	111
15	Головинова М.А.	6, 65, 66	63	Пискунов В.К.	111, 127
16	Горбачик Т.Н.	65, 66, 97	64	Покровский Б.Г.	138, 141
17	Гречихина Н.О.	145	65	Разина Т.П.	12
18	Гришанов А.Н.	97	66	Рогов М.А.	107, 119, 141
19	Грищенко В.А.	138	67	Рудько С.В.	111
20	Гужиков А.Ю.	97, 111, 126, 130, 136, 138, 139	68	Рябов И.П.	136
21	Гужикова А.А.	126	69	Савельева Ю.Г.	139
22	Добров С.А.	18	70	Сахарова И.А.	85
23	Друщиц В.В.	3, 5, 79, 81, 82, 86	71	Свербилова Т.В.	50, 51, 56
24	Ершова В.Б.	141	72	Сельцер В.Б.	133
25	Захаров В.А.	148	73	Смеловская М.М.	56
26	Зевина Г.Б.	86	74	Смирнова С.Б.	97
27	Зибров И.	114	75	Смирнова Т.Н.	7, 65, 66
28	Грищенко В.А.	138	76	Соловьев А.В.	105
29	Зубкович М.Е.	72, 73	77	Терехова Г.П.	52
21	Казакова В.П.	58, 83, 88, 98	78	Ткачук Г.А.	125
30	Коваленко А.А.	97	79	Троицкая Т.Д.	56
31	Копаевич Л.Ф.	126, 136	80	Устинова М.А.	136
32	Коромыслова А.В.	132, 133, 142, 144	81	Федорова А.А.	139
33	Косоруков В.Л.	136	82	Фокин П.А.	136
34	Костюченко С.С.	6	83	Фомин В.А.	138
35	Кузнецов А.Б.	136	84	Чернов В.Г.	30, 32, 33, 65, 66
36	Кузьмичева Е.И.	8, 14, 65, 66	85	Шаркова Т.Т.	56
37	Ландер А.В.	105	86	Шиманский В.Н.	17
38	Литвинович Н.В.	12, 37, 49, 56	87	Шумилкин И.А.	108
39	Лопатина Д.А.	105	88	Шурекова О.В.	139
40	Маникин А.Г.	111, 138, 139	89	Янин Б.Т.	10, 29, 30, 32, 33, 36, 39, 40, 42, 43–47, 57, 65, 66, 94, 109, 127, 128, 131
41	Маринов В.А.	143			
42	Мартынова М.В.	35, 48, 49, 50, 51, 75	90	Martha S.O.	132
43	Медов С.А.	137	91	Voigt E.	13, 24, 154
45	Миранцев Г.В.	136	92	Zaton M.	120

Монографические палеонтологические коллекции Музея составлены на основании 124 публикаций. Некоторые коллекции сформированы на базе нескольких публикаций (например, по № 96 опубликовано 5 статей). В то же время есть научные работы, в которых описаны две коллекции.

Библиографические данные большинства монографических публикаций приведены в четырех систематических каталогах, о которых упомянуто выше, и в статьях [Крупина, Присяжная, 2016; 2019]. Ссылки на публикации по коллекциям, поступившим в фонд МПК в последние годы и не вошедшим в каталоги, даны в разделе с описанием коллекций и приведены в списке литературы данной статьи.

Список авторов, принимавших участие в подготовке публикаций к монографическим коллекциям, включает 92 ученых (табл. 2).

Составителями коллекций сразу по нескольким группам ископаемых являются сотрудники геологического факультета МГУ. Так, профессор кафедры региональной геологии и истории Земли Е.Ю. Барабошкин является автором (соавтором) 46 публикаций к 32 коллекциям (20 по аммонитам). Составителем 22 коллекций (16 по двустворчатым моллюскам) является профессор кафедры палеонтологии Б.Т. Янин. Профессор кафедры палеонтологии И.А. Михайлова является автором 20 публикаций к 14 коллекциям (12 по аммонитам).

Территория сбора ископаемого материала распространяется от Карпат до Камчатки и от Средней Азии до Арктического побережья России (табл. 3). В географии сборов фигурируют Россия, Азербайджан, Белоруссия, Казахстан, Литва, Туркменистан, Украина, а также США, Монголия, Швеция. Наиболее широко представлены материалы с территорий Крыма — 39 коллекций, Кавказа и Закавказья — 28, Средней Азии — 17, Поволжья — 14.

Существенная по объему описанных видов и разнообразию групп ископаемых организмов часть коллекций с территории Кавказа и Крыма описана в фундаментальной работе — Атласе нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма (1960) — 482 оригинала и 381 вид аммонитов, двустворчатых моллюсков, брахиопод, гастропод и кораллов.

Большими по объему и систематическому разнообразию двустворчатых моллюсков и гастропод являются монографические коллекции, описанные в работах А.А. Али-Заде с территории Азербайджана. Так, в трех коллекциях этого автора хранится 732 оригинала к 425 видам.

Геологический возраст ископаемого материала охватывает восемь геологических периодов: распространяется от ордовика до неогена (табл. 4; рис. 1).

В представленности различных возрастных интервалов в структуре МПК прослеживается неравнозначность (см. рис. 1).

Третья часть палеонтологического материала происходит из кайнозойских отложений. К неогеновому возрасту относятся 8 коллекций двустворчатых моллюсков и гастропод. Из палеогена происходят

Таблица 3

Регионы сбора монографических коллекций

Регион	Регистрационный номер коллекции
Арктическое побережье России	90, 141
Восточный Прикаспий	17, 54
Донбасс	17, 25, 27
Европейская часть России	13, 134
Закаспийская область	18, 22, 27
Западная Сибирь	143
Кавказ, Закавказье	2, 3, 5, 6, 7, 11, 16, 17, 18, 20, 21, 23, 27, 28, 36, 41, 45, 53, 57, 58, 83, 85, 86, 88, 98, 99, 125, 148
Камчатка	105, 148
Карпаты	27, 30, 32, 33, 65, 66, 67
Крым	3, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 14, 17, 18, 26, 27, 29, 36, 39, 40, 42, 43, 44, 46, 47, 79, 93, 94, 95, 101, 107, 109, 111, 114, 127, 128, 129, 130, 136, 138, 139, 144, 145
Поволжье	22а, 72, 73, 81, 82, 96, 97, 108, 110, 126, 131, 133, 142, 144
Русская платформа	2, 17, 18, 19, 22, 27, 90, 115, 116, 117, 120, 137
Северо-Восток России	52
Средняя Азия	1, 2, 12, 15, 24, 35, 37, 48, 49, 50, 51, 56, 75, 99, 132, 142, 154
Южное Предуралье	112

4 коллекции двустворчатых моллюсков, гастропод, ихнофоссилий и наугилюидей.

Почти половина (45%) ископаемого материала происходит из мезозойских отложений. Наиболее полно представлены коллекции относящиеся к меловому периоду, как по числу оригиналов — 40%, так и по числу коллекций — 80. Среди групп ископаемых организмов выделяются аммониты — 33 коллекции (33% состава МПК из меловых отложений), двустворчатые моллюски — 19 коллекций (18%) и белемниты — 10 коллекций (21%). К юрским отложениям относятся 5% состава МПК (11 коллекций).

Почти четверть ископаемого материала происходит из палеозойских отложений: из карбона — 3 коллекции брахиопод; из девона — 7 коллекций брахиопод и 3 коллекции позвоночных; из силура и ордовика — 1 коллекция брахиопод.

Количественный состав МПК. К настоящему времени в монографическом фонде Музея хранится 5992 оригинала к 2510 видам ископаемых организмов (табл. 5).

Таблица 4

Геологический возраст палеонтологических монографических коллекций

Геологический возраст	Ископаемые организмы (регистрационный номер коллекции)	О*	В**
Неоген, плиоцен	Двустворчатые моллюски (1, 23, 28). Гастроподы (1, 23, 28)	660	488
Неоген, миоцен	Двустворчатые моллюски (41). Гастроподы (41)	291	137
Палеоген	Двустворчатые моллюски (73)	15	10
Палеоген, эоцен — палеоцен	Гастроподы (72). Ихнофоссилии (131)	108	22
Палеоген, палеоцен	Двустворчатые моллюски (72). Наутилоидеи (110)	872	93
Мел, поздний мел	Аммониты (17, 25, 138, 143). Двустворчатые моллюски (16, 20, 21, 30). Белемниты (2, 18, 19, 22, 22а, 27, 126, 136, 138). Мшанки (13, 24, 132, 133, 142, 144). Ихнофоссилии (114, 154). Фораминиферы (145)	1188	526
Мел, ранний мел	Аммониты (3, 5, 52, 53, 54, 67, 79, 81, 82, 83, 85, 90, 93, 94, 95, 96, 99, 101, 105, 108, 111, 117, 125, 129, 130, 136, 137, 139, 141). Двустворчатые моллюски (10, 29, 32, 33, 36, 39, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 57, 66, 148). Брахиоподы (7). Белемниты (97). Гастроподы (6, 65). Кораллы (8, 14). Ихнофоссилии (109, 127, 128). Усоногие раки (86)	1223	644
Юра	Аммониты (11, 115, 120)	98	57
Юра, поздняя юра	Аммониты (116). Двустворчатые моллюски (40)	11	3
Юра, средняя юра	Аммониты (58, 88, 107, 119)	172	52
Юра, ранняя юра	Аммониты (98). Белемниты (26)	9	5
Карбон, ранний карбон	Брахиоподы (12, 37, 56)	629	225
Девон	Бесчелюстные и древние рыбы (15, 112, 134). Брахиоподы (56)	136	51
Девон, поздний девон	Брахиоподы (35, 48, 49, 50, 51)	521	169
Девон, средний девон	Брахиоподы (75)	7	2
Силур	Брахиоподы (56)	37	15
Ордовик, средний ордовик	Брахиоподы (56)	15	11

Примечание. * Число оригиналов; ** число описанных видов.

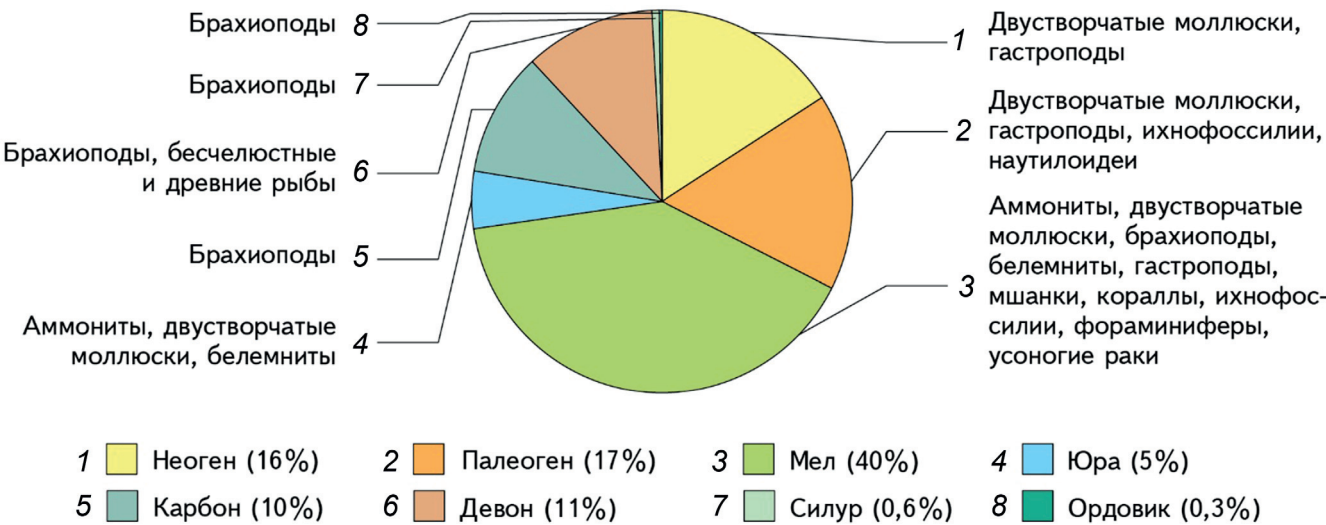


Рис. 1. Распределение монографического материала по геологическим периодам

Неравномерность распределения количественного состава МПК (оригиналов, коллекций и публикаций) по систематическим группам ископаемых демонстрирует рис. 2. Наиболее полно представлены коллекции по двустворчатым моллюскам, брахиоподам и аммонитам, составляющим суммарно более 70% оригиналов.

42 коллекции **аммонитов** составлены на основании 54 публикаций, в которых описываются или

упоминаются представленные в них формы. К настоящему времени в монографическом фонде Музея хранится 1087 (18%) оригиналов к 549 (22%) видам аммонитов. Большинство публикаций принадлежит научным сотрудникам геологического факультета МГУ: В.В. Друщицу — 5 публикаций, И.А. Михайловой — 19, Е.Ю. Барабошкину — 28 публикаций. Коллекции по количественному содержанию неравнозначны, что связано с типом публикации. Есть

Таблица 5

Количественный состав монографических палеонтологических коллекций

№	Ископаемые организмы	Число				
		коллекций	оригиналов	описанных видов	публикаций	авторов
1	Аммониты	42	1087	549	54	54
2	Двустворчатые моллюски	26	1994	771	26	14
3	Брахиподы	10	1344	504	10	9
4	Белемниты	11	513	99	13	24
5	Гастроподы	7	430	261	7	10
6	Мшанки	6	184	107	6	5
7	Кораллы	2	34	27	2	1
8	Ихнофоссилии	6	56	27	8	8
9	Фораминиферы	1	269	156	1	1
10	Усоногие раки	1	40	1	1	2
11	Наутилоидеи	1	1	1	1	2
12	Бесчелюстные и древние рыбы	3	40	7	4	2
	Всего	116	5992	2510	124	92

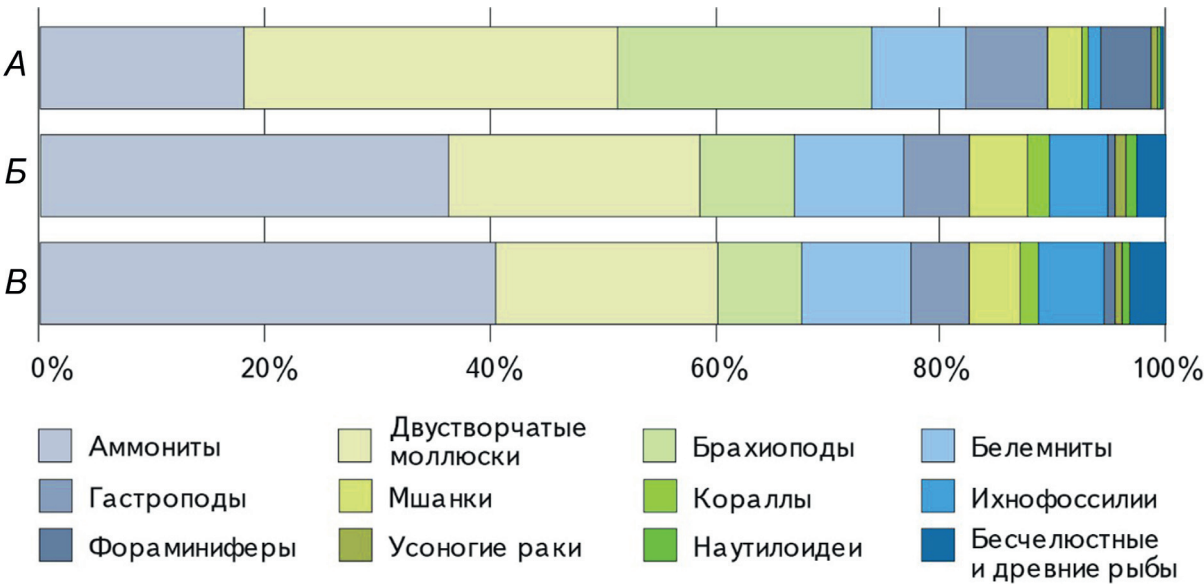


Рис. 2. Распределение монографического материала по группам ископаемых организмов: А — оригиналы, Б — коллекции, В — публикации

статьи с описанием одного вида (№ 54, 67, 85, 129, 136), а есть объемные публикации, в которых описано большое число форм (№ 3, 5, 58). Весь материал по аммонитам относится к юрскому (282 оригиналов, 114 видов) и меловому (805 оригиналов, 435 видов) периодам. Широта территории сбора коллекционного материала простирается от Карпат до Камчатки и от Туркменистана до Арктического побережья России. Наиболее широко представлены материалы с территории Северного Кавказа (11 коллекций) и Крыма (16 коллекций).

В монографическом фонде Музея хранится 1994 (33%) оригиналов к 771 (31%) виду **двустворчатых моллюсков**. 26 монографических коллекций этой группы ископаемых составлены на основании 26 публикаций. Регионы сбора: Карпаты, Крым, Кавказ, Поволжье, Средняя Азия и Камчатка. Наиболее

широко представлены материалы с территории Северного Кавказа и Закавказья (10 коллекций), а также Крыма (10 коллекций). Геологический возраст ископаемых распространяется от юры до неогена, при этом почти 80% всех оригиналов двустворчатых моллюсков относятся к неогеновому и палеогеновому периодам.

Большая часть коллекций передана на хранение в монографический фонд Музея академиком АН Азербайджана А.А. Али-заде в конце 1960-х — начале 1970-х гг.: коллекция № 1 — двустворчатые моллюски из акчагыла Туркменистана, № 23 — из акчагыла Азербайджана, № 28 — из апшерона Азербайджана и № 41 — из сармата Азербайджана. Коллекции содержат 678 оригиналов к 445 видам. Описанные в работах А.А. Али-Заде двустворчатые моллюски способствовали детальному стратиграфическому

расчленению среднеплиоценовой нефтегазоносной толщи Азербайджана и ее корреляции с одновозрастными нефтегазоносными отложениями Туркменистана.

Еще одним примером использования двусторчатых моллюсков для целей корреляции палеогеновых отложений является коллекция № 73, переданная на хранение Е.М. Зубковичем (конхилиофауна поволжского палеоцена). Последняя послужила основой для сопоставления палеоценовых отложений Нижнего Поволжья, Южной Украины и Крыма на основании сходства фаунистических комплексов.

Одна из последних поступивших коллекций (№ 148 [Захаров, 2022]) — род *Buchia* (Bivalvia) в нижнем мелу Северного Кавказа, Закавказья и Камчатки — включает 17 оригиналов к 2 описанным видам.

Материалы по **брахиоподам** представлены 10 коллекциями, составленными на основании 10 публикаций. Коллекции содержат 1344 (22%) оригинала к 502 (20%) описанным видам. Возраст вмещающих отложений: ордовик, силур, девон, карбон, пермь, мел. При этом 97% всех оригиналов происходят из палеозойских отложений (ордовик — пермь) Казахстана. Остальные 3% — из нижнемеловых отложений Северного Кавказа и Крыма. Составителями коллекций брахиопод являются сотрудники геологического факультета МГУ Т.Н. Смирнова, Н.В. Литвинович, М.В. Мартынова.

В фонде МПК хранятся 11 коллекций **белемнитов**, составленных на основании описания 513 (9%) оригиналов к 99 (4%) видам. В подготовке 13 публикаций к коллекциям принимало участие 24 автора. Составителем 7 коллекций является Д.П. Найдин. Практически весь материал (97%) собран из верхнемеловых отложений. Регионы сбора коллекций обширны: Русская платформа, Поволжье, Северный Кавказ, Крым, Закаспийская область, Донбасс, Карпаты. В 2019–2021 гг. в фонд МПК Музея от Е.Ю. Барабошкина поступили 2 коллекции белемнитов (№ 136, 138; [Барабошкин, Фокин, 2019; Барабошкин и др., 2020; Гужиков и др., 2021]) из меловых отложений Крыма.

Материал по **гастроподам** представлен 7 коллекциями: из нижнемеловых отложений Северного Кавказа и Крыма, из ургонских отложений Карпат, из палеоценовых и эоценовых отложений Поволжья, а также четыре коллекции из палеогена и неогена Туркменистана и Азербайджана. Составители: М.А. Головинова, В.Г. Чернов, М.Е. Зубкович и А.А. Али-Заде. В 7 публикациях описаны 430 (7%) оригиналов к 261 (10%) виду гастропод.

В фонде Музея хранится 184 (3%) оригинала к 107 (4%) видам позднемеловых **мшанок**, представленных 6 коллекциями к 2 работам Э. Фогта (Е. Voigt) и к 4 работам А.В. Коромысловой с соавторами. Регионы сбора монографических коллекций: Европейская часть России, Среднее Поволжье, Крым, Средняя Азия.

В последних поступивших коллекциях (№ 133, 142, 144; [Koromyslova, Seltser, 2020; Коромыслова, Барабошкин, 2021; 2022]) описано 46 оригиналов к 24 видам мшанок из позднемеловых отложений Среднего Поволжья, Западного Казахстана и Крыма.

Материал по **кораллам** из нижнего мела Крыма представлен двумя коллекциями к публикациям Е.И. Кузьмичевой. Количественный состав: 34 (0,6%) оригинала к 27 (1,1%) описанным видам.

Ихнофоссилии представлены 6 коллекциями, составленными на основании 8 публикаций, в которых описано 56 (0,9%) оригиналов к 27 (1,1%) видам. Составители: Б.Т. Янин, Е.Ю. Барабошкин. Регионы сбора материала: Крым, Казахстан, Поволжье. Геологический возраст ископаемых: мел, палеоген.

Одна из последних поступивших коллекций (№ 131 [Янин, Беньямовский, 2018]) состоит из 13 оригиналов к двум видам ихнофоссилий из верхнепалеоценовых и нижнеэоценовых отложений Среднего Поволжья.

Вторая из них (№ 154 [Voigt, 1967]) передана профессором кафедры палеонтологии геологического факультета МГУ А.С. Алексеевым в 2023 г. и представляет собой следы прижизненного повреждения стенки восьмилучевого коралла семейства Isididae Lamouroux рачком-сверлильщиком, описанным Е. Фогтом как новый вид *Endosacculus naidini* Voigt, 1967. Ранее этот голотип находился на кафедре региональной геологии и истории Земли в материалах Д.В. Найдина.

В 2021 г. в монографический фонд поступила коллекция **фораминифер** из верхнемеловых отложений Горного Крыма (№ 145, рукопись диссертации Н.О. Гречихиной «Кампан-маастрихт Горного Крыма: биостратиграфия, палеогеография, условия формирования»). Так как коллекция является микропалеонтологической, был разработан специальный алгоритм ее приема, в результате которого коллекция была принята в количестве 269 камер Франке, содержащих 156 видов бентосных и планктонных фораминифер [Гречихина, Крупина, 2022].

По **усоногим ракам** из нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа составлена 1 коллекция (авторы: В.В. Друщиц и Г.Б. Зевина), содержащая 40 оригиналов к 1 описанному виду.

Наутилоидеи представлены 1 коллекцией (авторы: Е.Ю. Барабошкин и В.А. Мусатов). Описанный образец является уникальной находкой наутилуса *Hercoglossa pavlowi* (Arkhangelsky) из палеоценовых отложений Саратовского Поволжья.

Бесчелюстные и древние рыбы представлены 3 коллекциями из девонских отложений и содержат 40 оригиналов к 7 видам: 1 коллекция по бесчелюстным — гетеростракам Южного Предуралья (составитель С.В. Молошников), и 2 — по панцирным рыбам из Центрального Казахстана (составитель О.П. Обручева) и из европейской части России (составитель С.В. Молошников). Последняя из поступивших — (№ 134, [Молошников, 2021; 2022]).

Заключение. К настоящему времени в монографическом фонде Музея Землеведения МГУ хранится 116 палеонтологических коллекций. Без малого 100 ученых принимали участие в подготовке 124 публикаций, в которых на основании почти 6 тыс. оригиналов описаны около 2,5 тыс. видов ископаемых.

Состав фонда МПК на 96% представлен ископаемыми беспозвоночными. При этом в нем хранятся коллекции почти по всем группам морских беспозвоночных, включая уникальные. Следует отметить, что ряд коллекций послужил основой для важных стратиграфических построений, для корреляции разновозрастных отложений на отдаленных территориях.

В количественном отношении различные группы представлены в фонде неравномерно: более 70% всех оригиналов составляют коллекции по двустворчатым моллюскам, брахиоподам и аммонитам.

Проведенный анализ демонстрирует, что коллекционный материал почти полностью охватывает временной интервал фанерозоя. Наиболее полно представлены материалы из мелового периода как по количеству оригиналов (40%), так и по числу коллекций (80) различных групп ископаемых организмов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьева-Урбайтис К.А., Найдин Д.П. Монографический отдел — новый отдел Музея землеведения // Жизнь Земли. 1969. Вып. 5. С. 266.
2. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н. и др. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана-маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 1–51.
3. Барабошкин Е.Ю., Фокин П.А. Находки головоногих моллюсков из пограничного сантон-кампанского интервала разреза Аксудере (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94, вып. 4. С. 77–84.
4. Гречихина Н.О., Крупина Н.И. Коллекция фораминифер верхнемеловых отложений Горного Крыма в монографическом фонде Музея землеведения МГУ // Жизнь Земли. 2022. Т. 44, № 1. С. 82–88.
5. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н. и др. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона-кампана разрезов кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29, № 4. С. 71–117.
6. Захаров В.А. Род *Buchia* (Bivalvia) в нижнем мелу Северного Кавказа, Закавказья и Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30, № 3. С. 90–100.
7. Коромылова А.В., Барабошкин Е.Ю. Сверлящие мшанки и другие следы биоэрозии в позднемеловых белемнитах из Среднего Поволжья и Западного Казахстана // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Матер. науч. онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. / Ред.: Н.К. Лебедева, А.А. Горячева, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгин. Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2021. С. 101–106.

Территория сбора палеонтологического материала простирается от Карпат до Камчатки и от Туркменистана до Арктического побережья России. Наиболее широко представлены образцы с территории Крыма, Кавказа и Закавказья, Средней Азии и Поволжья.

В последние годы статус и значимость Музея землеведения МГУ как хранителя монографических палеонтологических коллекций возросли. Только за последние пять лет принято на хранение 20 коллекций (аммонитов, двустворчатых моллюсков, белемнитов, мшанок, ихнофоссилий, фораминифер и панцирных рыб), содержащих 485 оригиналов к 249 описанным видам. В основном коллекции поступают с геологического факультета МГУ, но также и из организаций-хранителей МПК, таких как Геологический и Палеонтологический институты РАН.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке государственных заданий Музея землеведения МГУ № АААА-А16-116042710030-7 и Института фундаментальных проблем биологии РАН № 122041200035-2.

8. Коромылова А.В., Барабошкин Е.Ю. Инкрустирующие мшанки из позднего мела Среднего Поволжья и Крыма // Палеонтол. журн. 2022. № 1. С. 51–66.
9. Крупина Н.И., Присяжная А.А. Монографические палеонтологические коллекции Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91, вып. 1. С. 67–76.
10. Крупина Н.И., Присяжная А.А. Монографические палеонтологические коллекции — часть мирового научного и культурного наследия // Жизнь Земли. 2017. Т. 39, № 3. С. 263–268.
11. Крупина Н.И., Присяжная А.А. Систематический состав коллекций монографического фонда Музея землеведения МГУ // Жизнь Земли. 2019. Т. 41, № 4. С. 464–471.
12. Молошиников С.В. О находках дунклеостеидных панцирных рыб (Pisces, Placodermi) в европейской части России (территория Центрального девонского поля) // Жизнь Земли. 2021. Т. 43, № 1. С. 67–76.
13. Молошиников С.В. Среднедевонские коккостеидные панцирные рыбы Воронежской области (живет Павловского карьера) по материалам в коллекции Музея землеведения МГУ // Жизнь Земли. 2022. Т. 44, № 3. С. 334–342.
14. Янин Б.Т., Беньямовский В.Н. Норы десятиногих ракообразных из палеогеновых отложений Среднего Поволжья и их палеогеографическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 3. С. 12–24.
15. Koromyslova A.V., Seltser V.B. Early Maastrichtian cheilostome bryozoans from the middle Volga River region // Paläont. Z. 2020. Vol. 94, N 1. P. 697–714.
16. Voigt E. Ein vermutlicher Ascothoracide (*Endosacculus* (?) *naidini* n. sp.) als Bewohner einer kretazischen Isis aus der UdSSR // Paläont. Z. 1967. Vol. 41, N 1/2. P. 86–90.

Статья поступила в редакцию 14.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 550.8.01: 550.85

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-55-65

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ФУШУНЬСКОМ БАССЕЙНЕ МЕТОДАМИ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ

Кирилл Владимирович Сыромятников^{1✉}, Михаил Аркадьевич Левитан²,
Руслан Рустемович Габдуллин³

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; sykirv@gmail.com ✉, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; m-levitan@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН. Москва, Россия; gabdullin@geokhi.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Аннотация. В статье с помощью методов математической статистики установлена взаимосвязь климатических изменений и условий седиментации для 4-х стадий накопления фусинской и шахайской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна в апт-альбское время. В результате было отмечено, что увеличение влажности климата совпало с широко распространенным аноксическим океаническим событием Пакье (Paquie, OAE1b) в раннеальбское время. Кроме того, выявлено существенное влияние фациальных условий на интенсивность процессов торфо- и угленакопления фусинской и шахайской угленосных формаций.

Активизации процессов торфонакопления и углеобразования способствовали увеличение влажности климата, активизация сноса обломочного материала, понижение уровня воды в пресноводных водоемах Фушуньского бассейна.

Ключевые слова: Фушуньский угольный бассейн, раннемеловой период, угленосные отложения, фации, регрессионный анализ, дисперсионный анализ, корреляционный анализ

Для цитирования: Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические и палеогеографические реконструкции условий седиментации в Фушуньском бассейне методами математической статистики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 55–65.

PALEOCLIMATIC AND PALEO GEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS OF SEDIMENTATION CONDITIONS IN THE FUXIN BASIN USING METHODS OF MATHEMATICAL STATISTICS

Kirill V. Syromyatnikov^{1✉}, Michail A. Levitan², Ruslan R. Gabdullin³

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com ✉

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; m-levitan@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; gabdullin@geokhi.ru

Abstract. In the paper, the relationship between climatic changes and sedimentation conditions for 4 accumulation stages of the Fuxin and Shapai coal-bearing formations of the Fuxin coal basin in the Aptian-Albian time was established using mathematical statistical methods. As a result, it was observed that the increase in climate humidity coincided with the widespread anoxic oceanic Paquie event (Paquie, OAE1b) during the early Albian time. In addition, a significant influence of facies conditions on the intensity of peat and coal accumulation processes of the Fuxin and Shapai coal-bearing formations was revealed.

Activation of peat accumulation and coal formation processes was promoted by increase of climate humidity, activation of clastic material supply, lowering of water level in freshwater reservoirs of the Fuxin basin.

Keywords: Fuxin coal basin, early Cretaceous period, coal deposits, facies, regression analysis, dispersion analysis, correlation analysis

For citation: Syromyatnikov K.V., Levitan M.A., Gabdullin R.R. Paleoclimatic and paleogeographic reconstructions of sedimentation conditions in the Fuxin basin using methods of mathematical statistics. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 55–65. (In Russ.).

Введение. Исследования, посвященные изменению палеоклимата в период формирования различных месторождений полезных ископаемых, являются весьма актуальными в практическом применении. Это позволяет на основе изучения

климатических изменений в геологическом прошлом предсказывать условия формирования ряда полезных ископаемых в различных регионах. В данной статье с помощью методов математической статистики были изучены изменения палеоклимата

и условия накопления фусинской и шахайской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна (КНР). Кроме того, проведена корреляция между отложениями, богатыми и обедненными угольными пластами. Работы с использованием статистических методов анализа успешно применялись нами в ряде исследований [Левитан, Сыромятников и др., 2014; Сыромятников, Левитан, 2021; Сыромятников, Габдуллин, 2022]. В результате проанализировано влияние климатических условий в апт-альбское время (ОАЕ1b) на процессы седиментации в Фушуньском угольном бассейне.

Изучению палеоклиматических условий угленосных формаций посвящено множество научных трудов, в одних детально рассмотрен петрографический и литологический состав угленосных отложений и предложена детальная литолого-фациальная классификация их формирования [Тимофеев, Боголюбова, 1998; Тимофеев, Боголюбова и др., 2002], в других на основе молекулярных и микроскопических исследований проведен анализ фитоценозов углей [Киселева, Рождествина и др., 2014]. В этих работах представлены богатые материалы по литологии, вещественному составу угленосных толщ, их палеогеографии, но статистические методы не использовались. В нашей статье на основании статистических методов анализов химического состава фусинской и шахайской формаций, приведенного в [Xu et al., 2020], проанализированы палеоклиматические изменения, происходившие в процессе их формирования в апт-альбское время. Кроме того, выделены химические группы, характеризующие изменения уровня воды в Фушуньском бассейне.

Вопросы, связанные с климатическими изменениями в меловой период времени, были детально рассмотрены в трудах ряда исследователей [Эволюция..., 1981; Найдин и др., 1986; Ясаманов, 1985; Jenkyns, 1999, 2003; Wang et al., 2014; Weissert, 1989; Weissert et al., 2019; Wilson, 2018]. Методы статистического анализа здесь также не применялись.

Материалы и методы исследований. Исходным материалом для написания статьи явились данные по геохимии двух скважин — DY1 и FY1, пробуренных на территории Фушуньского угольного бассейна [Xu et al., 2020] (рис. 1).

Фушуньский угольный бассейн — один из крупнейших угленосных внутриконтинентальных бассейнов северо-восточного Китая (провинция Ляонин). Следует отметить, что угольные пласты максимально развиты в нижнемеловой фусинской

и редко встречаются в шахайской формации (рис. 1). Стратиграфия, палеогеография, эволюция бассейна и угленосные озерные угленосные толщ фусинской формации были исследованы на основе изучения разрезов обнажений, керна и каротажа скважин. В результате было выделено 15 типов литофаций, литология которых варьирует от конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов до углей. Литофации сгруппированы в пять фациальных типов: аллювиальные веерные, косые флювиальные, меандрирующие флювиальные, веерные дельтовые и озерные отложения [Xu et al., 2019].

С целью изучения палеоклиматических изменений и условий осадконакопления в Фушуньском угольном бассейне в апт-альбское время было необходимо решить три основные задачи: 1) на основе результатов корреляционного анализа с помощью построения матрицы Пирсона по методике, описанной [Берк, Кэйри, 2005], выделить химические группы оксидов, характеризующие палеоклиматические изменения в апт-альбское время; 2) изучить взаимосвязь между 2 выделенными химическими группами оксидов с помощью одномерного регрессионного анализа; 3) на основе установленной взаимосвязи между 2 химическими группами оксидов рассчитать индекс, характеризующий интенсивность терригенного осадконакопления в Фушуньском бассейне, и сравнить его распределение в пределах 4 стадий формирования фусинской и шахайской угленосных формаций [Xu et al., 2020] с величиной отношения гидролизатного модуля (ГМ) к сумме ($K_2O + Na_2O$) [Юдович, Кетрис, 2000, 2011]; при этом использовался однофакторный дисперсионный анализ.

Одномерный регрессионный и однофакторный дисперсионный анализы были выполнены в программе Statgraphics plus v.5.

Результаты исследований и их обсуждение. В результате построения корреляционной матрицы Пирсона на основе данных (табл. 1) удалось выделить две химические группы оксидов, коррелирующие между собой с 95% уровнем значимости (табл. 2). Первая группа оксидов: SiO_2 , TiO_2 и Al_2O_3 ; вторая группа представлена CaO , MnO и MgO . Рассмотрим коэффициенты корреляции между оксидами внутри выделенных групп. SiO_2 положительно коррелирует с TiO_2 и Al_2O_3 (коэффициенты корреляции, соответственно, равны 0,42 и 0,58 (табл. 2)). CaO имеет сильную отрицательную корреляцию с SiO_2 , TiO_2 и Al_2O_3 , соответствующие коэффициенты корреляции составляют -0,84; -0,68; -0,78.

Рис. 1. А — Схематическая карта расположения Фушуньского угольного бассейна (северо-восточный Китай, провинция Ляонин) (Xu et al., 2020); Б — Литолого-стратиграфическая схема Фушуньского угольного бассейна: 1 — конгломераты; 2 — песчаные конгломераты; 3 — грубо- и крупнозернистые песчаники; 4 — среднезернистые песчаники; 5 — мелкозернистые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — глинистые алевролиты; 8 — алевролитистые глины; 9 — аргиллиты; 10 — глинистые известняки; 11 — уголь; 12 — магматические породы; 13 — местные географические названия; 14 — скважины; 15 — разломы; 16 — Фушуньский угольный бассейн; 17 — Желтая река; 18 — суньцзяваньская формация; 19 — фусинская формация; 20 — шахайская формация; 21 — цзюфотангская формация; 22 — ийксинская формация; 23 — презинская формация; 24 — магматические породы. В — Схематическая стратиграфическая шкала Фушуньского угольного бассейна: I, II, III, IV — подформации; A, B, C, D — стадии формирования шахайской и фусинской угольных формаций

Таблица 1

Химический состав оксидов скважин DY1 и FY1 Фушуньского угольного бассейна

Глубина, м	SiO ₂ , %	TiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	Fe ₂ O ₃ , %	MnO, %	MgO, %	CaO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	P ₂ O ₅ , %	I _{итс}	I _{гк}	Стадии	Формации
Скважина DY1														
144	58,36	0,68	14,24	7,36	0,11	3,90	1,36	2,69	3,92	0,14	7,33	5,80	1	1
170	59,70	0,78	14,33	8,00	0,12	2,84	0,83	2,30	3,50	0,04	5,07	6,71	1	1
195	65,50	0,63	14,04	6,18	0,15	2,98	0,86	2,26	3,29	0,13	4,98	5,78	1	1
226	61,59	0,71	15,50	6,64	0,16	3,05	0,60	1,67	3,93	0,02	4,90	6,67	1	1
251	60,15	0,65	14,93	7,31	0,11	5,11	0,62	1,19	3,80	0,10	7,71	7,66	1	1
293	60,00	0,75	16,31	6,55	0,04	3,14	0,82	2,44	3,46	0,34	5,19	6,68	1	1
343	60,59	0,74	16,15	6,76	0,03	3,31	0,57	1,85	3,96	0,22	5,05	6,73	1	1
413	59,79	0,82	15,95	5,82	0,02	1,93	0,69	1,86	3,04	0,18	3,45	7,72	1	1
459	57,99	0,80	15,62	6,06	0,06	2,15	1,54	1,85	2,93	0,23	5,04	8,13	1	1
473	56,90	0,73	14,79	5,46	0,17	1,85	0,79	1,91	2,79	0,18	3,88	7,91	1	1
510	60,42	0,80	15,11	6,28	0,03	2,06	1,23	2,00	2,71	0,21	4,35	7,81	1	1
527	60,59	0,74	16,22	5,59	0,05	2,19	0,52	1,89	3,47	0,16	3,56	6,96	2	2
529	59,95	0,74	16,78	5,04	0,03	1,99	0,50	2,10	3,46	0,13	3,25	6,78	2	2
532	59,83	0,65	15,60	5,19	0,02	2,08	0,43	2,03	3,20	0,10	3,33	6,86	2	2
537	58,69	0,75	14,89	5,54	0,06	2,50	1,50	1,92	3,21	0,20	5,46	7,05	2	2
540	58,01	0,81	16,12	5,67	0,02	1,99	0,73	2,06	3,41	0,17	3,66	7,13	2	2
545	57,10	0,78	16,11	6,36	0,03	2,49	0,67	1,97	3,53	0,15	4,31	7,41	2	2
551	60,00	0,79	16,06	5,34	0,02	2,10	0,74	2,27	3,41	16,00	3,72	6,52	2	2
552	59,97	0,82	15,57	6,60	0,03	2,13	0,83	1,87	3,30	0,22	3,92	7,42	2	2
553	59,12	0,70	14,32	5,45	0,02	2,19	0,79	1,78	2,99	0,15	4,05	7,27	2	2
571	59,96	0,70	15,15	5,37	0,03	2,07	0,93	2,61	2,57	0,17	4,00	6,84	2	2
580	59,35	0,80	15,48	5,39	0,02	2,03	1,38	2,50	2,93	0,22	4,54	6,73	2	2
586	58,96	0,75	15,35	5,77	0,03	2,18	1,21	2,46	2,80	0,19	4,56	7,06	2	2
592	57,35	0,74	15,24	6,10	0,06	2,39	1,28	2,15	3,13	0,21	5,09	7,31	2	2
595	58,42	0,74	15,52	5,98	0,05	2,52	1,25	1,96	3,32	0,22	5,12	7,23	2	2
656	55,55	0,74	15,15	6,18	0,12	2,34	2,87	1,65	2,86	0,33	7,46	8,86	2	2
715	53,77	0,69	16,66	4,67	0,08	2,48	2,99	1,54	2,82	0,25	7,80	9,43	2	2
770	54,86	0,79	16,60	5,23	0,14	2,91	2,30	2,04	3,11	0,21	7,40	8,06	2	2
800	53,07	0,74	16,24	5,76	0,14	3,09	2,64	1,65	3,13	0,25	8,38	9,02	2	2
856	54,79	0,56	14,47	5,65	0,11	2,34	4,47	1,66	2,74	0,29	9,91	8,62	2	2
949	45,97	0,61	12,40	6,35	0,18	2,67	8,80	1,30	2,62	0,64	19,75	10,84	2	2
1000	50,62	0,65	14,24	5,32	0,11	2,85	7,08	1,60	2,79	0,23	15,33	9,14	2	2
1031	51,38	0,69	15,09	5,42	0,09	2,89	5,48	1,58	3,23	0,22	12,60	8,61	2	2
1081	54,22	0,72	16,35	6,15	0,09	3,03	2,59	2,08	3,45	0,22	8,01	7,77	2	2
1124	53,58	0,72	15,36	6,26	0,12	2,31	3,78	1,58	3,57	0,28	8,91	8,14	2	2
1124	53,58	0,72	15,36	6,26	0,12	2,31	3,78	1,58	3,57	0,28	8,91	8,14	2	2
1158	49,69	0,77	15,00	6,42	0,10	2,37	6,17	1,56	3,79	0,32	13,20	8,38	2	2
1176	57,00	0,76	15,95	6,53	0,06	2,68	1,61	1,68	3,65	0,20	5,90	7,67	2	2
1203	57,14	0,73	14,69	5,74	0,09	2,42	3,43	1,90	2,55	0,22	8,19	8,36	2	2
1248	58,22	0,84	17,28	4,42	0,09	1,96	2,02	1,33	4,07	0,26	5,33	7,20	2	2
1281	49,24	0,64	13,86	4,39	0,10	1,09	8,17	1,46	3,35	0,31	14,68	8,02	2	2
1322	61,82	0,83	16,51	4,40	0,07	1,67	1,93	1,69	3,59	0,24	4,64	6,68	3	2
1379	60,68	0,79	15,39	3,43	0,02	1,46	1,70	2,26	3,08	0,13	4,14	6,06	3	2
1496	55,71	0,84	19,02	4,15	0,04	1,92	1,45	1,41	4,75	0,17	4,51	7,01	3	2
1564	55,18	0,69	13,46	5,44	0,14	3,22	5,04	1,22	3,86	0,24	12,12	7,04	3	2
1578	52,20	0,59	11,99	4,96	0,13	3,06	7,53	0,89	3,46	0,42	16,55	7,78	3	2

Глубина, м	SiO ₂ , %	TiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	Fe ₂ O ₃ , %	MnO, %	MgO, %	CaO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	P ₂ O ₅ , %	I _{итс}	I _{гк}	Стадии	Формации
1612	59,46	0,64	12,71	3,92	0,08	3,36	4,06	0,84	3,97	0,10	10,30	6,07	4	2
1673	54,24	1,06	18,99	4,32	0,03	3,00	1,76	2,40	5,06	0,27	6,45	6,03	4	2
1705	51,35	0,76	14,15	7,14	0,07	4,36	3,63	2,70	3,84	0,22	12,16	6,59	4	2
1761	54,63	0,90	15,42	6,75	0,05	3,28	1,65	2,34	5,13	0,23	7,02	5,67	4	2
1822	55,99	0,64	13,17	4,58	0,04	5,04	2,59	1,95	4,79	0,13	10,99	4,88	4	2
Скважина FY1														
228,50	52,42	0,61	13,22	7,15	0,12	3,62	7,06	2,02	2,59	0,2	16,30	8,73	1	1
255,50	63,41	0,54	13,76	5,4	0,06	2,15	2,24	2,62	2,72	0,15	5,73	5,84	1	1
301,50	60,08	0,51	13,62	5,04	0,11	1,95	4,72	2,72	2,55	0,19	9,14	6,09	1	1
370,50	58,8	0,66	14,78	5,05	0,12	1,78	4,39	2,28	2,7	0,14	8,47	7,04	1	1
595,50	67,28	0,7	15,72	4,68	0,06	1,38	1,35	3,33	2,98	0,15	3,33	4,98	1	1
701,50	61,31	0,72	15,72	5,35	0,05	1,59	1,36	2,05	2,71	0,12	3,86	7,48	1	1
743,50	61,28	0,64	14,57	5,64	0,08	1,46	2,12	2,36	2,77	0,14	4,78	6,66	1	1
789,50	61,96	0,75	15,79	5,23	0,05	1,54	1,49	2,26	3,18	0,13	3,92	6,47	1	1
828,50	52,89	0,66	14,15	6,19	0,09	1,86	1,35	1,68	2,57	0,14	4,87	9,38	1	1
862,50	58,01	0,67	14,52	5,95	0,09	1,89	3,31	1,98	2,72	0,16	7,23	7,79	1	1
910,50	47	0,6	11,55	11,64	0,5	1,57	7,13	1,27	2,22	0,31	15,55	14,81	2	2
940,00	57,42	0,76	15,28	5,57	0,05	1,88	1,37	1,64	2,89	0,12	4,49	8,33	2	2
971,50	58,46	0,72	15,36	5,33	0,06	1,7	1,32	1,8	2,88	0,15	4,13	7,85	2	2
1000,00	57,7	0,71	15	6,53	0,06	1,79	0,88	1,8	2,96	0,12	3,72	8,12	2	2
1000,00	57,7	0,71	15	6,53	0,06	1,79	0,88	1,8	2,96	0,12	3,72	8,12	2	2
1060,00	59,68	0,72	14,99	5,06	0,11	1,65	2,2	2,21	2,95	0,14	5,25	6,78	2	2
1080,00	59,31	0,77	15,66	6,11	0,08	2,4	1,75	1,99	2,99	0,2	5,58	7,66	2	2
1319,50	54,96	0,6	13,45	5,39	0,1	2,95	4,75	1,88	2,86	0,22	11,30	7,50	2	2
1365,50	55,51	0,7	14,92	5,89	0,1	2,4	3,25	1,56	3	0,24	8,08	8,54	2	2
1420,00	55,36	0,72	14,59	6,5	0,1	2,39	3,19	1,53	2,85	0,22	8,04	9,04	2	2
1488,50	49,81	0,68	13,87	6,45	0,07	1,67	6,22	1,42	3,04	0,21	12,37	9,48	2	2
1540,00	50,82	0,6	12,91	5,29	0,17	2,25	8,07	1,64	2,58	0,2	16,31	8,85	3	2
1605,50	57,58	0,74	16,02	6,58	0,13	2,47	2,37	1,57	3,12	0,21	6,69	8,69	3	2
1660,00	56,4	0,69	15,61	6,46	0,09	2,03	1,89	2,04	2,84	0,23	5,52	8,30	3	2
1726,50	46,55	0,49	10,87	4,8	0,1	8,38	8,55	1,33	2,51	0,16	29,41	9,10	3	2
1760,00	45,65	0,47	10,03	4,89	0,11	8,23	9,76	1,14	2,42	0,15	32,24	9,54	3	2
1840,00	47,96	0,56	12,26	5,21	0,11	4,2	6,49	2,86	3,4	0,18	17,77	6,04	4	2
1908,00	55,38	0,62	14,11	4,87	0,08	2,8	3,53	3,89	3,6	0,15	9,14	4,74	4	2
1926,00	48,4	0,61	12,6	5,11	0,12	4,97	6,69	2,68	3,25	0,12	19,12	6,42	4	2
1944,00	46,66	0,5	10,55	4,6	0,12	6,31	10,03	2,67	3,2	0,15	28,52	5,76	4	2
1980,00	45,87	0,45	10,25	4,44	0,13	6,2	12,11	2,79	2,47	0,13	32,60	6,33	4	2

Примечание. Данные по оксидам приведены в мас. % (Hu et al., 2020). 1. Индекс интенсивности терригенного сноса: $I_{итс} = [(CaO + MnO + MgO)/(SiO_2 + TiO_2 + Al_2O_3)] \times 100$; 2. Индекс гумидности климата: $I_{гк} = [GM/(K_2O + Na_2O)] \times 100$, где $GM = [(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MnO)/SiO_2]$ [Юдович, Кетрис, 2000]; Стадии: А — 4; В — 3; С — 2; D — 1. Формации: 1 — фусинская; 2 — шахайская.

С MgO и MnO у CaO положительная корреляция, коэффициенты корреляции, соответственно, равны 0,53 и 0,49 (табл. 2; рис. 2). Следует отметить, что выборка равна почти 100 образцам, поэтому приведенные коэффициенты корреляции достаточно высокие. По данным литологического описания [Xu et al., 2019, 2020] и результатам корреляционного анализа первая группа оксидов (SiO₂, TiO₂ и Al₂O₃) входит в состав терригенного материала, а вторая группа (CaO, MnO и MgO) — в основном в состав

хемогенной составляющей отложений фусинской и шахайской угленосных формаций.

Для исследования взаимосвязи между первой и второй химическими группами оксидов обеих формаций был выполнен одномерный регрессионный анализ 82 образцов. В результате была установлена обратная нелинейная регрессионная взаимосвязь между суммой терригенных оксидов — SiO₂, TiO₂ и Al₂O₃ и суммой хемогенных оксидов — CaO, MnO и MgO, с уровнем достоверности 99%, P-value < 0,01.

Таблица 2

Корреляционная матрица Пирсона на основе данных по содержанию оксидов по скважинам DY1 и FY1 [Xu et al., 2020] Фушуньского угольного бассейна

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1,00	0,42	0,58	-0,07	-0,45	-0,53	-0,84	0,25	0,12	0,07
TiO ₂		1,00	0,84	0,05	-0,40	-0,49	-0,68	-0,01	0,51	0,10
Al ₂ O ₃			1,00	-0,07	-0,46	-0,60	-0,77	0,04	0,41	0,09
Fe ₂ O ₃				1,00	0,52	-0,09	-0,11	-0,12	-0,11	-0,03
MnO					1,00	0,11	0,49	-0,25	-0,28	-0,11
MgO						1,00	0,53	-0,01	0,08	-0,06
CaO							1,00	-0,16	-0,28	-0,08
Na ₂ O								1,00	0,00	0,05
K ₂ O									1,00	0,04
P ₂ O ₅										1,00

Примечание. Полужирным и курсивом показаны коэффициенты корреляции, отвечающие 95% уровню значимости. Полужирным — положительные, а курсивом — отрицательные значения коэффициентов корреляции.

При этом коэффициент корреляции составляет 0,92. Вместе с тем коэффициент детерминации R², равный 85%, показывает долю уменьшения суммы терригенных оксидов первой группы относительно второй хемогенной группы оксидов. Стандартная ошибка регрессии (среднеквадратическое отклонение регрессионных остатков) составляет всего 0,0005. Данный показатель показывает среднее расстояние, на которое наблюдаемые значения отклоняются от линии регрессии. В связи с весьма малым значением стандартной ошибки полученная модель регрессии

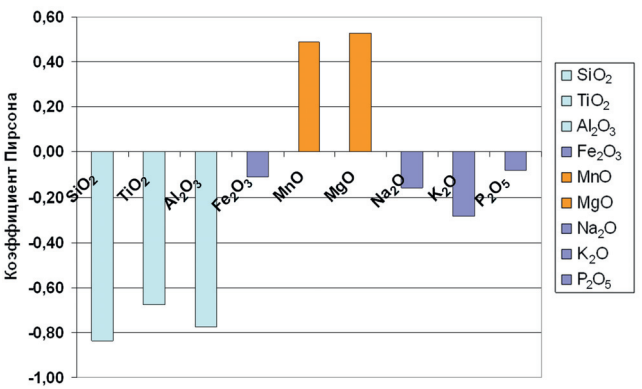


Рис. 2. Диаграмма корреляционной взаимосвязи CaO с другими основными оксидами фусинской и шахайской формаций скважин DY1 и FY1 на основе данных корреляционного анализа Пирсона. Голубым цветом показаны значимые отрицательные коэффициенты корреляции с уровнем достоверности 95%. Оранжевым цветом значимые положительные коэффициенты корреляции с уровнем достоверности 95%. Фиолетовым цветом показаны нейтральные коэффициенты корреляции

обладает высокой точностью. Таким образом, можно утверждать, что при увеличении роли терригенного сноса в Фушуньский бассейн интенсивность процессов хемогенного осаждения веществ из растворов резко сокращалась (рис. 3; табл. 3).

Как известно [Юдович, Кетрис, 2000], степень гумидности климата может быть хорошо охарактеризована с помощью гидролизатного модуля (ГМ) и суммы щелочей (K₂O+Na₂O). При этом увеличение гумидизации климата связано с увеличением ГМ в сторону значений равных — 0,5 с одновременным уменьшением суммы (K₂O+Na₂O), а для процессов аридизации характерны одновременно повышенные значения ГМ и суммы (K₂O+Na₂O). В настоящей статье индекс гумидности (I_{ГК}) рассчитан как от-

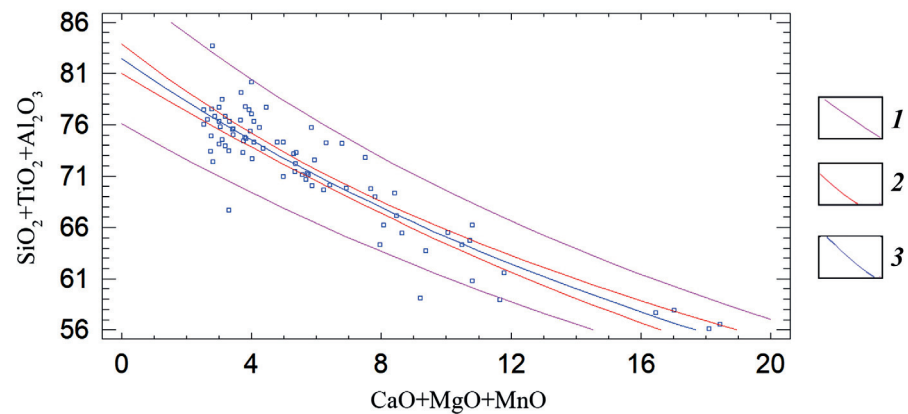


Рис. 3. Результаты регрессионного анализа обратной нелинейной взаимосвязи суммы терригенных оксидов — SiO₂ + TiO₂ + Al₂O₃ с суммой хемогенных оксидов — CaO + MgO + MnO. 1 — доверительный интервал, соответствующий предсказанному значению регрессии; 2 — доверительный интервал для среднего значения предсказанных значений регрессии; 3 — линия регрессии

Таблица 3

Основные данные одномерного регрессионного анализа по взаимосвязи суммы оксидов первой $\Sigma(\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ и второй $\Sigma(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ геохимических групп фусинской и шахайской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна

Уравнение регрессии	Количество исследуемых образцов	Коэффициент корреляции R	Коэффициент детерминации R ² , %	Стандартная ошибка регрессии	P-value
$\Sigma(\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) = 1/[0,0121 + 0,000324 \times \Sigma(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO})]$	82	0,92	85%	0,0005	0,00

ношение ГМ к сумме оксидов ($K_2O + Na_2O$) с умножением на 100, т.е. $I_{ГК} = [ГМ / (K_2O + Na_2O)] \times 100$. Кроме того, на основе полученных данных корреляционного и одномерного регрессионного анализов был вычислен индекс интенсивности терригенного сноса, который также характеризует уровень воды в бассейне седиментации [Хазиев, Фахрутдинов, 2015], который тесно связан с возрастанием или убыванием обломочного материала в Фушуньском бассейне. Следует отметить, что с увеличением терригенной составляющей и ростом содержаний SiO_2 , TiO_2 и Al_2O_3 , уровень воды в пресноводных водоемах Фушуньского бассейна понижался, а с увеличением хемогенной составляющей и ростом содержаний CaO , MnO и MgO в осадке — повышался. Данный индекс интенсивности терригенного сноса ($I_{итс}$) был рассчитан как отношение суммы CaO , MnO и MgO к сумме SiO_2 , TiO_2 и Al_2O_3 с умножением на 100, т.е. $I_{итс} = [(CaO + MnO + MgO) / (SiO_2 + TiO_2 + Al_2O_3)] \times 100$. Изучение палеоклиматических изменений и условий седиментации в Фушуньском угольном бассейне в апт-альбское время было проведено на основе однофакторного дисперсионного анализа распределения обоих индексов в пределах четырех выделенных стадий накопления фусинской и шахайской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна. В результате было установлено закономерное распределение индекса гумидности в пределах четырех стадий с уровнем достоверности 95%. При этом индекс гумидности климата растет от стадии А позднеаптского времени к стадии В и С, соответственно, от 5,85 до 8,07%, в 1,4 раза, к раннеальбскому периоду. К стадии D (альбский период времени) наблюдается некоторое уменьше-

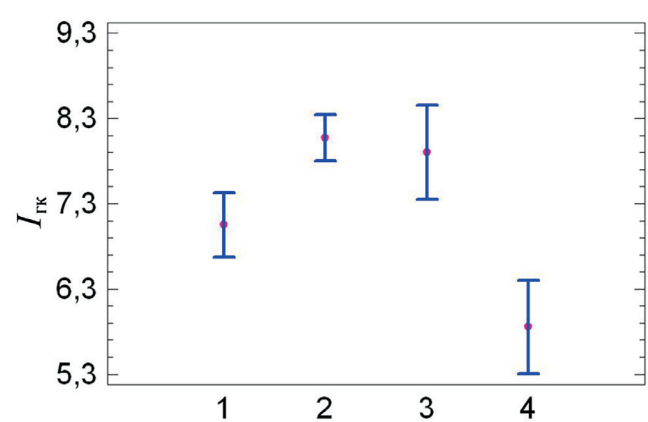


Рис. 4. Данные дисперсионного анализа закономерности распределения индекса гумидности климата: $I_{ГК} = [ГМ / (K_2O + Na_2O)] \times 100$ в пределах 4-х стадий фусинской и шахайской угленосных формаций по скважинам DY1 и FY1 с уровнем достоверности 95%, где ГМ = $[(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MnO) / SiO_2]$. 1 — стадия D; 2 — стадия С; 3 — стадия В; 4 — стадия А

ние индекса гумидности климата до 7,05% (рис. 4; табл. 4 и 5). Как известно, большее значение среднеквадратического отклонения показывает больший разброс значений в представленном множестве. В нашем случае повышенные значения среднеквадратического отклонения (табл. 5) в стадиях В, С и D, равные 1,16, 1,42 и 1,08%, соответственно, свидетельствуют о существовании климатических изменений при общей тенденции к гумидизации климата в этот период времени.

Стадии накопления фусинской и шахайской угленосных формаций по скважинам DY1 и FY1: 1 — стадия D, 2 — стадия С, 3 — стадия В, 4 — стадия А.

Таблица 4

Результаты дисперсионного анализа распределения показателя гумидности климата $I_{ГК}$ в пределах 4-х стадий накопления фусинской и шахайской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна

Исследуемые параметры	Источник	Сумма квадратов, SS	Степени свободы, Df	Средние квадраты	F-отношение	P-значение
$I_{ГК}$	Между группами	46,513	3	15,50	10,13	0,00
	Внутри групп	119,431	78	1,53		
	Общее значение	165,944	81			

Таблица 5

Распределение показателя гумидности климата — $(ГМ / K_2O + Na_2O) \times 100$ в пределах 4-х стадий накопления фусинской и шахайской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна с уровнем достоверности 95%

Исследуемые параметры	Группы	Количество образцов	Среднее значение	Среднеквадратическое отклонение	Минимальное значение	Максимальное значение	95% доверительный интервал для среднего*	
							нижняя граница	верхняя граница
$I_{ГК}$	1	21	7,05	1,08	4,98	9,38	6,67	7,43
	2	41	8,08	1,42	6,52	14,81	7,80	8,35
	3	10	7,91	1,17	6,06	9,54	7,35	8,46
	4	10	5,85	0,62	4,74	6,59	5,30	6,40
	Общее значение	82	7,52	1,43	4,74	14,81		

Примечание. * При большом числе выборок из генеральной совокупности 95% средних значений этих выборок попадут в интервал, определяемый нижней и верхней границами.

Рассмотрим распределение индекса интенсивности терригенного сноса ($I_{\text{итс}}$) в Фушуньском бассейне на протяжении 4-х стадий накопления фусинской и шахайской угленосных формаций от А до D. В результате проведения однофакторного дисперсионного анализа была доказана закономерность его распределения с уровнем достоверности 95%. В отличие от индекса гумидности климата данный индекс заметно уменьшается от стадии А к стадиям С и D. При этом его среднее значение от стадии А к стадии В уменьшается от 15,4 до 7,4%, т.е. в 2,1 раза (рис. 5; табл. 6 и 7). Следует отметить, что повышенный уровень воды в пресноводных во-

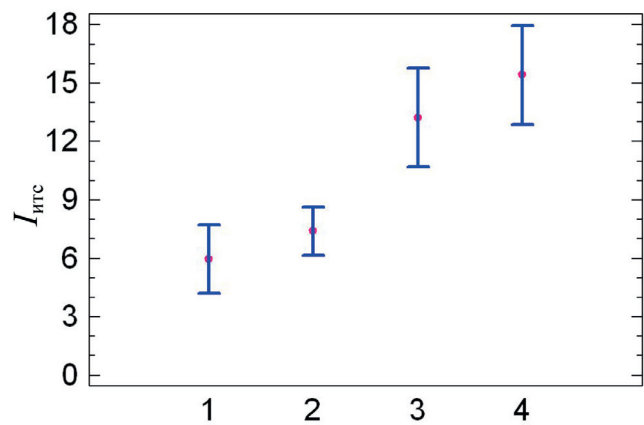


Рис. 5. Данные дисперсионного анализа закономерности распределения индекса интенсивности терригенного сноса $I_{\text{итс}} = [(CaO + MnO + MgO) / (SiO_2 + TiO_2 + Al_2O_3)] \times 100$ в пределах 4-х стадий фусинской и шахайской угленосных формаций по скважинам DY1 и FY1 с уровнем достоверности 95%. 1 — стадия D; 2 — стадия C; 3 — стадия B; 4 — стадия A

доемах Фушуньского бассейна типичен для стадий А и В в позднеаптское время, что соответствовало развитию озерных фаций и процессам хемогенного осаждения веществ из растворов. Тем не менее, в этот период времени характерны значительные колебания уровня воды в пресноводных водоемах Фушуньского бассейна, среднее квадратическое отклонение здесь составляет 9,02 и 10,43, что привело к смене обстановок на аллювиально-озерные и аллювиально-озерно-болотные. В то же время, относительно стабильные условия, а также активное поступление терригенного материала в водоемы Фушуньского бассейна и понижение уровня их вод наблюдаются в стадиях С и D в раннеальбское время, среднее квадратические отклонения уменьшаются до значений, соответственно, равных 4,07 и 2,88 (табл. 7). Для данного этапа характерна смена озерных обстановок на аллювиально-озерно-болотные и болотные.

Закключение. Таким образом, на основе математических методов статистики было доказано существование палеоклиматических изменений и связанных с ними условий седиментации шахайской и фусинской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна в апт-альбское время. Тенденция к увеличению влажности климата наблюдается от стадии А к стадии С в позднеаптское время с некоторым уменьшением к стадии D в раннеальбский и альбский периоды. При этом резкое понижение уровня воды в пресноводных водоемах Фушуньского бассейна характерно для стадии D, которая характеризует накопление фусинской угольной формации. Увеличение влажности климата в Фушуньском угольном бассейне соответствовало широко рас-

Таблица 6

Результаты дисперсионного анализа распределения индекса интенсивности терригенного сноса $I_{\text{итс}}$ в пределах 4-х стадий накопления фусинской и шахайской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна

Исследуемые параметры	Источник	Сумма квадратов, SS	Степени свободы, Df	Средние квадраты	F-отношение	P-значение
$I_{\text{итс}}$	Между группами	39599	1	39599	92,9	0,00
	Внутри групп	25150	59	426,3		
	Общее значение	64748,9	60			

Таблица 7

Распределение распределения индекса интенсивности терригенного сноса $I_{\text{итс}}$ в пределах 4-х стадий фусинской и шахайской угленосных формаций Фушуньского угольного бассейна с уровнем достоверности 95%

Исследуемые параметры	Группы	Количество образцов	Среднее значение	Среднеквадратическое отклонение	Минимальное значение	Максимальное значение	95% доверительный интервал для среднего*	
							нижняя граница	верхняя граница
$I_{\text{итс}}$	1	21	5,93	2,88	3,33	16,3	4,18	7,69
	2	41	7,38	4,07	3,25	19,75	6,13	8,63
	3	10	13,21	10,43	4,14	32,24	10,67	15,75
	4	10	15,41	9,02	6,45	32,6	12,87	17,95
	Общее значение	82	8,699	6,50	3,25	32,6		

Примечание. Стадии накопления фусинской и шахайской угленосных формаций по скважинам DY1 и FY1: 1 — стадия D; 2 — стадия C; 3 — стадия B; 4 — стадия A.

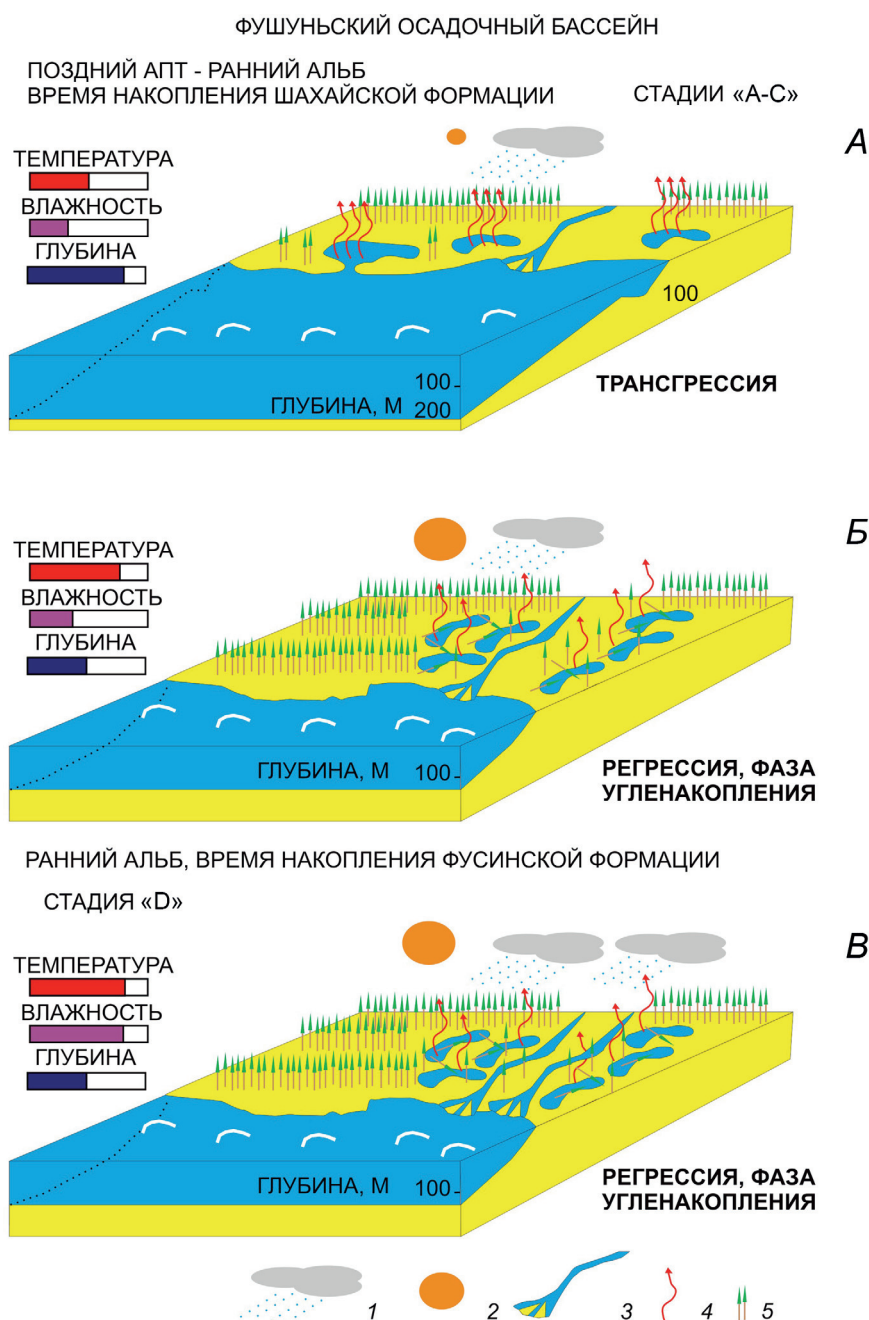


Рис. 6. Схематическая палеогеографическая модель условий седиментации в конце аптского — начале альбского времени в Фушуньском осадочном бассейне. А и Б — конец аптского — начало альбского времени (стадии «А-С»), В — ранний альб (стадия «D»). А — формирование озер и болот на прибрежной аккумулятивной равнине в условиях относительной трансгрессии и относительного похолодания климата. Б — фаза угленакопления на прибрежной аккумулятивной равнине в условиях относительной регрессии и относительного потепления климата. В — фаза угленакопления на прибрежной аккумулятивной равнине в условиях относительной регрессии и относительного потепления климата, относительного увеличения влажности и объема терригенного сноса: 1 — атмосферные осадки; 2 — солнечная инсоляция; 3 — речной сток; 4 — испарение; 5 — наземная растительность

пространенному аноксическому бескислородному событию в раннеальбское время (OAE1b, Paque) [Копаевич, 2013; Савельева, 2014; Jenkins, 1997, 2003]. Наряду с этим, по мере увеличения влажности климата и температуры [Савельева, 2014] наблюдается активизация сноса обломочного материала в Фушуньский бассейн с Северо-Китайской платформы рекой Пра-Желтая. В результате нарастающего поступления терригенного материала с суши в Фу-

шуньский бассейн и одновременного понижения уровня поверхности воды его пресноводных водоемов, в нем создавались благоприятные условия для формирования болот и торфонакопления. В результате все нарастающих масс обломочного материала происходило постепенное уплотнение торфяных пластов и погружение их на глубину в область повышенных давлений и температур с образованием угольных пластов.

В апт-альбское время территория Фушуньского бассейна седиментации представляла собой обширную алювиально-озерно-дельтовую равнину (рис. 6), которая была сформирована в процессе эрозионно-аккумулятивной деятельности реки Пра-Желтая. Процессы заболачивания и торфонакопления были связаны с понижением уровня воды в пресноводных водоемах Фушуньского бассейна с формированием многочисленных болот (рис. 6, А), что коррелирует с глобальным эвстатическим понижением уровня Мирового океана с середины апта до середины альба в интервале 117–105 млн лет назад [van der Meer, Scotese, Mills, 2022] и моментами относительного похолодания климата, связанного с моментом совмещения в интервале 115–114 млн лет назад [Габдуллин, 2023].

В периоды повышения уровня воды в водоемах Фушуньского бассейна (рис. 6, Б) формировались благоприятные условия для формирования озер, характерных для стадий А, В и С в условиях относительной регрессии и относительного потепления климата. Стадия D, соответствующая накоплению фусинской угленосной формации (рис. 6, В), сформировалась в условиях понижения уровня воды

в водоемах Фушуньского бассейна и увеличения роли терригенного материала, поступающего с прилегающей суши. Для нее характерно максимальное развитие алювиально-озерно-болотных обстановок осадконакопления по сравнению со стадиями А, В и С, что обусловило ее максимальную угленосность. В это время угленакопление на прибрежной аккумулятивной равнине проходило в условиях относительной регрессии и относительного потепления климата, относительного увеличения влажности и объема терригенного сноса.

Активизации процессов торфонакопления и углеобразования способствовали: 1) увеличение влажности климата; 2) активизация сноса обломочного материала; 3) понижение уровня воды в пресноводных водоемах Фушуньского бассейна, вызванное глобальным понижением уровня Мирового океана.

Финансирование. Участие К.В. Сыромятникова и М.А. Левитана осуществлялось при финансовой поддержке госзаказа ГЕОХИ РАН. Участие Р.Р. Габдуллина осуществлялось при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берк К., Кэйри П. Анализ данных с помощью Microsoft Excel / Пер. с англ. М.: Издательский дом «Вильямс», 2005. 560 с.
2. Габдуллин Р.Р. Высоточная циклическая корреляция разрезов фанерозоя Северной Евразии как основа для актуальных палеогеографических и палеоклиматических реконструкций: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 2023. 550 с.
3. Киселева А.А., Рождествина В.И., Сорокин А.П. и др. Палеорекострукция условий угленакопления Сергеевского бурого угольного месторождения // Вестник АмГУ. Вып. 67. 2014. С. 145–150.
4. Копачев Л.Ф. Обстановки дефицита кислорода и их влияние на морфологию раковин меловых планктонных фораминифер // Систематика организмов. Ее значение для биостратиграфии и палеобиогеографии. Материалы LIX сессии палеонтологического общества. СПб., 2013. С. 64–66.
5. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Рощина И.А. и др. Соотношение цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2014. № 3. С. 233–248.
6. Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И. и др. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
7. Савельева О.Л. Меловые аноксические события в Тихом океане // Природа. 2014. № 14. С. 17–23.
8. Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия. 2021. Т. 66, № 2. С. 114–126.
9. Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных

осадках Карского моря на основе методов математической статистики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 99–112.

10. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Копорулин В.И. Седиментогенез и литогенез отложений интинской свиты юга Печорского угольного бассейна. М.: Наука, 2002. 224 с.

11. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1998. 412 с.

12. Хазиев Р.Р., Фахрутдинов Э.И., Нургалиева Н.Г. Литохимическая зональность и циклическое строение пермских отложений на северо-восточном склоне Южно-Татарского свода // Георесурсы. Казань. 2015. Т. 1, № 3 (62). С. 27–32.

13. Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода // Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. 144 с.

14. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 472 с.

15. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (Литогеохимическая геохимия). Сыктывкар, 2011. 740 с.

16. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 296 с.

17. Jenkyns H.C. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate // Zentralblatt für Geologie und Paläontologie 1997 (7–9). 1999. P. 943–949.

18. Jenkyns H.C. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Paleogene greenhouse world. // Philosophical Transactions of the Royal Society. 2003. № 361. P. 1885–1916.

19. Meer D. G. van der, Scotese Ch. R., Mills B. J. W., et al. Long-term Phanerozoic global mean sea level: Insights from strontium isotope variations and estimates of continental glaciation // Gondwana Research. 2022. Vol. 111. P. 103–121.

20. Wang Y.D., Huang C.M., Sun B.N., et al. Paleo-CO₂ variation trends and the Cretaceous greenhouse climate // *Earth-Science*. 2014. Vol. 129. P. 136–147.
21. Weissert H. C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: A case study from the Early Cretaceous // *Surveys in Geophysics*. 1989. Vol. 10. P. 1–61.
22. Weissert H., Lini A. Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate // *Controversies in modern geology* / Ed. D.W. Mueller, J.A. McKenzie, and H. Weissert. London: Academic Press, 2019. P. 173–191.
23. Wilson M.J. Weathering of the primary rock-forming minerals: Processes, products and rates // *Clay Minerals*. 2018. Vol. 39. P. 233–266.
24. Xu X.-T., Shao L.-Yi, Lan B., et al. Continental chemical weathering during the Early Cretaceous Oceanic Anoxic Event (OAE1b): a case study from the Fuxin fluvio-lacustrine basin, Liaoning Province, NE China // *Journal of Palaeogeography*. 2020. Vol. 9. P. 1–21.
25. Xu X., Shao L., Fu Y., Wang D., et al. Sequence palaeogeography, lacustrine basin evolution, and coal accumulation in the Lower Cretaceous Fuxin continental faulted basin, China // *Geological journal*. 2019. Vol. 55(1). P. 1–21.
- Статья поступила в редакцию 14.11.2023,
одобрена после рецензирования 19.12.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 550.8.053

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-66-82

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА

Ирина Ярославовна Богатырева¹✉, Юлия Александровна Коточкова²,
Наталья Сергеевна Балущкина³, Олег Владимирович Хотылев⁴,
Мария Михайловна Фомина⁵, Наталья Андреевна Тюрина⁶,
Борис Иосифович Яблоновский⁷, Георгий Александрович Калмыков⁸

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; i.bogatyreva@oilmsu.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yu.kotochkova@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-5004-4832>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; natalybal@gmail.com

⁴ АО «ЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», Москва, Россия; hot63@mail.ru

⁵ ООО «Рок Флоу Динамикс», Москва, Россия; mariia.fomina@rfdyn.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; turina2000@gmail.com

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; boris.yablonovskiy@yandex.ru

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Аннотация. Баженовская высокоуглеродистая формация — это комплекс морских пелитоморфных отложений, обогащенных органическим веществом, которые накопились в условиях некомпенсированного осадками прогибания дна осадочного бассейна. Формация содержит углеводороды во всем объеме и является перспективным объектом для наращивания ресурсной базы. В статье представлен комплекс результатов исследований керна, интерпретации данных ГИС и сейсморазведки для проведения структурно-фациальной типизации разрезов баженовской высокоуглеродистой формации на всей территории ее распространения. Разноуровневый подход позволил разделить Западно-Сибирский бассейн на 13 структурно-фациальных зон, каждая из которых имеет свои особенности строения разреза формации, выраженные в общей мощности, наличии литолого-геофизических пачек, литофизических типов пород в пачках, общей концентрации органического углерода. Данная типизация разреза позволит в будущем упростить моделирование ее свойств и прогнозирование наиболее перспективных областей.

Ключевые слова. Баженовская свита, высокоуглеродистая формация, структурно-фациальная типизация, Западно-Сибирский бассейн, комплексирование данных

Для цитирования: Богатырева И.Я., Коточкова Ю.А., Балущкина Н.С., Хотылев О.В., Фомина М.М., Тюрина Н.А., Яблоновский Б.И., Калмыков Г.А. Структурно-фациальная типизация разрезов баженовской высокоуглеродистой формации Западно-Сибирского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 66–82.

STRUCTURAL-FACIES TYPIZATION OF THE BAZHENOV HIGH-CARBON FORMATION OF THE WEST SIBERIAN BASIN

Irina Ya. Bogatyreva¹✉, Yuliya A. Kotochkova², Natalya S. Balushkina³,
Oleg V. Khotylev⁴, Mariya M. Fomina⁵, Natalya A. Tyurina⁶, Boris I. Yablonovskiy⁷,
Georgiy A. Kalmykov⁸

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; i.bogatyreva@oilmsu.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yu.kotochkova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5004-4832>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; natalybal@gmail.com

⁴ JSC «ZARUBEZHGEOLGIA», Moscow, Russia; hot63@mail.ru

⁵ LLC «Rock Flow Dynamics», Moscow, Russia; mariia.fomina@rfdyn.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation; turina2000@gmail.com

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; boris.yablonovskiy@yandex.ru

⁸ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Abstract. The Bazhenov high-carbon formation is a part of the Bazhenov formation, characterized by a high content of authigenic organic matter. Formation is a perspective source for expanding the hydrocarbon resource base. The article presents a combination of the results of core studies, interpretation of well logging and seismic data. A multi-faceted approach to the study of rocks made it possible to divide the West Siberian basin into 13 structural-facies zones, each of which has its own structural features of the bazhenov high-carbon formation section. This

typification of the section will make it possible in the future to simplify the modeling of the properties of bazhenov high-carbon formation and predicting the most prospective areas.

Keywords: Bazhenov Formation, high-carbon formation, structural-facies typization, West Siberian basin, data integration

For citation: Bogatyreva I.Ya., Kotochkova Yu.A., Balushkina N.S., Khotylev O.V., Fomina M.M., Tyurina N.A., Yablonovskiy B.I., Kalmykov G.A. Structural-facies typizations of the bazhenov high-carbon formation of the West Siberian Basin. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 66–82. (In Russ.).

Введение. Баженовская высокоуглеродистая формация (БВУФ) — это комплекс пелитоморфных отложений, обогащенных аквагенным органическим веществом, образовавшихся в конце юрского — начале мелового периода. Осадконакопление проходило в условиях некомпенсированного осадками прогибания морского дна баженовского эпиконтинентального морского бассейна. Формация включает отложения баженовской, тутлеймской и части мулымьинской, гольчихинской, марьяновской и яновстанской свит.

Баженовская и тутлеймская свиты наиболее обогащены органическим веществом и входят в состав БВУФ в полном объеме. В породах этих свит открыты все основные залежи нефти в высокоуглеродистых морских отложениях на территории Западной Сибири. БВУФ является региональным резервуаром стратегически важного для нефтяной промышленности значения, поскольку содержит углеводороды во всем объеме и может стать основным источником сланцевой нефти в России (ЕИА, 2013). При этом разработка БВУФ ведется только на нескольких месторождениях, приуроченных к бортовым зонам Фроловской мегавпадины, а запасы находятся на начальном этапе освоения. Поэтому изучение и прогнозирование нефтегеологических свойств БВУФ на всей территории распространения является залогом ее успешного освоения.

На первоначальных этапах освоения баженовской свиты (БС) предполагалось ее однородное строение. В одной из первых работ о строении БС Ивана Ивановича Нестерова с соавторами говорилось, что БС «...повсеместно представлена черными тонкоотмученными плотными аргиллитами...» [Бриндзинский и др., 1970]. По мере наращивания базы фактического материала подчеркивалось сложное, неоднородное строение баженовского горизонта, однако типы разрезов выделялись по распространению БС и ее аналогов с учетом соотношения главных органо-минеральных компонентов (ОВ, кремнезем, глинистое и карбонатное вещество) и показаниям геофизических исследований скважин (ГИС). Несмотря на гетерогенное строение, в разрезе БВУФ прослеживаются закономерности, благодаря которым можно выделить группы пород в разрезе — пачки, описанные в работах [Панченко и др., 2016; Калмыков, 2016; Бумагина и др., 2018; Хотылев и др., 2021 и др.]. По характеру изменения строения пачек по площади Западно-Сибирского бассейна при изучении БВУФ в разных частях бассейна нами были выявлены новые закономерности латеральной

и вертикальной изменчивости отложений и предложены модели седиментации для различных участков рельефа морского дна [Хотылев О.В. и др., 2021]. Данная статья продолжает начатую работу по анализу изменчивости разрезов БВУФ по площади. Целью статьи является структурно-фациальная типизация разрезов БВУФ на всей территории распространения на основе обобщения и разноуровневого анализа данных керна, интерпретации ГИС и сейсморазведки, а также межскважинной внутрипластовой корреляции.

Разделение БВУФ по типам разреза позволит ранжировать территорию на однотипные зоны с соответствующими разрезами, обобщить большое количество имеющихся данных и прогнозировать перспективы нефтеносности по зависимостям, полученным отдельно для каждой зоны.

Материалы и методы. Для структурных построений основой являлись региональные карты по отражающим горизонтам, региональные сейсмические разрезы [Создание..., 2007; Создание..., 2008; Нестеров и др., 2007], материалы локальных площадных сейсморазведочных работ по 132 участкам, корреляция и результаты интерпретации по 2616 скважинам, комплексные исследования керна более чем по 200 скважинам, выполненные коллективом авторов статьи. Карта фактического материала, использованного в работе, приведена на рис. 1.

В опорных скважинах с керном было проведено литологическое описание пачек и их геофизическая характеристика, а также выделение внутри пачек литотипов, которые при комплексном анализе керна и ГИС объединялись в литофизические типы (ЛФТ) в зависимости от характера геофизических кривых.

Основными методами ГИС, используемыми для типизации разрезов БВУФ, являются GR (гамма), NK (нейтронный) и ВК (боковой) каротажи. Изменение конфигурации кривой GR по площади отражает палеогеографические характеристики бассейна и его эволюцию, а NK — свойства и основной состав пачек БВУФ. Стандартная последовательность интерпретации на каротажных диаграммах выглядит следующим образом: 1 — нормирование кривых; 2 — расчленение разреза на условные уровни седиментации, выделение пачек и ЛФТ; 3 — установление в разрезе аномалий, отличающихся повышенными и пониженными показаниями каротажного параметра; 4 — выбор эталонной каротажной модели разреза с учетом данных керна по опорным скважинам; 5 — сопоставление текущего разреза с эталонным.

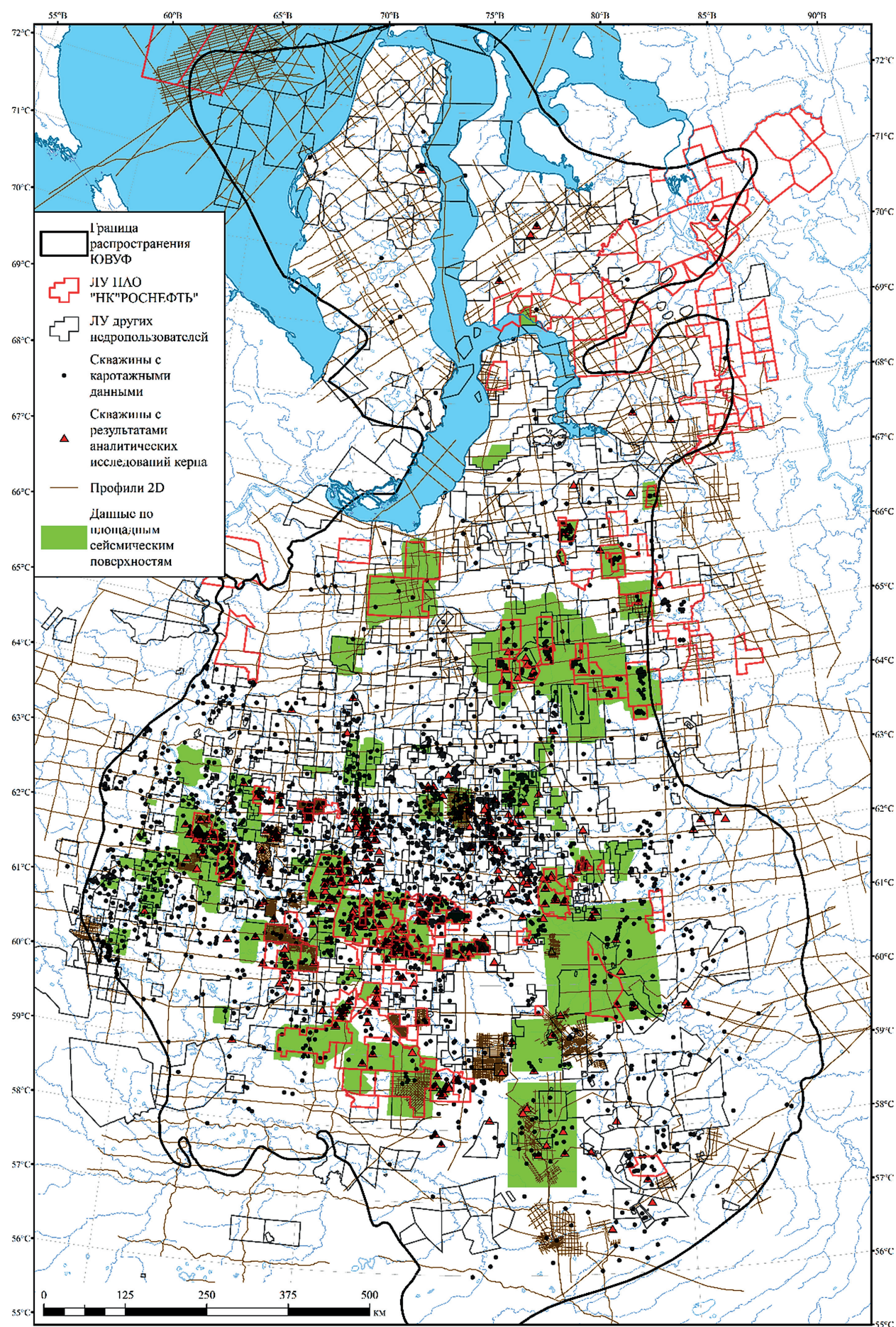


Рис. 1. Карта фактического материала

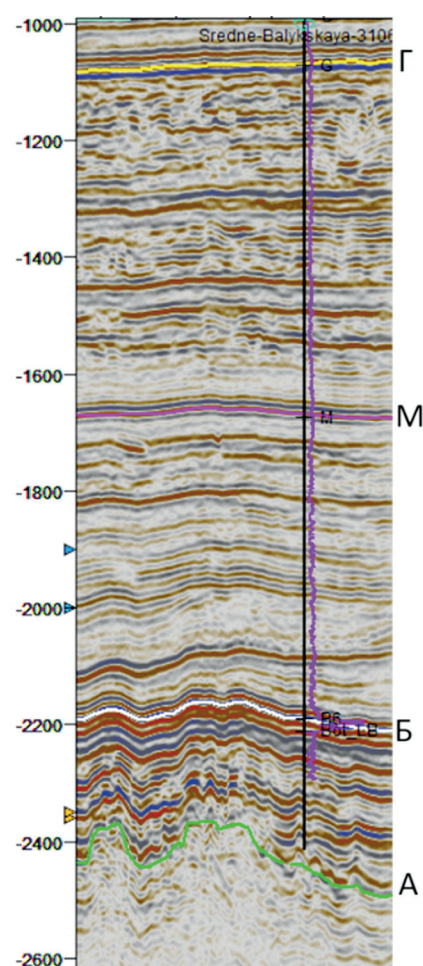
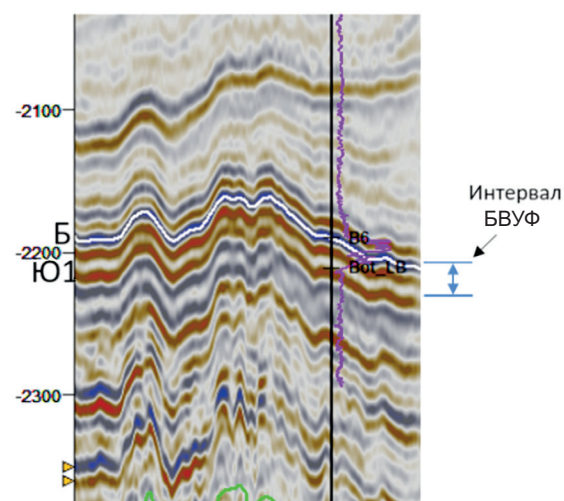


Рис. 2. Положение интервала БВУФ на сейсмическом временном разрезе



Методика типизации разрезов базировалась на анализе структурных карт, карт мощностей БВУФ в целом и каждой пачки в отдельности, седиментологическом и циклостратиграфическом анализе керн, с использованием каротажных обливок, которые отражают характерные изменения литологических, геохимических, петрофизических параметров (например, глинистости, пористости, ТОС и др.) в разных частях бассейна.

Построение структурной карты по отражающему горизонту Б (ОГ(Б)) Западного Сибирского бассейна заключалось в объединении региональных и локальных структурных карт в единые поверхности и увязке полученной карты с отбивкой ГИС, соответствующей кровле ОГ(Б) (рис. 4).

По локальным площадям, где необходимые структурные карты отсутствовали, карты рассчитывались на основе корреляции горизонтов, данных ВСП или сейсмокаротажа в скважинах, расположенных на изучаемой площади или на смежных территориях, отметок глубин по ГИС и глубинно-скоростной модели. Выбор методики построения локальных карт зависел от объема скважинных и сейсморазведочных данных и от сложности строения геологического разреза. Для оценки достоверности региональных структурных карт по ОГ(Б) была рассчитана разница сеток между региональными и детальными площадными картами. Среднее зна-

чение стандартного отклонения составило для ОГ(Б) порядка 13 м, что достаточно объективно характеризует погрешность региональных карт. Итоговая структурная карта по ОГ(Б) представлена на рис. 4. Структурные карты всех пачек БВУФ строились методом схождения от структурной карты по отражающему горизонту Б, который заключается в последовательном учете карт толщин соответствующих пачек. Карты мощностей отдельных пачек рассчитывались на основе значений толщин, определенных по данным ГИС при межскважинной корреляции 2616 скважин с полным стандартным комплексом исследований (GR, NK, BK). Обязательным этапом построения всех структурных карт было определение их невязок с отбивками соответствующего пласта по скважинам, построением корректирующих карт и внесение поправок.

Полученные результаты. Во всех изученных в керне разрезах выделяются и прослеживаются от скважины к скважине одинаковые литолого-стратиграфические пачки. Выделяются эти пачки по комплексам микро- и макрофауны, и характеризуются определенными литофизическими параметрами, отличающимися в разных участках бассейна. Для этих пачек выявлены геофизические критерии, позволяющие перейти к дифференциации разреза на зональном и региональном уровнях по данным ГИС.

Нижняя часть разреза БВУФ (объединенные пачки I–III) выделяется по низким относительно верхней части значениям гамма-каротажа, повышенным значениям сопротивления (BK, GZ, PZ), средним значениями плотности и акустики. По керну нижняя часть разреза делится на *три пачки*, но учитывая то, что по каротажу они не разделяются, пачки были объединены в одну. Граница с вышележащей четвертой пачкой характеризуется резким повышением значений радиоактивности и понижением плотности. **Четвертая пачка (IV)** выделяется по высоким значениям гамма-каротажа, сопротивления и акустического каротажа, а также по низким значениям нейтронного и плотностного каротажей, что связано с высоким содержанием органического вещества в пачке. **Пятая пачка (V)** выделяется по более низким, чем в четвертой пачке, показаниям гамма-каротажа, но всё еще высоким показаниям сопротивления. В большинстве случаев в V пачке показания нейтронного каротажа повышены относительно IV пачки. Часто по каротажу затруднительно провести границу между IV и V пачками, в этом случае их объединяют в одну верхнюю пачку. **Шестая пачка (VI)** ввиду высокого содержания пирита на большей части территории выделяется по низким значениям сопротивления вплоть до 0,1 Ом·м, при этом гамма-каротаж имеет относительно высокие значения.

Пачки состоят из комплексов пород, которые по схожести литологического состава и геофизических свойств были объединены в шесть основных ЛФТ, которые для простоты дальнейшего использования при индикаторном моделировании были обозначены индексами: 0 — глинисто-кремнёвые и кремнево-глинистые породы; 1 — керогеново-глинисто-кремнёвые породы; 2 — керогеново-глинисто-кремнёвые с пиритовой составляющей; 3 — кремнисто-карбонатные и кремнёвые породы; 4 — карбонатные и карбонатно-фосфатные породы; 5 — кероген-карбонатно-глинисто-кремнёвые породы.

Каждая пачка БВУФ отличается своим набором ЛФТ. Для нижней части разреза характерны ЛФТ 0, 3, 4, для IV пачки — 0, 1, 5, для V пачки — 1, 4, 5, для VI пачки — 2.

Наибольший интерес с точки зрения перспектив нефтеносности и улучшенных фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) представляют радиоляриты, которые относятся к кремнёвым породам — ЛФТ-3; ЛФТ-1, для которого характерны повышенные значения содержания органического вещества (ТОС) и ЛФТ-4, естественные коллектора которого приурочены к фосфоритовым прослоям.

Продуктивность кремнёвых пород в разрезе БВУФ (ЛФТ-3) была описана в работах Алексеева А.Д. [2009], Немовой В.Д., Панченко И.В. [2017], Калмыкова Г.А. [2016, 2017] и других исследователей. Радиоляритовые слои являются основным коллектором в разрезе БВУФ и встречаются как в виде

небольших и крупных линз с четкими границами, так и в виде слабочитаемых по керну прослоев с нечеткими границами, переслаивающимися с глинисто-кремнёвыми породами. Различия в морфологии радиоляритов обусловлено условиями их формирования. Предположительно, различные формы радиоляритов связаны с палеотечениями и зонами их воздействия [Немова, Панченко, 2017; Хотылев и др., 2019; 2021]. Предполагается, что толщина прослоев радиоляритов коррелируется с интенсивностью и продолжительностью существования палеотечений.

Керогеново-глинисто-кремнёвые разности (ЛФТ-1), как правило, составляют основную «матрицу» БВУФ и ФЕС в таких породах обычно характеризуются низкими значениями: $K_p < 2\%$, $K_{пр} < 0,01$ мД. Однако, зафиксированы повышенные значения ФЕС (K_p 5–10%, $K_{пр}$ 0,03–2,56 мД) в некоторых скважинах, приуроченных к зонам с повышенной зрелостью пород БВУФ, где за счет катагенетической преобразованности ОВ в матриксе породы образовалось поровое пространство. Подобное явление прослеживается на территории Салымского, Приразломного и других месторождений [Калмыков, Балущкина, 2017].

Фосфатсодержащие прослои (ЛФТ-4) были описаны в работах Эдер В.Г., Замирайловой А.Г. [2006; 2020], Зубкова М.Ю. [2015], Калмыкова Г.А. [2016] и др. В исследованиях отмечается, что данные образования обладают высокими емкостными свойствами — значения K_p могут достигать 15%.

Картина распределения радиоактивности разных частей разреза существенно различается по площади распространения БВУФ [Калмыков, Балущкина, 2017]. Радиоактивность нижней части разреза минимальна в зоне действия палеотечений с относительно активной гидродинамикой. Вне зоны действия течений в спокойных обстановках величина ГК нижней части разреза возрастает. К скачкообразному увеличению показаний ГК верхней части разреза приводит появление фосфоритов.

Сокращение мощностей разрезов происходит за счет последовательного выпадения отдельных пачек из разрезов на наиболее возвышенных участках палеорельефа вплоть до полного отсутствия нижней части разрезов и выклинивания отложений в приостровных участках.

В единый тип разреза относились зоны, скважины в которых обладают похожими характеристиками каротажных кривых, подчиняются общим законам корреляции пачек в интервале БВУФ, имеют общий диапазон мощностей пачек и их количество, обладают одинаковым набором ЛФТ и схожими средними значениями содержания органического углерода.

Основой для структурно-фациального зонирования Западно-Сибирского бассейна по соответствующим типам разреза по площади послужили структурные карты, построенные по отражающему

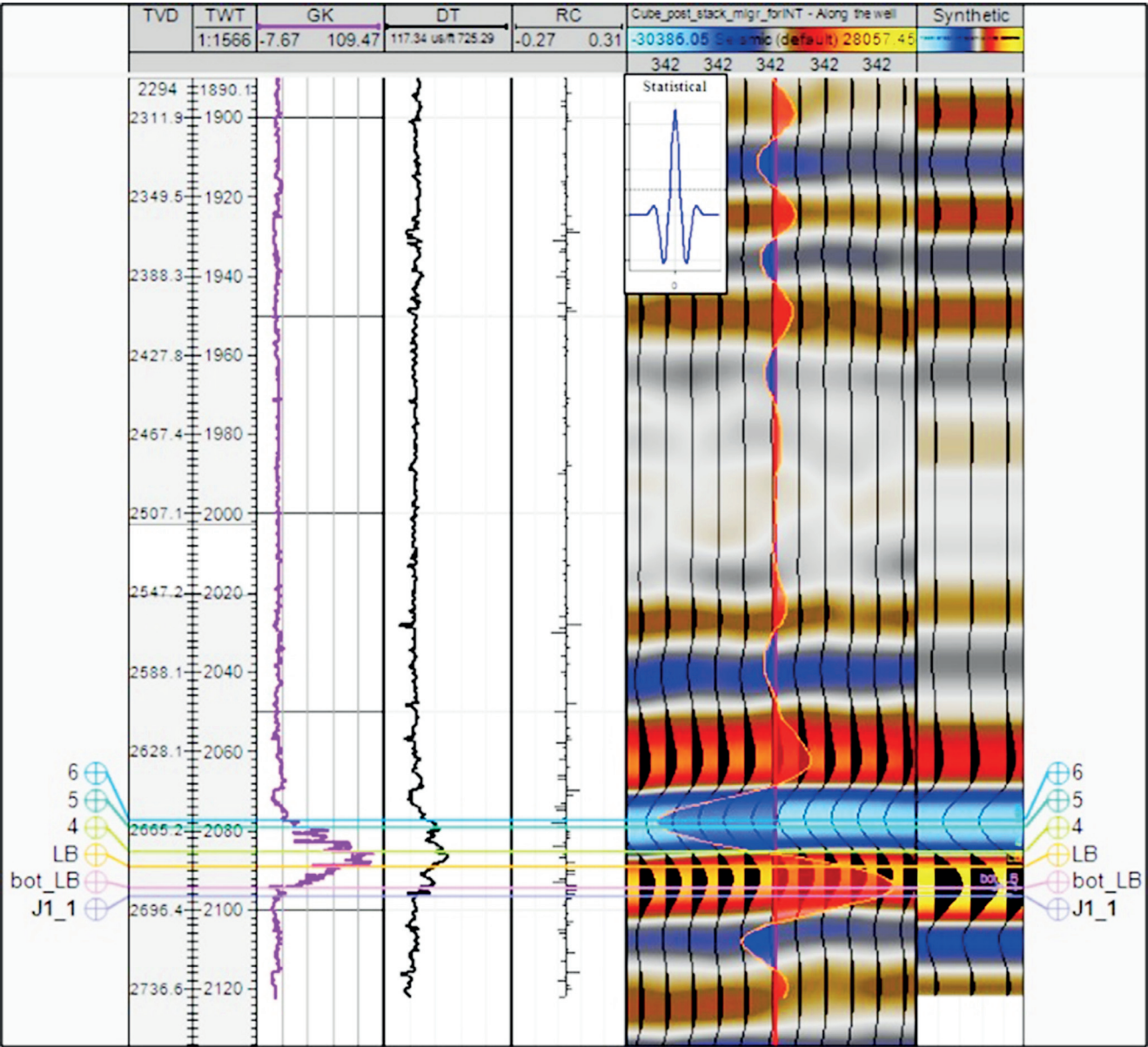


Рис. 3. Пример сейсмоакустического моделирования в районе Салымского мегавала

горизонту Б (ОГ(Б)) соответствующему кровле бажен-
новской свиты, отражающему горизонту Т (ОГ(Т)),
соответствующему кровле тюменской свиты, по
кровле каждой из выделенных в разрезе БВУФ пачек,
а также карты их мощностей.

На сейсмических разрезах интервал отложе-
ний БВУФ представлен динамически выраженным
2–3-фазным отражением, прослеживаемым на
временах от 1,3–1,5 с, на склонах поднятий южных
и западных границ Западно-Сибирского бассейна,
до 2,8 с на севере (двойное время пробега волны).
Экстремум интенсивной отрицательной фазы, со-
гласно одномерному сейсмоакустическому модели-
рованию, выполненному с использованием данных
ГИС, ВСП и сейсмокаротажа, соответствует кровле
ОГ(Б) и положению кровли V пачки по ГИС (рис. 3).
Стоит отметить, что кровля VI пачки изменяется по
отношению к фазам сейсмической записи и зависит
от местоположения скважины на площади, наличия

пирита и количества терригенного материала в отло-
жениях VI пачки. На сейсмическом разрезе интервал
БВУФ ограничен отражениями, ассоциируемыми
с ачимовскими отложениями сверху и отражениями,
формируемыми в интервале отложений георгиев-
ской и васюганской свит и их аналогов снизу.

Всего было выделено 13 типов разрезов,
характерных для соответствующих структурно-
фациальных зон: Красноленинский, Фроловский,
Салымский, Малобалыкский, Сургутский, Ниж-
невартовский, Самотлорский, Островной, Губкин-
ский, Таркосалинско-Уренгойский, Тамбейский,
Низкоомный, Краинный. В отдельную категорию
вошли аномальные разрезы и зоны отсутствия
высокоуглеродистых отложений внутри разреза
(рис. 5).

Основные характеристики каждой структурно-
фациальной зоны (СФЗ) приведены в таблице. Схема
корреляции широтного направления по опорным

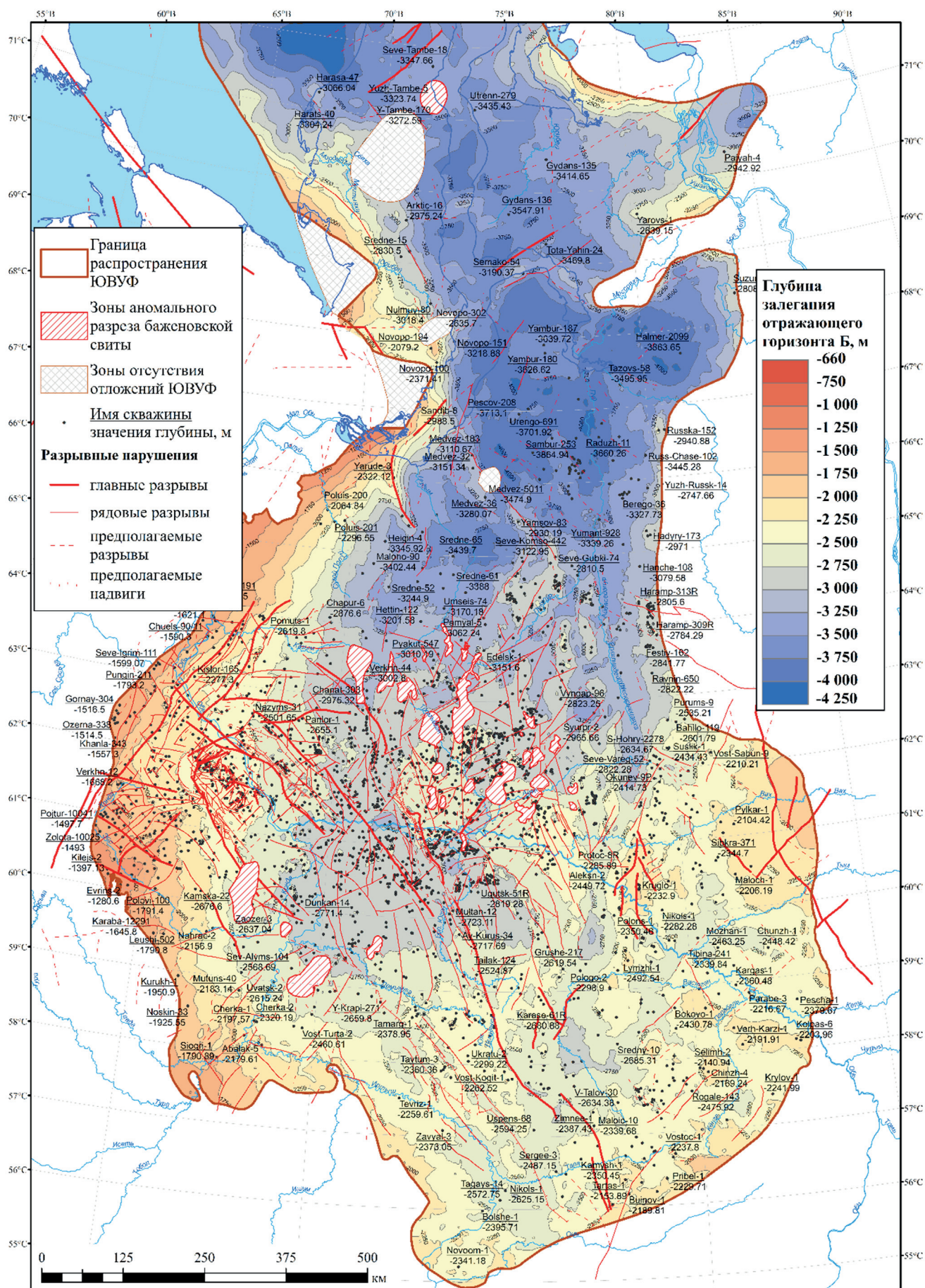


Рис. 4. Структурная карта ОГ(Б)

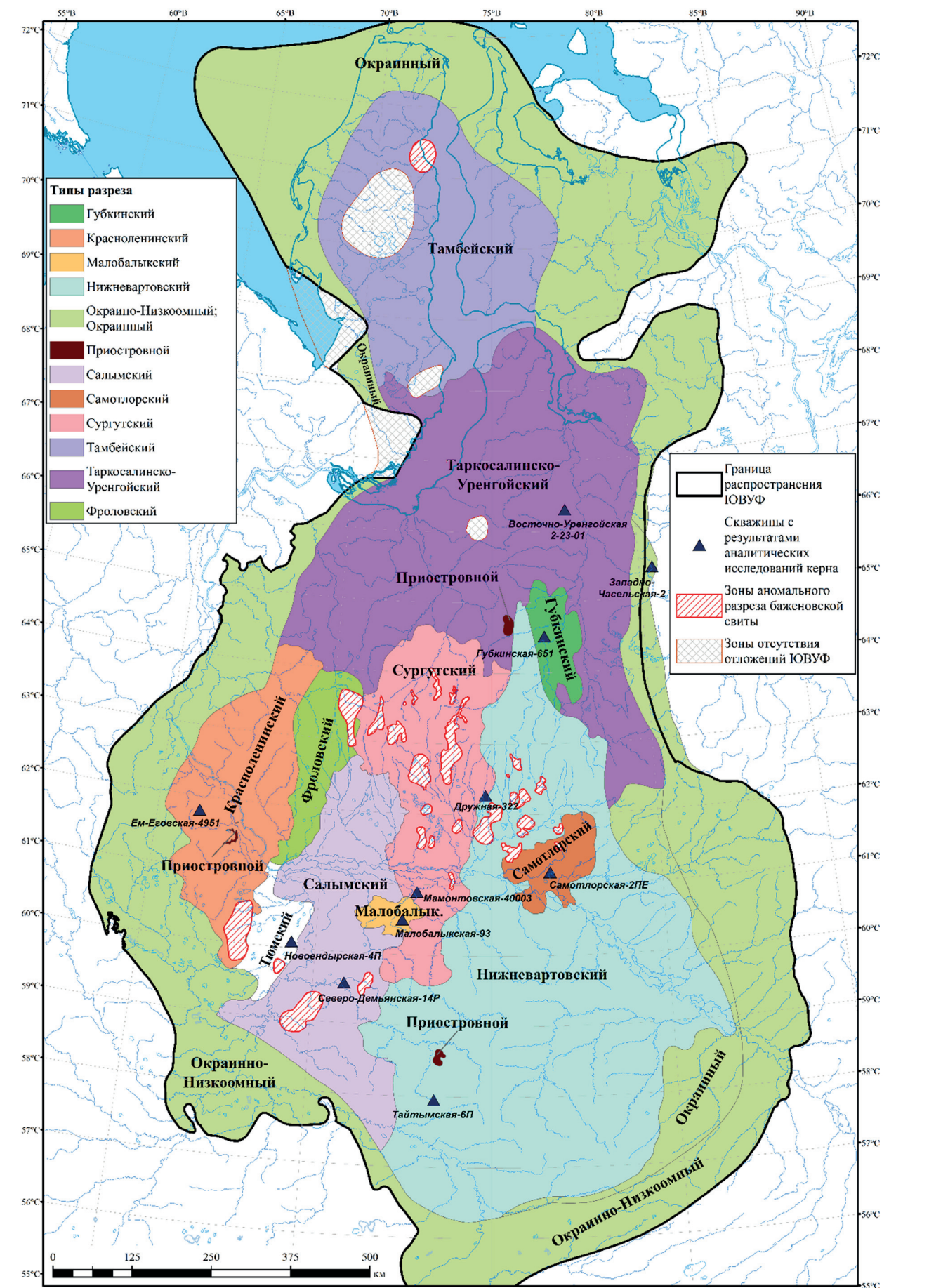


Рис. 5. Структурно-фациальные зоны БВУФ Западно-Сибирского бассейна

Комплексная характеристика каждого типа разреза БВУФ

Структурно-фациальная зона	Основные тектонические элементы	Средняя мощность БВУФ, м	Свита БВУФ	Площадь, км ²	Наличие пачек	Наличие ЛФТ по пачкам	ТОС _{ср} , %	Примечания
КРАСНОЛЕНИНСКАЯ	Красноленинский свод, Согомская моноклираль, Полуйский свод, западный борт Фроловской мегавпадины	30–40	тутлеймская, баженновская	65 100	I–VI	I–III — 0, 3, 4 IV — 0, 1, 5 V — 1, 4, 5 VI — 0, 1, 2	9,6	VI пачка представлена преимущественно ЛФТ 2. Яркие пики GR в V пачке. Карбонатно-фосфатные и фосфатные стяжения в V пачке
ФРОЛОВСКАЯ	Фроловская мегавпадина	25–35	баженовская, тутлеймская	30 400	I–VI	I–III — 0, 3 IV — 0, 1, 5 V — 1, 4, 5 VI — 0, 1, 2	9	Переходный от Красноленинского к Салымскому
САЛЫМСКАЯ	Восточный борт Фроловской мегавпадины, западный склон Сургутского свода, западная часть Салымского мегавала, юго-западная часть Юганской мегавпадины и северная часть Верхнесалымского мегавала	30–40	баженовская, тутлеймская	80 285	I–VI	I–III — 0, 3, 4 IV — 0, 1, 5 V — 1, 4, 5 VI — 0, 1	10	Двучленное строение V пачки. Радиоактивность верхней части разреза выше нижней части
МАЛОБАЛЫКСКАЯ	Восточная часть Салымского мегавала, Малобалыкской седловины, юго-западная часть Усть-Балык-Мамонтовского вала	30–35	баженовская	4400	I–VI	I–III — 0, 3, 4 IV — 0, 1, 5 V — 1, 4, 5 VI — 0, 1	13,3	Мощный (до 2 м) радиолярит в кровле нижней части разреза. Радиоактивность нижней части разреза сопоставима с верхней частью
СУРГУТСКАЯ	Сургутский свод, Северо-Сургутская моноклираль, северная часть Юганской мегавпадины	25–30	баженовская	75 500	отсутствие II пачки	I–III — 0, 3, 4 IV — 0, 1, 5 V — 1, 4, 5 VI — 0, 1, 2	11,2	Радиолярит в кровле нижней части разреза до 0,7 м. Наличие зон АРБ. Переходный разрез от погруженных областей к восточным приподнятым зонам
НИЖНЕВАРТОВСКАЯ	Северо-Вартовская моноклираль, Нижневартовский свод, юго-восточная часть Юганской мегавпадины	20	баженовская	265 800	отсутствие I, II, VI пачек	III — 0, 3 IV — 0, 1, 5 V — 1, 4, 5	9,3	Мощность БВУФ уменьшается. Форма GR дугообразная с максимум в IV пачке. VI пачка по керну не выделяется
САМОТЛОРСКАЯ	Нижневартовский свод	15	баженовская	13 250	отсутствие I, II, VI пачек	III — 0, 3 IV — 0, 1, 5 V — 1, 4, 5	11,8	Мощность БВУФ уменьшается за счет отсутствия двух нижних пачек. Форма кривой GR сохраняет форму «сундучок». VI пачка по керну не выделяется

Структурно-фациальная зона	Основные тектонические элементы	Средняя мощность БВУФ, м	Свита БВУФ	Площадь, км ²	Наличие пачек	Наличие ЛФТ по пачкам	ТОС _{ср} , %	Примечания
ПРИОСТРОВНАЯ	Каменная вершина, Урненская вершина	15–13	баженовская, тутлеймская	Локальные участки (Каменная вершина, Урненский выступ)	отсутствие I–III пачек	III — 0, 3, 4 IV — 0, 1 V — 1, 4, 5	8,9	БВУФ залегает с размытием. Приурочен к выступам фундамента. Уменьшение мощностей с полным отсутствием нижней части разреза. Выделение пачек не всегда возможно, VI пачка по керну не выделяется
ГУБКИНСКАЯ	Етыпурский мегавал, северная часть Вэнгапу-ровского мегавала, Губкинский и Таркосалинский валы, восточная часть Пякупурского мегапрогиба	50–60	баженовская	11 400	I–V	I–III — 0, 4, 5 IV — 0, 1, 3 V — 1, 4, 5	8	Большая мощность БВУФ, низкое содержание ТОС
ТАРКОСАЛИНСКО-УРЕНГОЙСКАЯ	Верхнеполуйская моноклираль, Заполярно-Береговая мегатерраса, Северо-Ямбургский мегапрогиб, Северо-Комсомольская террасы	15	баженовская	216 900	отсутствие II пачки	I–III — 0, 3 IV — 0, 1 V — 0, 1	7	Небольшая мощность БВУФ, низкое содержание ТОС
ТАМБЕЙСКАЯ	Центральная часть полуостровов Ямал и Гыдан, территория севернее Мессояхской гряды	15–20	баженовская, гольчихинская	117 500	I–V	I–III — 0, 3 IV — 0, 1 V — 0, 1, 5	6	Небольшая мощность БВУФ, низкое содержание ТОС, разрез заглинизирован
НИЗКООМНАЯ	Картируются внутри окраинного типа	–	баженовская, яновская, даниловская, ма-рьяновская, мулымбинская, тутлеймская	276 500	пачки не выделяются	–	2,6	Выделяются по сопротивлению в разрезе менее 10 Ом·м. Внутрипластовая корреляция не проводится ввиду отсутствия надежных реперов. Керна не было
ОКРАИННАЯ	Обрамляет Западно-Сибирский бассейн со всех сторон	–	мулымбинская, тутлеймская, баженовская, ма-рьяновская, яновская	248 000	пачки не выделяются	–	3,7	Внутрипластовая корреляция не проводится ввиду отсутствия надежных реперов. Большой привнос терригенного материала. Разрез алевро-глинистый с микролинзами кремнисто-глинистого состава

скважинам основных структурно-фациальных зон приведена на рис. 6.

Красноленинский тип разреза развит в западной части бассейна (за исключением зоны Каменной вершины, где представлен приостровной тип). По керну выделяется полный разрез БВУФ (пачки с I по VI).

При работе с ГИС в Красноленинской структурно-фациальной зоне сложно выделить подошву БВУФ, так как нижняя часть разреза низкорadioактивна и по значениям GR сложно отличима от подстилающей абалакской свиты. Для наиболее высокоуглеродистых IV и V пачек характерны яркие пики GR в верхней части разреза. VI пачка выделяется по низким значениям сопротивления вследствие большого содержания пирита.

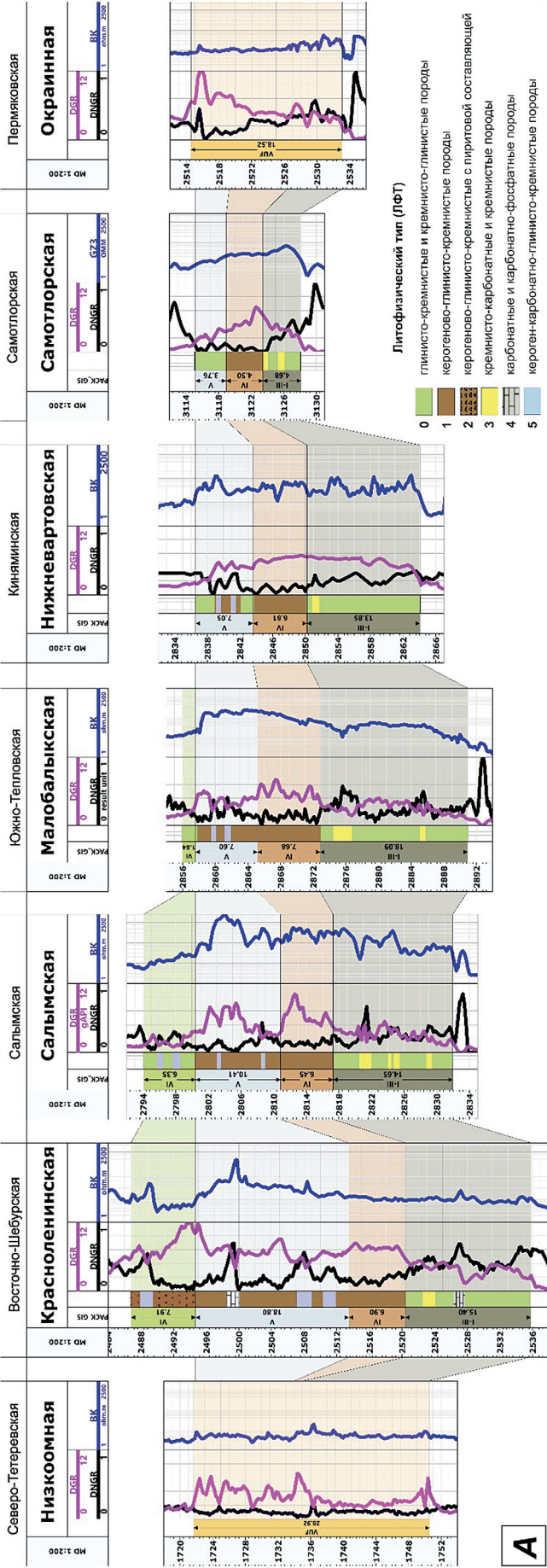
Анализ поведения отражений на региональных сейсмических профилях позволил предположить, что ось палеобассейна на завершающем этапе формирования клиноформного комплекса проходила в Красноленинской структурно-фациальной зоне. На рис. 7 показан фрагмент регионального профиля 19, проходящий от Березовской моноклинали на западе через Радомский мегавал и Помутскую мегатеррасу на востоке, и фрагмент регионального профиля 11, пересекающего Березовскую моноклинали, Сергинское купольное поднятие, Красноленинский свод в районе Ем-Еговского месторождения, Елизаровский прогиб в районе Средне-Назымского месторождения и, далее на восток — Фроловскую мегавпадину. Предполагаемое положение оси палеобассейна показано стрелкой и соответствует наиболее глубоководной области, в которой происходило «смыкание» клиноформ западного и юго-восточного фронтов. Сравнивая геометрию клиноформных отложений в самый ранний период их формирования и на стадии замыкания бассейна, можно предположить, что ось бассейна постепенно смещалась в восточном направлении, в сторону Пальяновского ЛУ, что может быть связано как с постепенным вздыманием территории со стороны Уральских гор, так и с сокращением сноса терригенного материала с восточной стороны бассейна [Захаров, 2006].

Средняя мощность БВУФ Красноленинского типа разреза 30–40 м, площадь 65 100 км², среднее содержание органического углерода (ТОС_{ср}) = 9,6%.

Фроловский тип. Фроловская СФЗ простирается узкой полосой в средней части бассейна и занимает центральное положение во Фроловской мегавпадине. Изучение керна материала показало, что разрез БВУФ в этой зоне, как правило, полный, схож по своему строению с Красноленинским типом. В верхах III пачки четко прослеживаются прослои радиоляритов, мощность которых изменяется от 0,1 до 0,5 м.

Средняя мощность БВУФ Фроловского типа разреза 25–35 м, площадь 30 400 км², ТОС_{ср} 9%.

Фроловский тип разреза является переходным от Красноленинского к Салымскому.



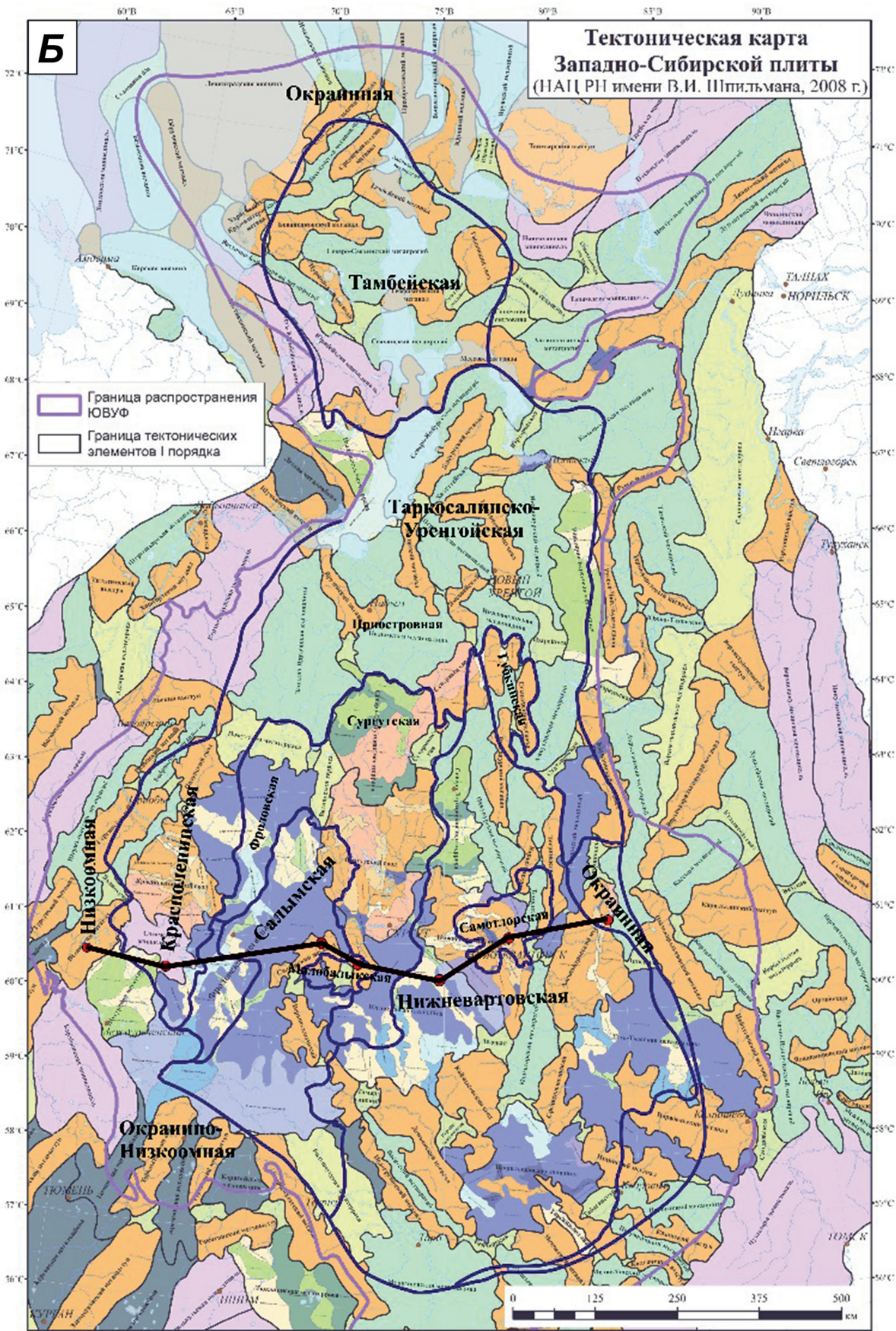


Рис. 6. А — Схема корреляция БВУФ широтного направления по опорным скважинам структурно-фациальных зон Западно-Сибирского бассейна; Б — Тектоническая карта осадочного чехла Западной Сибири с линией профиля корреляции ([Шпилеман и др., 2004] с дополнениями)

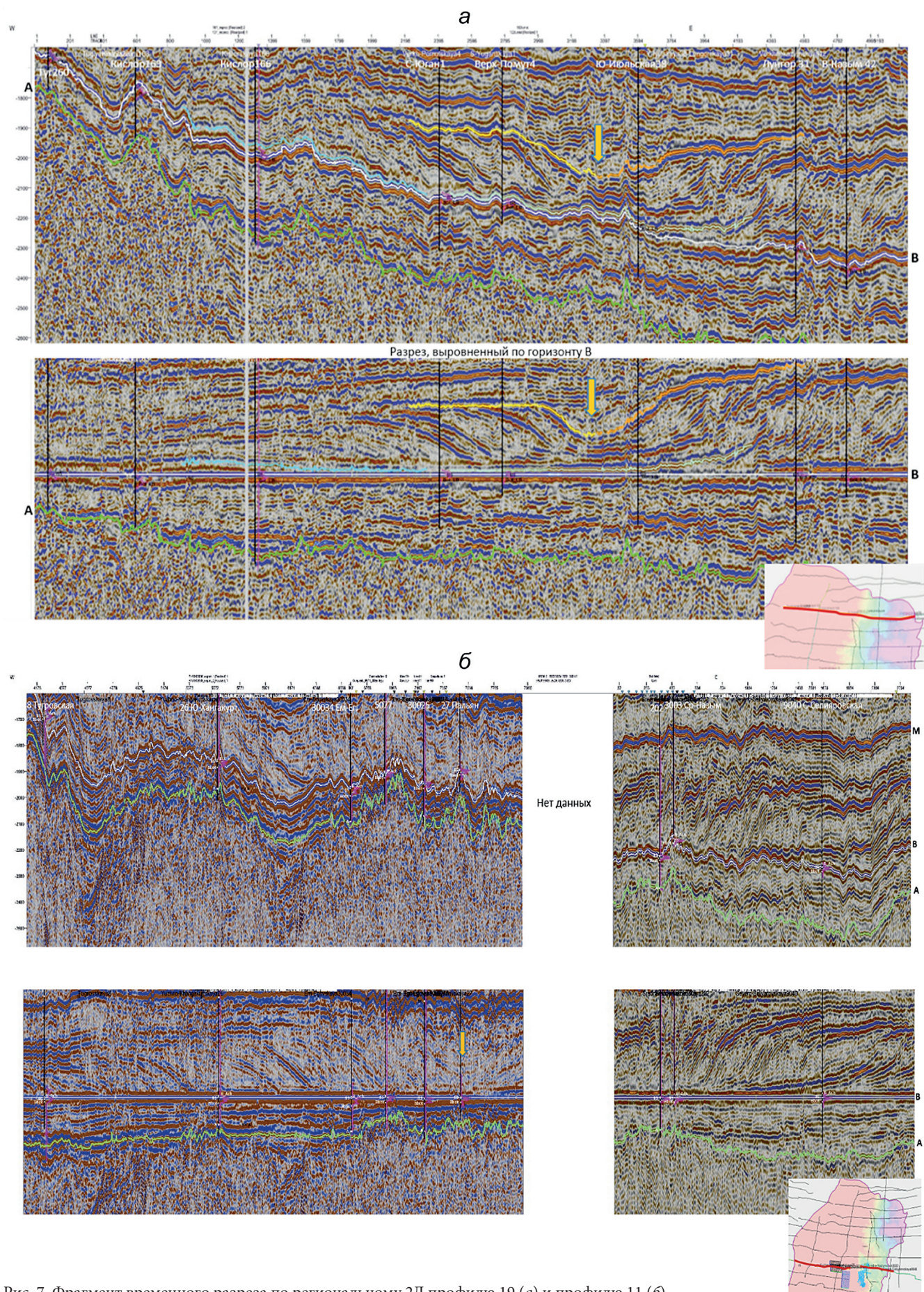


Рис. 7. Фрагмент временного разреза по региональному 2Д профилю 19 (а) и профилю 11 (б)

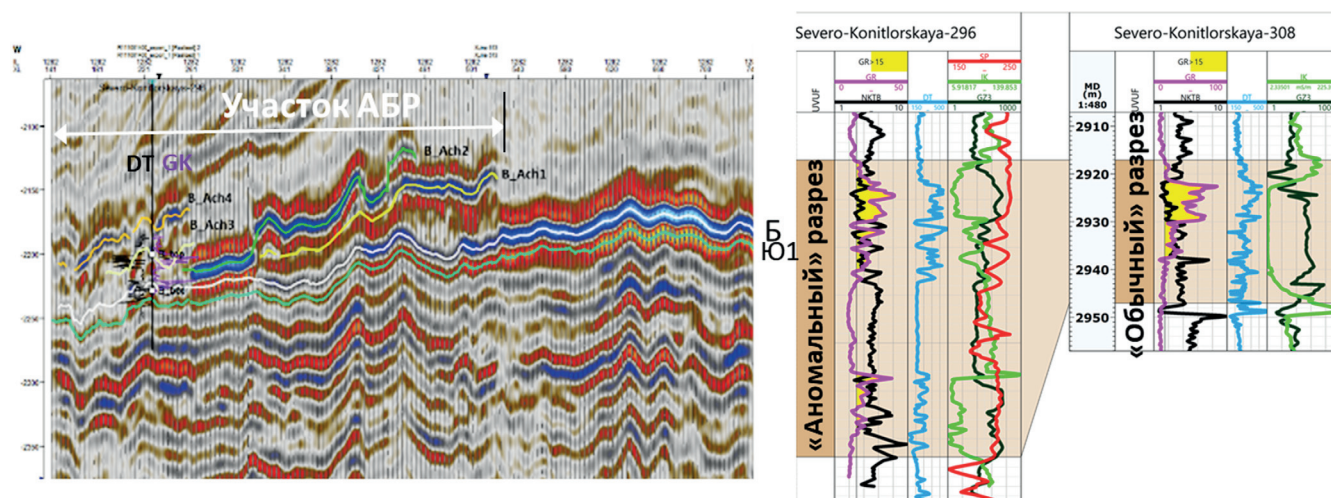


Рис. 8. Пример АРБ на временном разрезе и по скважинным данным Северо-Конитлорского ЛУ

Салымский тип разреза приурочен к западной части Среднеобской зоны. Разрез скважин Салымского типа, как правило, полный и литологически схожий с Красноленинским и Фроловским типам, но с более четко выраженным двучленным строением V пачки — нижняя часть обогащена остатками аммонитов, верхняя — двустворок *Inoceramus* и *Buchia*. Отмечается уменьшение мощности БВУФ в опорных скважинах в северном направлении, что нашло подтверждение межскважинной и сейсмической корреляцией.

По геофизическим признакам Салымский тип разреза идентифицируется по двухчленному контрастному строению V пачки (понижение и возрастание GR), повышенным значениям НК по всему разрезу, связанными как с кремнистостью, так и с карбонатной составляющей, пиритизированным прослоям более 0,2 м, которые характеризуются пониженными значениями сопротивления. В Салымской СФЗ постепенно начинает увеличиваться радиоактивность нижних пачек разреза БВУФ.

Средняя мощность БВУФ Салымского типа разреза 30–40 м, площадь 80 285 км², ТОС_{ср} 10%.

Малобалыкский тип разреза занимает небольшой участок в юго-восточной части Среднеобской зоны. Как правило, БВУФ представлен полным разрезом, состоящим из 6-ти пачек. Мощности пачек по латерали изменяются незначительно. Отличительной особенностью Малобалыкской СФЗ является наличие в III пачке выдержанного, относительно мощного (до 1 м) пропластка голубовато-серого, линзовидного радиолярита, имеющего четкие границы, по которым часто развивается вторичная карбонизация (ЛФТ-3).

По геофизическим признакам Малобалыкский тип разреза определяется по мощному (до двух метров) кремнистому и карбонатно-кремнистому пласту в кровле нижней части разреза, выделяемому по повышенным значениям нейтронного каротажа, сильно пониженным значениям гамма-каротажа и высокой радиоактивности нижней части разреза.

Средняя мощность БВУФ Салымского типа разреза 30–35 м, площадь 4400 км², ТОС_{ср} 13,3%.

Сургутский тип разреза занимает центральную, вытянутую в меридиональном направлении, часть Среднеобской зоны. В большинстве скважин отмечается плохо выраженная II пачка или же полное ее замещение I пачкой.

Отличительной особенностью северной части Сургутской структурно-фациальной зоны является широкое распространение зон аномального разреза в баженовской свите (АРБ). В процессе выполнения работы по материалам всех региональных и локальных сейсморазведочных работ в комплексе с материалами ГИС были верифицированы и уточнены контуры участков с аномальным разрезом БВУФ (рис. 5). Характерной и главной особенностью аномальных разрезов являются «раздутые» мощности БВУФ за счет появления песчаных или карбонатных прослоев, характеризующихся резко другой геофизической картиной. На рис. 8 показан разрез АРБ на примере временного сейсмического разреза МОГТ 3D на Северо-Конитлорском участке и выделение БВУФ по скважинам. Скважина 296 Северо-Конитлорского ЛУ по данным GR и АК вскрыла два интервала, характерных по своим значениям и форме кривых для отложений баженовской свиты, между которыми можно выделить песчаный интервал, для которого характерно понижение значений GR, ВК, повышенные значения ИК и дифференциация кривой PS. К сожалению, имеющиеся данные ГИС и отсутствие кернового материала характеризуют лишь предполагаемый интервал БВУФ. Ориентировочная привязка кривых ГИС к сейсмическому разрезу проведена с опорой на достаточно выдержанный ОГ(Ю₁), распространяющийся согласно нижележащим юрским пластам.

Межскважинная корреляция пачек БВУФ в АРБ затруднена. Аномальный тип разреза связан прежде всего с привносом терригенного ачимовского материала [Фокин и др., 2023], и по анализу сейсмического разреза находит свое отражение в максимальных

толщинах либо в верхней части разреза, либо на границе III–IV пачки.

По геофизическим признакам Сургутский тип разреза похож на Малобалыкский. Основное отличие заключается в меньших средних мощностях и в отсутствии мощного кремнистого пласта (ЛФТ-3) в кровле III пачки. К восточной части зоны форма кривой GR выполаживается, становится менее расчлененной и имеет одну вершину в районе 4 пачки. Сургутская СФЗ является переходной от западных более погруженных областей к восточным приподнятым зонам.

Средняя мощность БВУФ Сургутского типа разреза 25–30 м, площадь 75 500 км², ТОСср 11,2%.

Нижневартовский тип разреза. Нижневартовская СФЗ занимает юго-восточную часть бассейна. В опорных скважинах Нижневартовского типа разреза отсутствуют I, II, VI пачки. Радиоляриты образуют редкие прослои с нечеткими, размытыми границами мощностью до 3–4 см и единичные линзы с четкими границами. Мощность IV пачки обладает относительно повышенными значениями и в центральной части зоны достигает 20 м, что может быть связано с развитием зон АРБ в этих районах.

V пачку перекрывают глинистые породы верхней переходной зоны, которые имеют небольшую мощность в северной и южной частях зоны и относительно высокие мощности в центральной части, что может быть связано с проградацией клиноформ с востока. Вероятно, по этой же причине в восточном направлении наблюдается более глинистый состав V пачки.

По геофизическим признакам Нижневартовский тип разреза характеризуется дугообразной формой кривой GR и напоминает сундучок. Деление на пачки внутри верхней части разреза (выделение IV и V пачки) неоднозначно, корреляция часто проблематична.

Средняя мощность БВУФ Нижневартовского типа разреза 20 м, площадь 265 800 км², ТОСср 9,3%.

Самотлорский тип разреза является подвидом Нижневартовского и приурочен к вершине Нижневартовского свода. Разрез БВУФ здесь сокращен — отсутствуют нижние I, II, VI пачки, а также сокращена мощность III пачки.

По геофизическим признакам Самотлорский тип характеризуется резким уменьшением (вплоть до отсутствия) отложений нижней части БВУФ. Форма кривой GR сохраняется дугообразной.

Средняя мощность БВУФ Самотлорской СФЗ 15 м, на локальных юго-восточных участках уменьшаются до 7 м. Площадь 13 250 км², ТОСср 11,8%.

Приостровной тип разреза приурочен к палеовыступам фундамента, например, выступ Каменной вершины на Краснотенинском своде, Урненская вершина на Урненском поднятии.

Принципиальное отличие модели Приостровного типа — в сокращенной мощности разреза БВУФ. Отсутствует, как правило, вся нижняя часть

разреза, включая I–III пачки, а IV пачка с размывом залегает на породах фундамента или на отложениях абалакской или георгиевской свиты.

Средняя мощность БВУФ Приостровного типа разреза 13–15 м, ТОСср 8,9%.

Губкинский тип разреза занимает относительно небольшую территорию в восточной части Западно-Сибирского бассейна.

По данным скважин с керном БВУФ данной зоны имеет, как правило, полный разрез. Отличительными особенностями Губкинской структурно-фациальной зоны по керну и ГИС является увеличенная мощность разреза БВУФ, достигающая 70–80 м, не связанная с аномальным типом разреза, а также повышенная глинистость БВУФ.

Площадь Губкинской структурно-фациальной зоны составляет порядка 11 400 км², ТОСср 8%.

Таркосалинско-Уренгойский тип разреза охватывает большую часть севера Западной Сибири. По керну разрез выглядит «однородным» — без явной смены минеральных разностей. В нижней части разреза выделяются I и III пачки, сложенные преимущественно ЛФТ-0. Относительной особенностью Таркосалинско-Уренгойской СФЗ является небольшая, порядка 15 м, мощность БВУФ и ТОСср 7%. Площадь зоны составляет 216 900 км².

Тамбейский тип разреза приурочен к центральной части полуостровов Ямал и Гыдан — территории севернее Мессояхской гряды. Особенностью Тамбейской зоны является небольшая мощность БВУФ, (порядка 15 м), низкое содержание ТОСср 6% и заглинизированность разреза. Площадь составляет порядка 117 500 км².

Окраинный, Низкоомный типы разреза и зоны отсутствия БВУФ. Окраинный тип обрамляет Западно-Сибирский бассейн. На территории данного типа распространены мулымьинская и даниловская свиты на западе, максимоярская и марьяновская — на юге и юго-востоке, яновстанская свита — на востоке, и гольчихинская — на северо-востоке. Близость территории к источникам сноса оказала существенный эффект — разрез имеет более «терригенный» характер, обладает большими мощностями, относительно пониженным содержанием ОВ и полным отсутствием радиоляритовых пластов.

В окраинном типе четко картируются низкоомные разрезы с сопротивлением менее 10 Ом·м. Показатели радиоактивности БВУФ незначительно превышают значения в глинах и достигают в среднем 20–22 МкР/ч. Часто происходит чередование высокоуглеродистых и терригенных пропластков, что приводит к увеличению всей толщи разреза вплоть до 100 м.

В силу отсутствия надежных реперов по ГИС, внутрипластовая корреляция в Окраинном и Низкоомном типах разреза не проводилась. Для последующего моделирования использовались кровля V пачки и подошва нижней пачки.

При изучении разреза так же были выделены зоны отсутствия БВУФ различного генезиса. По

каротажу они узнаваемы по низким значениям показаний GR, не превышающим значение в 15 МкР/ч, и низким сопротивлениям, соответствующим значениям в глинистых интервалах. В таких зонах было принято решение проводить выклинивание БВУФ с условной границей между скважинами или по сейсмической записи при достаточном количестве профилей.

Выводы. Отмечены следующие закономерности структурно-фациальной типизации БВУФ Западного Сибирского региона:

- Кремнисто-карбонатные породы (ЛФТ-3), с которыми связаны основная продуктивность и запасы БВУФ, чаще всего встречаются в Малобалыкском, Салымском и Красноленинском типах разреза.
- Самотлорский, Нижневартовский и Приостровный типы разреза имеют сокращенное строение БВУФ. В первых двух типах могут отсутствовать I и II пакки. В Приостровном типе отсутствует вся нижняя часть разреза.
- Для Сургутского и Таркосалинско-Уренгойского типов разреза характерно отсутствие II пакки.
- Красноленинский, Фроловский, Салымский и Малобалыкский типы разрезов имеют полное строение БВУФ. Пакки хорошо коррелируются и выдержаны по площади структурно-фациальных зон.
- Наибольшая пиритизация VI пакки наблюдается в Красноленинском и Фроловском типах разреза. Данная закономерность связана с развитием и структурной перестройкой палеобассейна.
- Разделение на пакки и внутрипластовая корреляция в Низкоомной и Окраинной структурно-

фациальной зоне не проводилась ввиду отсутствия кернового материала и надежных реперов по ГИС.

- Ось баженовского эпиконтинентального палеобассейна на момент закрытия фиксируется в зоне смыкания восточных и западных клиноформ, которая приурочена к Красноленинской структурно-фациальной зоне.

- Распространение аномального разреза отражается в картах мощностей I–III пакчек БВУФ.

- Среднее содержание органического углерода уменьшается до минимальных значений от центральных частей бассейна (Сургутская, Салымская, Малобалыкская, Фроловская, Красноленинская зоны) — к границам распространения БВУФ (Окраинная, Низкоомная, Таркосалинско-Уренгойская, Тамбейская зоны).

Выделение в пределах Западно-Сибирского бассейна различных структурно-фациальных зон позволило разделить баженовскую высокоуглеродистую формацию на области с относительно одинаковыми условиями формирования отложений, свойства которых можно определить отдельно для каждой зоны по петрофизическим связям и количественным зависимостям между минеральным составом и физическими свойствами пород. Применение вероятностного подхода и анализ статистических данных позволит в дальнейшей работе при трехмерном моделировании прогнозировать распространение различных литофизических типов, их свойства, а также выделять перспективные контуры залежей отдельно для каждой структурно-фациальной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.Д. Природные резервуары нефти в отложениях баженовской свиты на западе Широкого Приобья: Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2009. 185 с.
2. Бриндзинский А.М., Нестеров И.И., Новиков Г.Р. и др. Салымский нефтегазоносный район // Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1970. Вып. 41. 314 с.
3. Бумагина В.А., Потапова А.С., Кудаманов А.И. и др. Строение и условия формирования бажен-абалакского комплекса в пределах Красноленинского свода // Нефтяные провинции. 2018. Т. 16, № 4. С. 86–108.
4. Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Ультрамикроструктуры в верхнеюрских фосфоритах баженовской и георгиевской свит Западно-Сибирского бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / Отв. ред. В.А. Захаров, ред.: М.А. Рогов, Е.В. Щепетова, А.П. Ипполитов. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 294 с.
5. Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразие: к 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Товарищ науч. изданий. К.М.К., 2006. С. 552–568.
6. Зубков М.Ю. Процессы нефтегенерации и формирования пустотного пространства за счет керогена баженовской свиты // Горные ведомости. 2015. № 8(135). С. 94–109.
7. Калмыков Г.А. Строение баженовского нефтегазоносного комплекса как основа прогноза дифференцированной нефтепродуктивности: Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2016. 391 с.
8. Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 2017. 246 с.
9. Калмыков А.Г., Мануилова Е.А., Калмыков Г.А. и др. Фосфатсодержащие прослои баженовской свиты как возможный коллектор // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 5. С. 60–66.
10. Марченко Е.А., Шилова Ю.В. Использование геолого-статистического анализа для прогноза фациальной характеристики разреза // Нефтяное хозяйство. 2010. № 2. С. 30–33.
11. Нежданов А.А. Проблемные вопросы стратиграфии мезозоя Западной Сибири // Проблемы стратиграфии мезозоя Западно-Сибирской плиты (материалы к Межведомственному стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты) / Под ред. Ф.Г. Гурари, Н.К. Могучевой. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003. С. 5–10.
12. Немова В.Д., Панченко И.В. Локализация приточных интервалов баженовской свиты и их емкостное пространство на Средне-Назымском месторождении // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12, № 1. С. 1–24.

13. Нестеров И.И., Монастырев Б.В., Бочкарев В.С. и др. Переинтерпретация, переобработка и унифицированная стратификация опорных отражающих горизонтов региональных сейсмических профилей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции с целью построения единых нефтегеологических моделей продуктивных комплексов как основы уточнения перспектив нефтегазоносности. Отчет по госконтракту № 12/05 / ОАО «СибНАЦ». Кн. 4. Тюмень, 2007. С. 1169.
14. Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керн и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 1–13.
15. Решения 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМСа, ИГНГ СО РАН, 2004.
16. Создание детальной модели геологического строения ниже-среднеюрских образований Западной Сибири, оценка ресурсного потенциала и обоснование главных направлений поисково-разведочных работ. А.В. Шпильман и др., «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана», ФГУП «СНИИГГиМС», «ЗапСибНИИГГ», 2008 г.
17. Создание сейсмогеологической модели осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы в пределах южных и восточных районов, отчет по договору / И.Г. Козубовская, В.П. Игошкин. ТНК-ВР, 2007. 229 с.
18. Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г. и др. Модель вдвигового оползневого клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 1. Описание разреза, литология, палинология // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 33–43.
19. Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Вишневская В.С. и др. Модель формирования радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 89–95.
20. Хотылев О.В., Гатовский Ю.А., Балушкина Н.С. и др. Модели седиментации баженовской высокоуглеродистой формации в зоне развития тутлеймской и баженовской свит // Георесурсы. 2021. Т. 23(2). С. 120–131.
21. Эдер В.Г. Некоторые типы разрезов верхнеюрских баженовской и георгиевской свит Обь-Иртышского междуречья. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47 (6). С. 746–754.

Статья поступила в редакцию 29.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 550.8.056

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-83-94

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ АПТ-АЛЬБСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Валерия Вадимовна Чуркина¹✉, Юлия Александровна Коточкова²,
Георгий Александрович Калмыков³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; valeriiia_churkina@rambler.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-7466-1598>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kotjulik@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-5004-4832>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Аннотация. В работе описываются обстановки осадконакопления нижнемеловых (апт-альбских) терригенных отложений на территории Северного Каспия. Эти породы являются коллекторами нефти и газа и характеризуются неравномерным распределением пелитовой и алевритовой фракций, что приводит к высокому содержанию остаточной воды и низкой проницаемости, слабой согласованности фильтрационно-емкостных свойств между собой. Для корректной интерпретации геофизических данных был проведен детальный литолого-фациальный анализ пород. На изученной территории в раннемеловое время преобладали морские обстановки: прибрежные, мелководно-морские, относительно мелководные шельфовые с активной гидродинамикой, относительно глубоководные шельфовые с низкой гидродинамикой. В разрезах отмечается смена мелководных фаций на более глубоководные и обратно, что позволяет сделать вывод о периодических колебаниях уровня моря. Результаты литологического анализа ясно указывают на преобладание мелководно-морских и прибрежных отложений в аптское время и более глубоководных, шельфовых — в альбское время. Таким образом, можно предполагать развитие трансгрессии моря в конце раннего мела и наблюдать проявление ее признаков в разрезах апт-альбских отложений Северного Каспия.

Ключевые слова: нижнемеловые отложения, терригенный коллектор, Северный Каспий, биотурбация, мелководно-морские отложения, низкоомные коллекторы

Для цитирования: Чуркина В.В., Коточкова Ю.А., Калмыков Г.А. Обстановки осадконакопления апт-альбских отложений Северного Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 83–94.

SEDIMENTATION CONDITIONS OF THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF THE NORTHERN CASPIAN

Valeriya V. Churkina¹✉, Yuliya A. Kotochkova², Georgiy A. Kalmykov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; valeriiia_churkina@rambler.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kotjulik@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru

Abstract. This research identifies sedimentation settings of Lower Cretaceous (Aptian-Albian) terrigenous sediments of the North Caspian, which are oil and gas reservoirs. These rocks are characterized by irregular distribution of pelitic and silty fractions, which leads to ambiguous results of petrophysical analyses. In order to correctly interpret the geophysical data, a detailed lithologic analysis of the rocks was carried out. In the studied area in the Early Cretaceous time marine conditions prevailed: coastal, shallow-marine, relatively shallow shelf lithofacies with signs of active hydrodynamics, as well as relatively deep-water shelf lithofacies of low hydrodynamics. The study of sections reveals a change from shallow-water sediments to deeper-water sediments and vice versa, which allows us to conclude that the sea level fluctuates periodically. Lithologic analysis also showed the predominance of shallow-water and coastal sediments in the Aptian time and deeper-water, shelf sediments in the Albian time. Consequently, we can assume the presence of local sea transgression in this study area during the Lower Cretaceous.

Keywords: Lower Cretaceous sediments, terrigenous reservoir, North Caspian Sea, bioturbation, shallow-marine sediments

For citation: Churkina V.V., Kotochkova Yu.A., Kalmykov G.A. Sedimentation conditions of the lower cretaceous deposits of the Northern Caspian. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 83–94. (In Russ.).

Введение. Терригенные породы описываются большим числом характеристик (цементация, минеральный состав, вторичные преобразования, размерность зерен и т.д.), отражающих свойства

различной физической природы и их сложную взаимосвязь. Основная задача при изучении геологического объекта — это выявление этих характеристик, оценка суммарного влияния и относительного

вклада каждого отдельного фактора в формирование комплекса физических свойств того или иного объекта в целом.

При изучении терригенных неоднородных нефтегазовых коллекторов только геофизических методов исследования, как правило, недостаточно. Поэтому для корректной интерпретации геофизических данных необходимо проводить детальный литологический анализ пород. В данном исследовании основной целью является определение условий осадконакопления терригенных отложений Северного Каспия для дальнейшего геологического обоснования формирования фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород.

Материалы и методы. Было выполнено литологическое описание 227,28 м керн (6 скважин). Для детального изучения состава пород описано 43 шлифа стандартной толщины, изготовленные на эпоксидной смоле, и проведены гранулометрический, рентгеноструктурный (РСА) и рентгенофлуоресцентный (РФА) анализы (63 образца). Анализ главных оксидов и микроэлементов (РФА) в пробах выполнен на спектрометре Axios mAX Advanced. Количество минеральных фаз (РСА) определялось на рентгеновском дифрактометре Rigaku MiniFlex 600. Был проведен РСА глинистой фракции (РСА_{глин}) и РСА валовой пробы, алевро-песчаной фракции (РСА_{вал}). Количественное соотношение гранулометрических фракций оценивалось гидравлично-ситовым методом. Были привлечены результаты интерпретации данных современного комплекса ГИС по рассматриваемым скважинам, а также результаты определения ФЕС по более чем 2000 образцам.

Результаты исследований. Изученные месторождения расположены в Северо-Каспийском нефтегазоносном районе Каспийской нефтегазоносной провинции, в 160 км к юго-западу от г. Астрахань. Объектом изучения являются терригенные отложения аптского и альбского ярусов.

В тектоническом отношении месторождения находятся на территории Скифско-Туранской платформы, на южном блоке современного морского продолжения кряжа Карпинского (рис. 1) и состоят из двух линейно вытянутых валов субширотного простирания: Северо-Ракушечного и Южно-Ракушечного. Все поднятия Ракушечной структуры характеризуются наличием крутых северных крыльев, контролируемых разломами, и более пологих южных.

В целом для меловой эпохи был характерен режим тектонического погружения платформенной области, на фоне которого продолжалось развитие морской трансгрессии (подъем уровня моря) (рис. 2). В раннем мелу, в апт-альбское время (K_1a-K_1al), возникли шельфовые проливы, которые соединили Каспийский палеобассейн с Западной Сибирью и Карским морем. В основных чертах сохранялась высокая степень расчлененности мелководного шельфа и, соответственно, дифференциации лито-

логических комплексов осадков. При этом существенно преобладающими являлись терригенные песчано-глинистые отложения [Глумов и др., 2004].

Для изученных групп месторождений, аптский и альбский ярусы состоят из схожих типов пород: песчаников, алевролитов, глин, известняков, сформированных в разных зонах бассейна. Для каждого яруса (аптского и альбского) были реконструированы условия формирования, по данным текстурного анализа керн и геофизических исследований скважин. По результатам проведенного седиментологического исследования были построены литолого-фациальные колонки, показывающие положение нижнемеловых терригенных коллекторов по скважинам. Пример колонок по скважинам ВИ-3, В-2, ВИ-1 приведен на рис. 3.

Нижнемеловые отложения Северного Каспия представлены следующими обстановками: мелко-водно-морскими, прибрежно-морскими и относительно глубоководными шельфовыми. Различием является значительное преобладание более глубоководных глинистых отложений в альбских разрезах и мелководно-морских, прибрежных — в аптских. Также встречаются шельфовые обстановки с участием штормов. В целом в разрезах наблюдается чередование условий осадконакопления: глубоководные сменяются на мелководные и обратно, что, по-видимому, свидетельствует о периодических колебаниях уровня моря на данных территориях.

Мелководно-морские и прибрежные отложения характеризуются высокой песчаностью и представлены алевро-песчаниками мелко-тонкозернистыми, алевроитовыми, глинистыми участками карбонатными, с прослоями глинисто-песчаных пород с глауконитом (рис. 4, а). Породы имеют слабовыраженные линзовидные и волнистые текстуры (рис. 4, а), нарушенные интенсивной биотурбацией (рис. 5, а) [Чуркина и др., 2023]. В отложениях изученных скважин также устанавливаются признаки проявления штормовых процессов по присутствию в них частиц углистого детрита и многочисленных битых раковин двустворчатых моллюсков (рис. 5, в).

Алевро-песчаники мелководно-морских обстановок имеют слабую окатанность зерен, полимиктовый состав, низкое содержание глинистой компоненты и микробиотурбационные текстуры (рис. 6).

Мелководные обстановки чередуются с более глубоководными шельфовыми представленными алевро-глинистыми породами (рис. 4, б; рис. 5, б). В данных разрезах встречаются достаточно мощные, до 2,5 м, прослои глубоководных глин. Породы имеют линзовидные, пологоволнистые и горизонтальные текстуры. Также в отложениях активно развита биотурбация. Неоднородности осадка, создаваемые организмами при его переработке и механическом перемешивании, сильно влияют на петрофизические характеристики. Одни виды зарывающихся организмов приносят песчаный материал в глинистый осадок, тем самым увеличивая про-

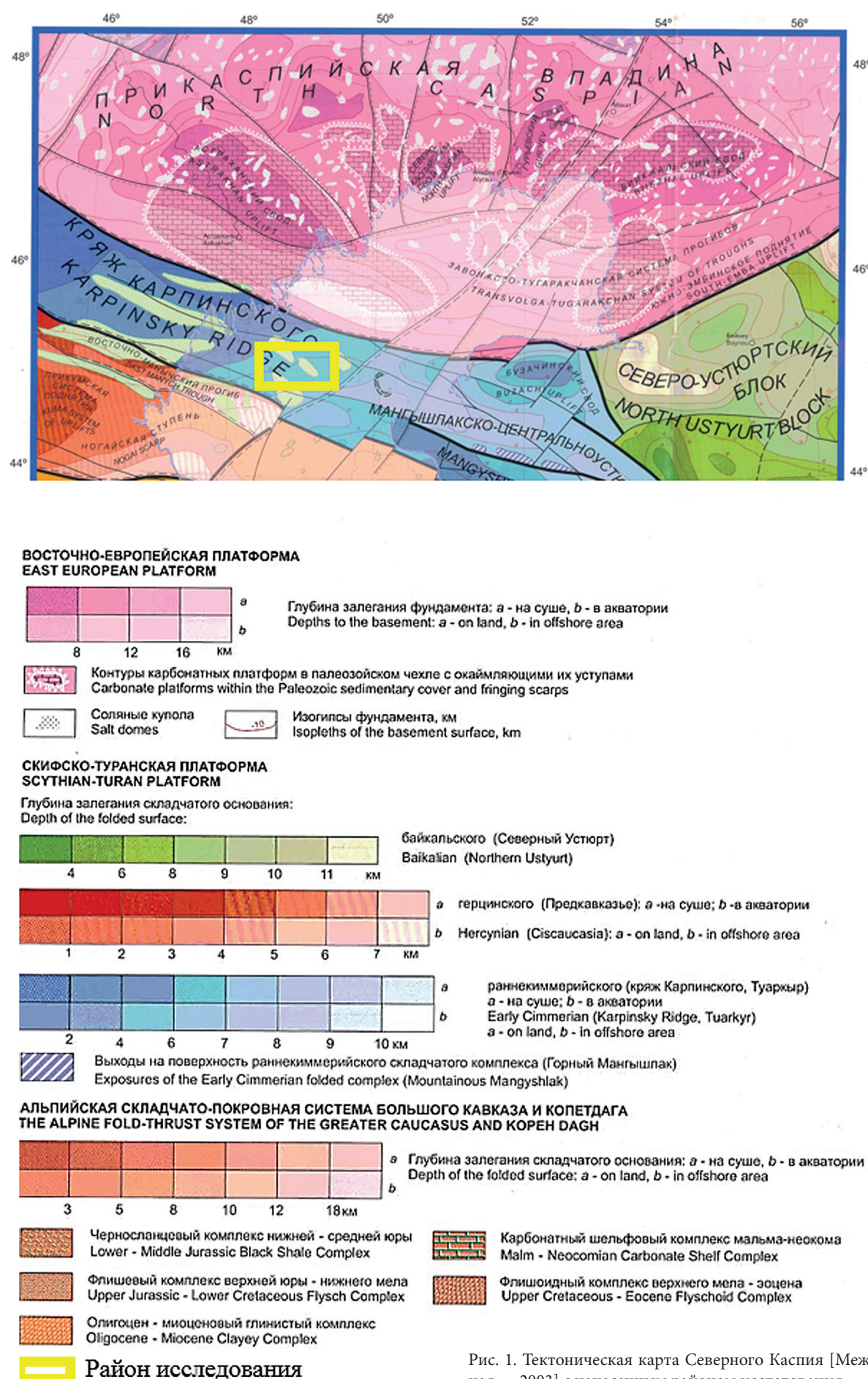


Рис. 1. Тектоническая карта Северного Каспия [Международная..., 2003] с нанесенным районом исследования

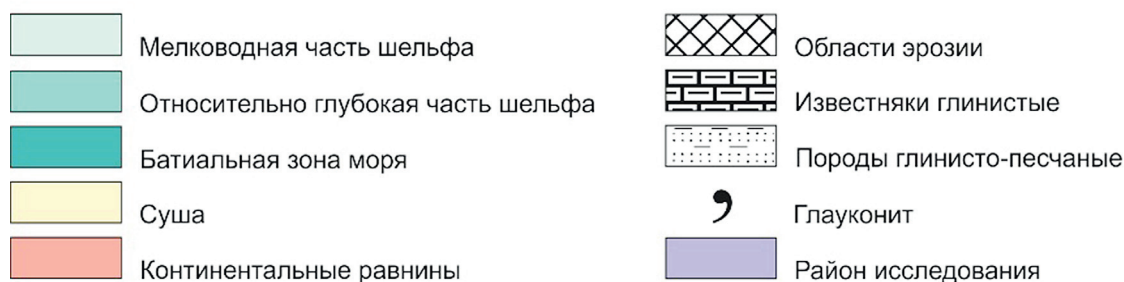
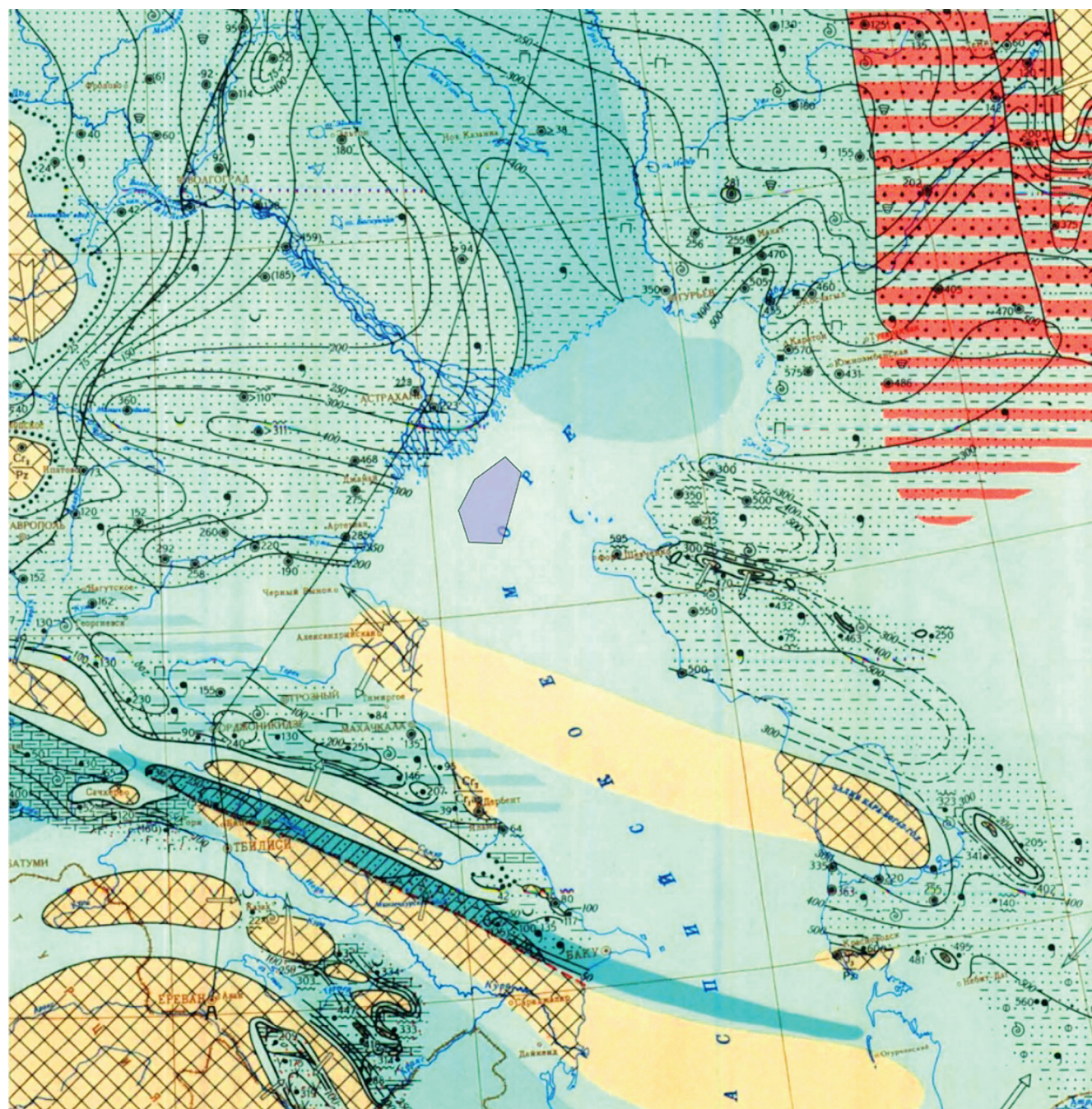


Рис. 2. Палеогеографическая карта Северного Каспия (K_{1al}) [Атлас..., 1961] с нанесенным районом исследования

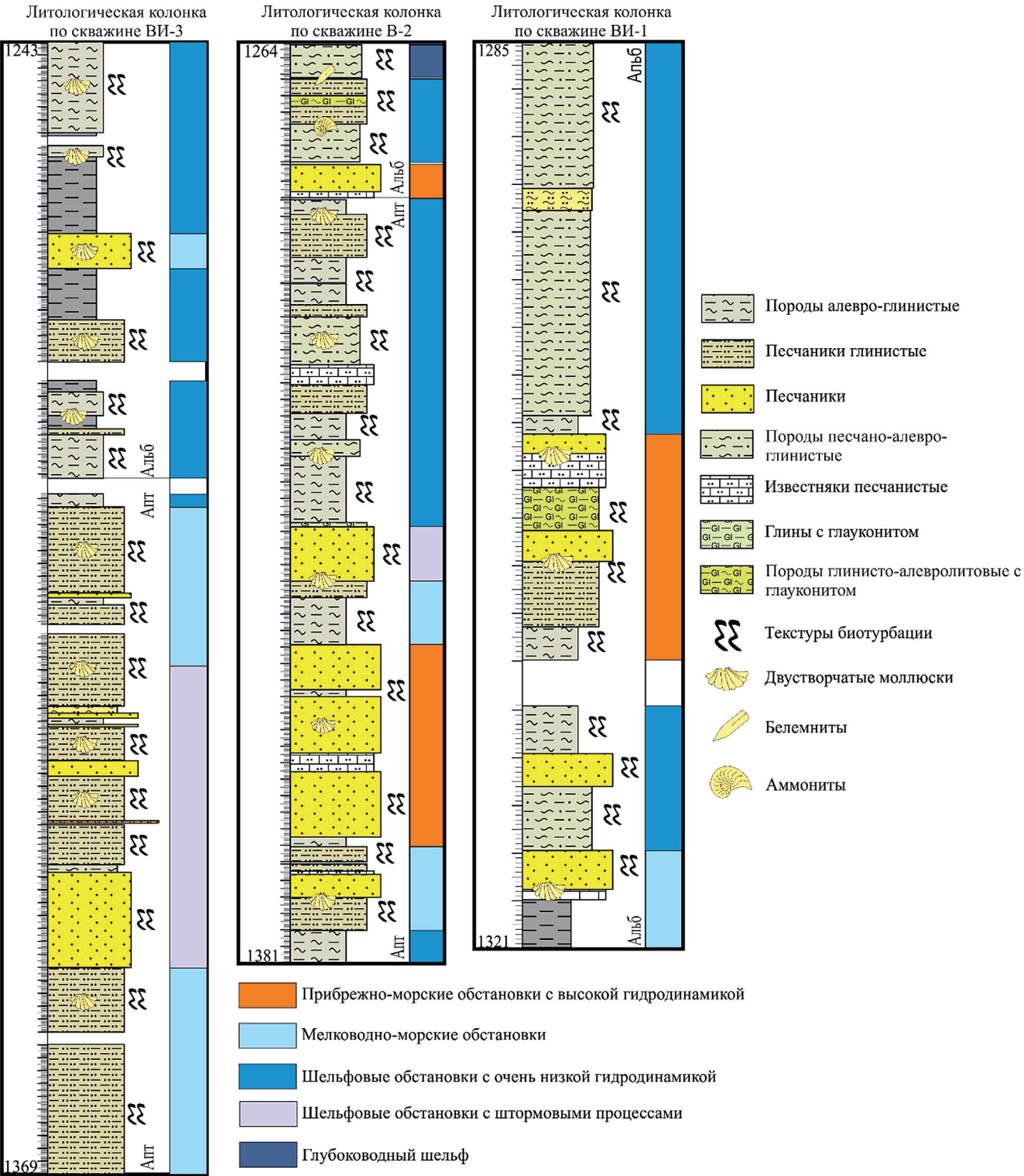


Рис. 3. Литолого-фациальные колонки по скважинам VI-3, B-2, VI-1

нищаемость и пористость пород; другие — напротив, привносят глинистый материал, в результате осадок уплотняется и ухудшаются фильтрационно-емкостные свойства [Чуркина и др., 2023].

Алевро-песчаники шельфовых фаций имеют слабую окатанность зерен, полимиктовый состав, характеризуются наличием микробиотурбационных текстур и высоким содержанием глинистого материала (рис. 7).

Для уточнения условий осадконакопления был проведен детальный гранулометрический анализ 50 образцов. Многие исследователи (Л.Б. Рухин, Б.К. Саху, Ф. Шепард, Б. Гринвуд, Дж.Е. Клован, Р. Янг и другие) полагали, что гранулометрический анализ пород с построением генетических диаграмм не позволяет полностью установить фациальные обстановки накопления. Для более корректного определения генезиса отложений следует проводить

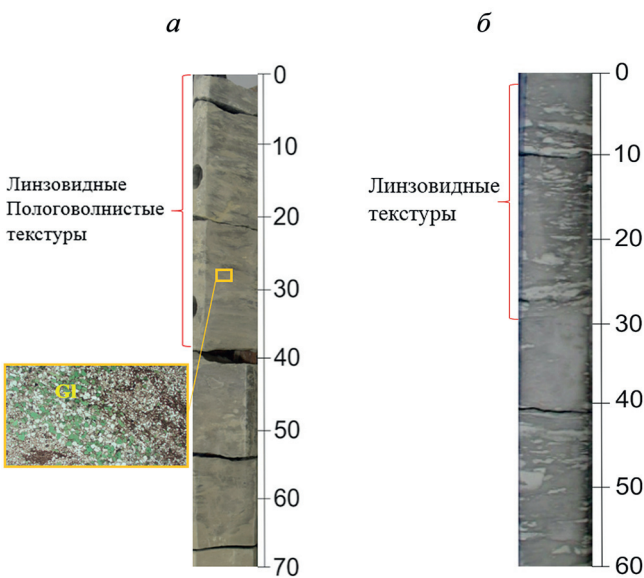


Рис. 4. Глинисто-алевритовые породы с глауконитом (Gl) мелководно-морских обстановок, скв. В-6, глубина 1307,0–1307,7 м (а); алевро-глинистые породы относительно глубоководных обстановок, скв. ВИ-1, глубина 1287,0–1287,6 м (б)

комплексное изучение пород с привлечением данных по наблюдению текстурных особенностей в керне и результатам петрографического исследования шлифов. Существуют различные способы разделения осадков и пород по фракционному составу и реконструкции обстановок осадконакопления — генетические и динамогенетические диаграммы Л.Б. Рухина, Г.Ф. Рожкова и других [Рухин, 1969].

Построенные нами кумулятивные кривые показывают сходство аптских и альбских отложений (рис. 8). Для предварительной оценки генетической принадлежности пород использовались данные Фюхтбауэра и Мюллера [Рейнек, Сингх, 1981; Рухин, 1969]. Гранулометрические параметры пород, а именно средняя и плохая сортировка (>2) обломочного материала и низкие значения асимметрии (<1) (см. таблицу), свидетельствуют о мелководных морских обстановках на шельфе.

Основные гранулометрические характеристики показательных образцов Северного Каспия.

Образец	Стратиграфическая единица	Песчаная фракция	Алевритовая фракция	Пелитовая фракция	Графические			
					коэффициент сортировки по Траску	асимметрия по Траску	эксцесс по Траску	медианный диаметр по Траску
1	K1a	46,41	42,66	10,93	1,84	0,53	0,31	0,05
2	K1a	15,07	61,10	23,84	2,71	0,44	0,32	0,02
3	K1a	67,39	15,54	17,08	2,06	0,39	0,29	0,07
4	K1a	60,50	17,14	22,36	3,76	0,14	0,40	0,08
5	K1a	83,19	7,31	9,50	1,53	0,77	0,24	0,24
6	K1a	42,32	42,99	14,69	2,22	0,50	0,34	0,04
7	K1a	20,17	59,68	20,15	2,44	0,53	0,31	0,03
8	K1a	39,42	38,88	21,70	3,10	0,46	0,35	0,03
9	K1a	48,64	36,43	14,94	2,13	0,49	0,33	0,05
10	K1a	58,28	22,90	18,82	2,73	0,23	0,37	0,06
11	K1al	20,42	61,21	18,38	2,09	0,58	0,31	0,03
12	K1al	43,94	27,89	28,17	4,43	0,24	0,40	0,04
13	K1al	38,43	35,03	26,54	3,73	0,25	0,39	0,03
14	K1al	64,93	15,62	19,45	2,32	0,27	0,34	0,06
15	K1al	60,83	20,07	19,11	2,83	0,21	0,39	0,07
16	K1al	35,11	41,60	23,29	3,02	0,28	0,35	0,04
17	K1al	15,00	62,62	22,38	2,55	0,47	0,34	0,02
18	K1al	14,30	54,43	31,26	3,17	0,56	0,28	0,01
19	K1al	65,26	19,66	15,09	1,97	0,48	0,31	0,07
20	K1al	69,99	17,02	12,99	1,80	0,57	0,29	0,08
21	K1al	72,53	15,81	11,66	1,65	0,63	0,27	0,09
22	K1al	67,44	20,66	11,91	1,72	0,58	0,29	0,07

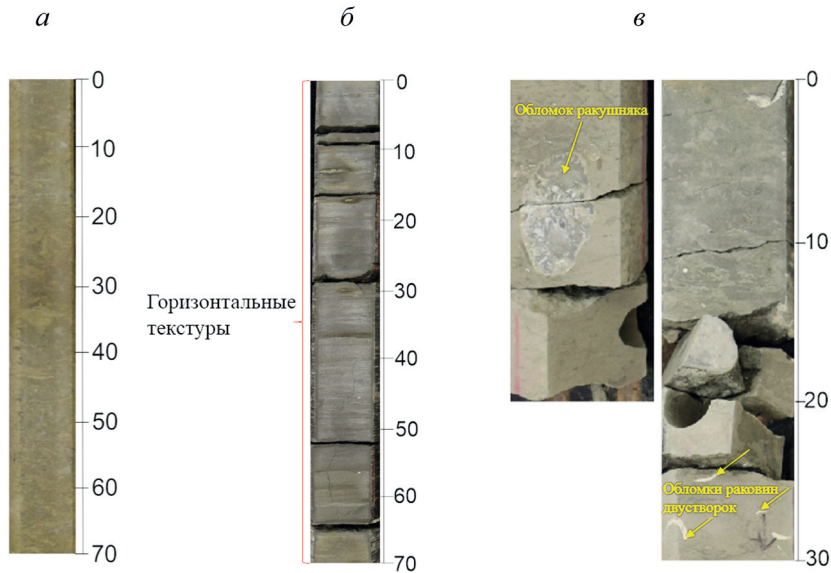


Рис. 5. Мелководно-морские отложения, скв. ВИ-5, глубина 1334,0–1334,7 м (а); относительно глубоководные отложения, скв. В-2, глубина 1279,1–1279,8 м (б); отложения со штормовыми процессами, скв. В-2, глубина слева 1364,8–1365,0, справа 1289,0–1289,3 м (в)

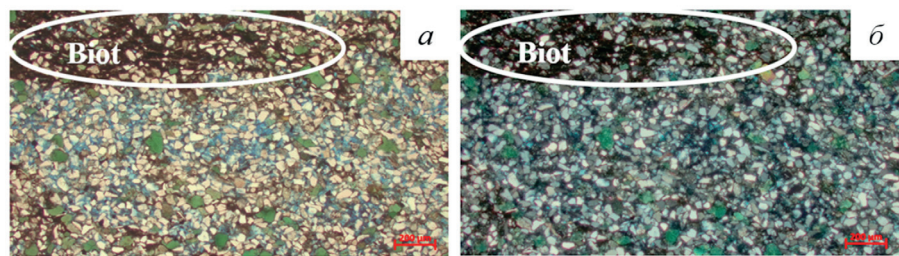


Рис. 6. Песчаник мелко-тонкозернистый, алевритистый, полимиктовый, аркозовый (по В.Д. Шутову). Сква. ВИ-5, глубина 1330,4 м. (Увеличение 2,5х, а — параллельные николи, б — скрещенные николи.) Biot — следы биотурбации

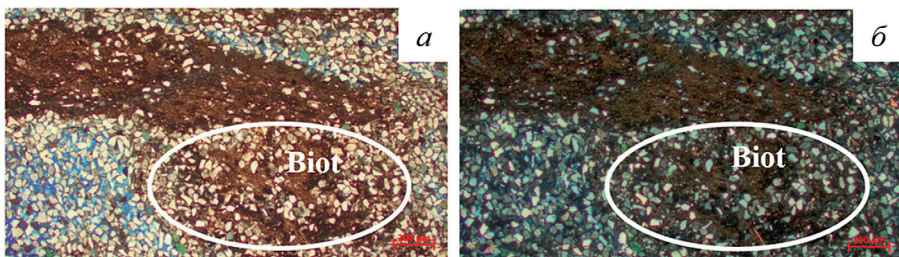


Рис. 7. Песчаник тонкозернистый, алевритовый, полимиктовый, аркозовый (по В.Д. Шутову). Сква. ВИ-5, глубина 1285,38 м. (Увеличение 2,5х, а — параллельные николи, б — скрещенные николи.) Biot — следы биотурбации

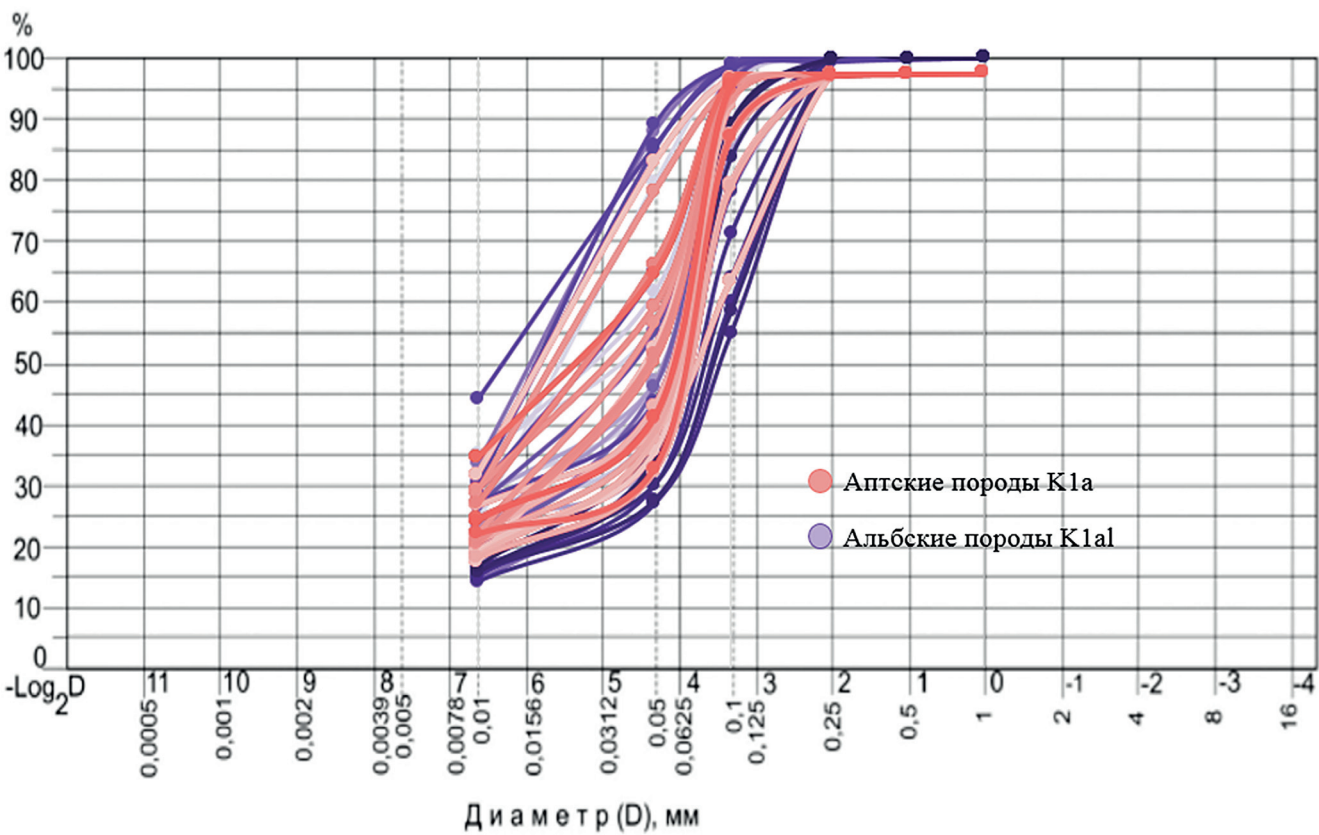
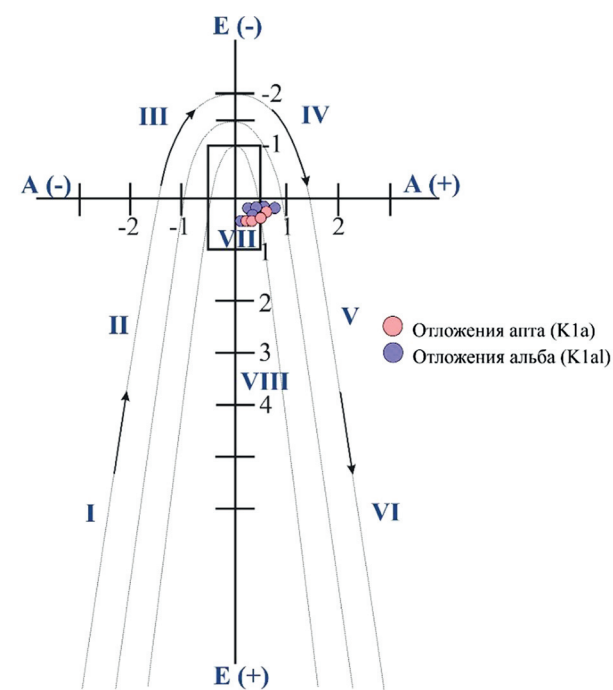


Рис. 8. Кумулятивные кривые аптских и альбских алевро-песчаников Северного Каспия

В силу того, что изучаемые терригенные породы состоят преимущественно из мелко-тонкозернистых и алевритовых фракций, на генетической диаграмме Л.Б. Рухина многие образцы попадают на границу или в поле «недостоверности» (с диаметром зерен <0,05 мм). Поэтому в настоящем исследовании для интерпретации данных была использована динамо-генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова, позволяющая

определять фациальные обстановки по принципу интенсивности механической дифференциации песчано-алевритовых частиц. Разделение на группы связано с различными способами перемещения обломочного материала в результате разных динамических сил среды. Диаграмма подразделена на восемь генетических зон, отвечающих определенным условиям формирования осадка (рис. 9). Изученные



Поля:
V — выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн — прибрежно-морские фации
VII — нижняя правая четверть прямоугольника — волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья — прибрежно-морская фация

Рис. 9. Генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова с фигуративными точками составов алевро-песчаников апта и альба Северного Каспия

алевро-песчаники попадают в области V и VII, которые соответствуют мелководно-морским, прибрежным обстановкам с активным участием волновых процессов и вдольбереговых течений.

На основании текстурных особенностей пород, их гранулометрии и анализа строения разрезов выяснено, что отложения апта связаны с мелководными морскими условиями седиментации (рис. 10), а отложения альба — с относительно глубоководными шельфовыми обстановками с низкой гидродинамикой (рис. 11).

Анализ состава и распределения глинистого материала в породе является важным этапом исследования в данной работе. С точки зрения литологии, алевроитовые и песчаные породы аптского и альбского возраста относятся к аркозам (по В.Д. Шутову), в которых выделяется неравномерно распределенный глинистый цемент. Значительное содержание в породах калиевых полевых шпатов, плагиоклазов (рис. 12), наличие обломков метаморфических и магматических пород, единичных акцессорных минералов в виде циркона и эпидота свидетельствует об относительно близком источнике сноса, которым являлся, предположительно, Южный Урал [Атлас..., 1992].

С целью изучения влияния минералогического состава на петрофизические параметры изучаемых отложений при выполнении настоящей работы была использована треугольная диаграмма составов пород Ф.Дж. Петтиджона. На основании литологиче-

ского изучения керна и шлифов было определено, что содержание магматических и метаморфических обломков пород незначительно (не превышает 3%), основная масса литокластов сложена внутриформационными алевро-глинистыми породами, на долю которых и приходится основная часть глинистых минералов. Поэтому было сделано допущение, что глинистые минералы, содержащиеся в породах, можно приравнять к обломкам пород. Результаты нанесены на треугольную трехкомпонентную диаграмму Ф.Дж. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976], которая была видоизменена (одна из компонент — обломки пород — была заменена на глинистый материал) (рис. 13). По соотношению обломочного кварца, полевых шпатов и глин выделяется несколько классов. Породы, в которых глина составляет 15% и более, представляют собой вакки; при содержании глин менее 15% порода является аренитом. В классе песчаников/алевролитов, лишенных глинистого матрикса, или с незначительным его содержанием, выделяются 2 вида: 1) песчаники/алевролиты, содержащие 25% или более полевых шпатов, при условии меньшего содержания обломков пород — аркозы; 2) песчаники/алевролиты, характеризующиеся наличием в составе 75% и более кварца — субаркозы [Петтиджон и др., 1976].

Аптские отложения K_1a . По составу, определенному по РСАвал, аптские отложения характеризуются высоким содержанием кварца — 60,7%, полевых шпатов — 25,9% и глин — 9,1%, низким содержанием пирита — 1% (рис. 12). Отмечаются единичные интервалы с содержанием кальцита 12–19%. Глинистый материал также был изучен и по результатам РСАглин (ориентированных препаратов) сложен преимущественно каолинитом (34,2%), гидрослюдами (37%), хлоритом (11,6%) и смешанно-слоистыми иллит-сметитами (13,7%) (рис. 12).

Коллекторы аптского яруса, в основном, относятся к аркозовым ваккам, некоторые образцы попадают в группы субаркоз и аркоз.

Альбские отложения K_1al . По составу, определенному по РСАвал, альбские отложения характеризуются высоким содержанием кварца — 64%, полевых шпатов — 23,5% и глин — 11,5%, низким содержанием пирита — 1% (рис. 12). Отмечаются единичные интервалы с содержанием кальцита 12–19%. Глинистый материал сложен каолинитом (34,1%), гидрослюдами (36,4%), хлоритом (9,2%) и смешанно-слоистыми иллит-сметитами (18,5%) (рис. 12).

Коллекторы альбского яруса месторождений сложены аркозовыми вакками, субаркозами и аркозами. Рассмотренные типы пород имеют отличительные особенности в составе скелетной фракции, степени и типов глинизации, интенсивности вторичных изменений.

Коллекторские свойства апт-альбских отложений связаны не только с первичными условиями осадконакопления, но и с вторичными преобразо-

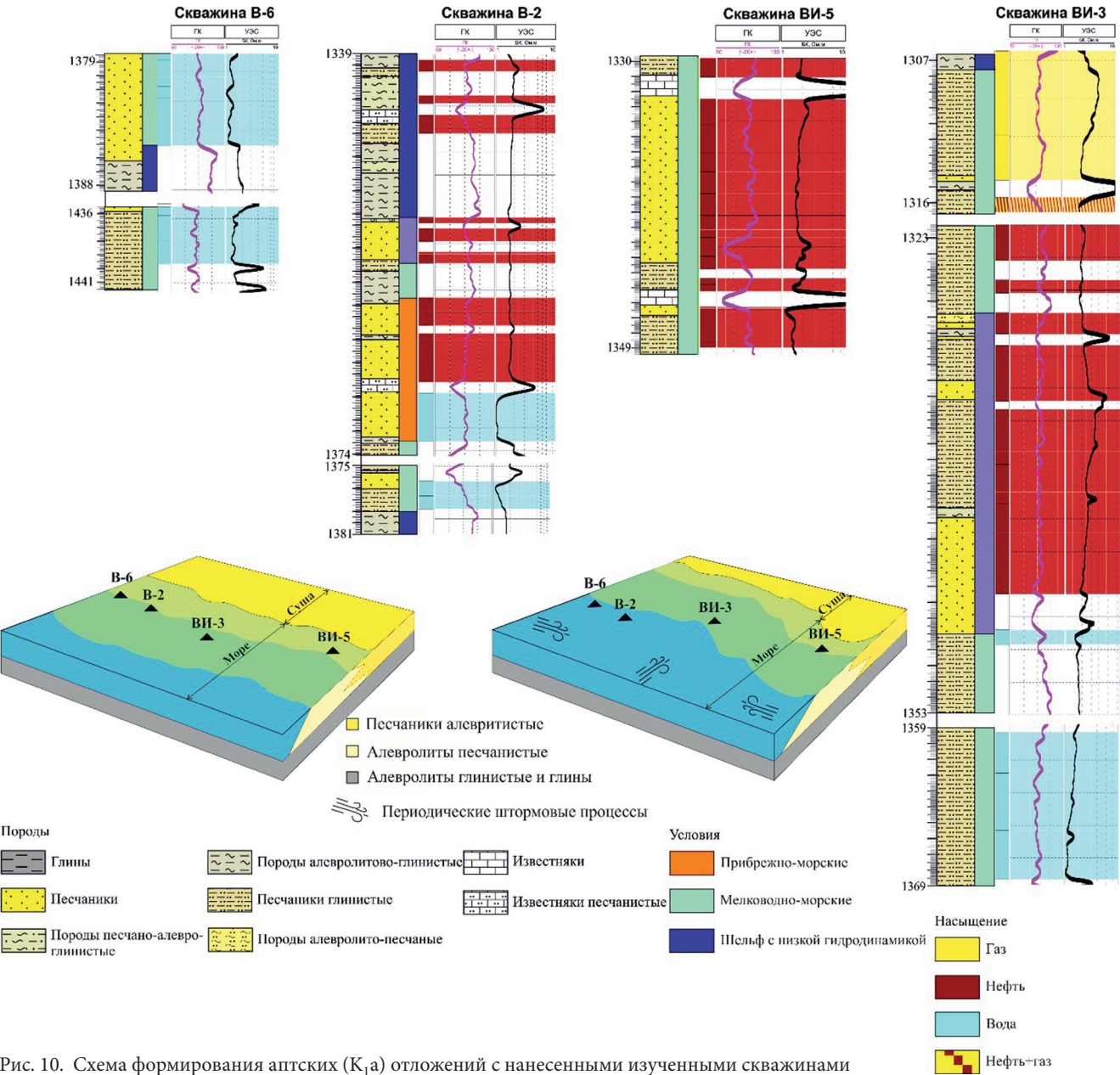


Рис. 10. Схема формирования аптских (K_{1a}) отложений с нанесенными изученными скважинами

ваниями минералов. На интенсивность вторичных процессов влияет размер зерен: алевритовые и пелитовые частицы более подвержены вторичным изменениям.

Отложения аптского и альбского ярусов находятся на одной стадии преобразования — начального катагенеза — для которой характерны процессы выщелачивания и глинизации. Полевые шпаты и слюды частично или полностью замещаются каолинитом, благодаря чему между сростками каолиновых минералов образуются микрополости (рис. 14). Также полевые шпаты и слюды частично растворяются, образуя микропористость (рис. 15). Коэффициент пористости в таких породах достигает 20–25%.

Выводы. Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы:

1. На изучаемых объектах отложения аптского возраста формировались в преимущественно мелководных условиях, с преобладанием мелководно-мор-

ских и прибрежных фаций. Отложения альбского возраста более глубоководные, с преобладанием шельфовых фаций, что предполагает трансгрессию морского бассейна в это время.

2. Разница в условиях осадкообразования приводит к тому, что альбские отложения более глинистые и с меньшим количеством обломочного материала. Однако преобладание полимиктового состава в породах свидетельствует об относительной близости источника сноса, которым, предположительно, являлся Южный Урал.

3. Полимиктовые песчаники из интервалов коллекторов характеризуются неравномерным распределением глинистого материала, обусловленным интенсивной биотурбацией пород.

4. Вторичные преобразования пород связаны с растворением ПШ и замещением их каолинитом, а также трансформацией слюд, что привело к образованию высокой пористости.

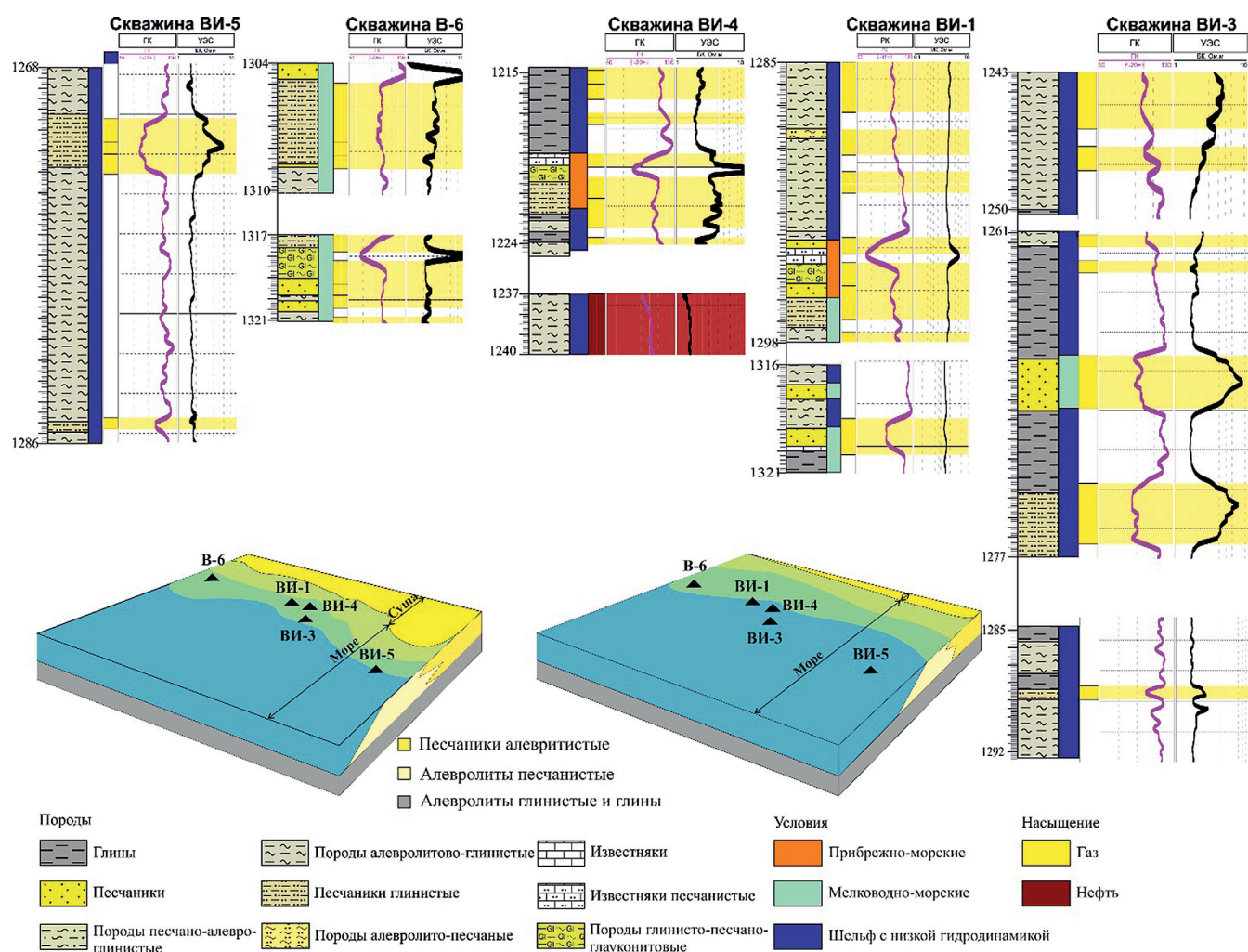


Рис. 11. Схема формирования альбских (K_{1al}) отложений с нанесенными изученными скважинами

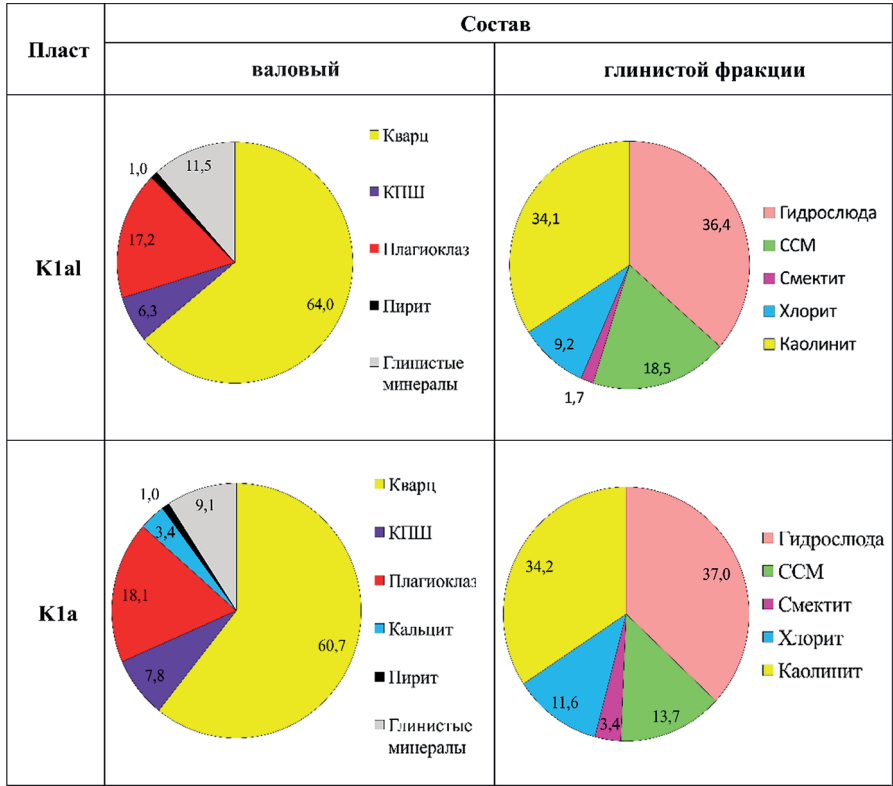


Рис. 12. Процентное содержание минералов по результатам рентгеноструктурного анализа. КПШ — калиевый полевой шпат, ССМ — смешаннослойные минералы, K_{1al} — альбские отложения, K_{1a} — аптские отложения

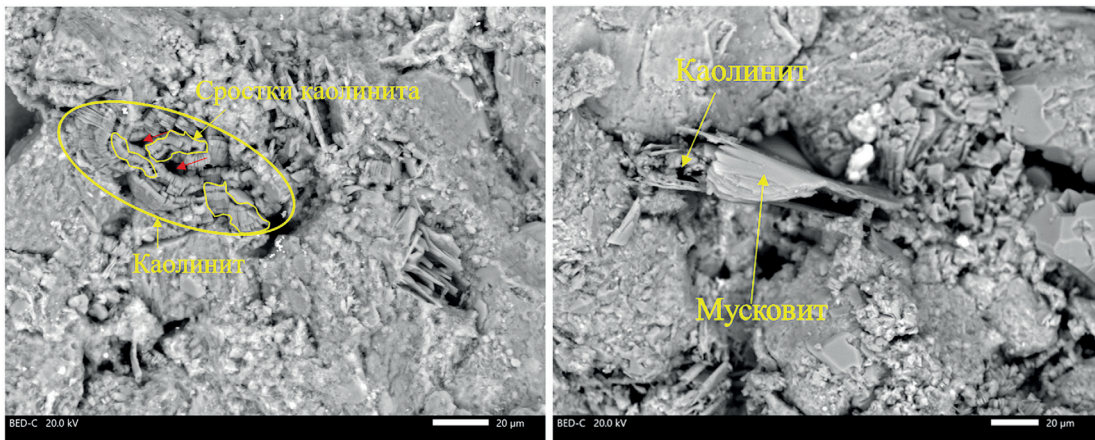
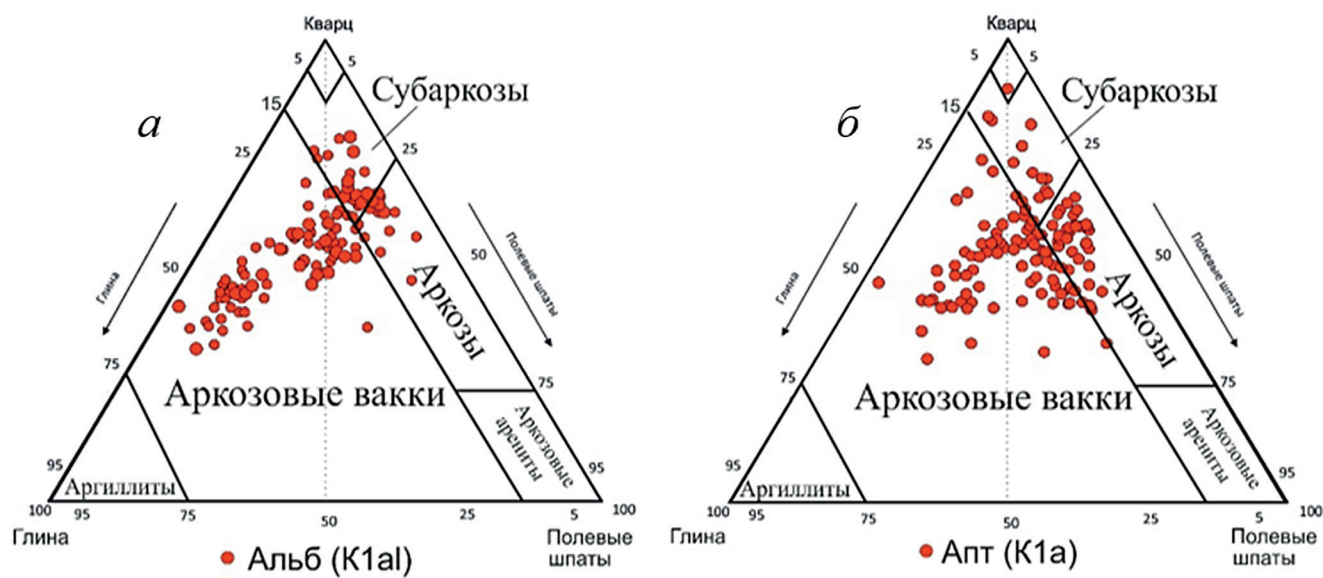


Рис. 14. Вторичная каолинизация глинистых минералов. Фотография под РЭМ. Красными стрелками показаны микрополости

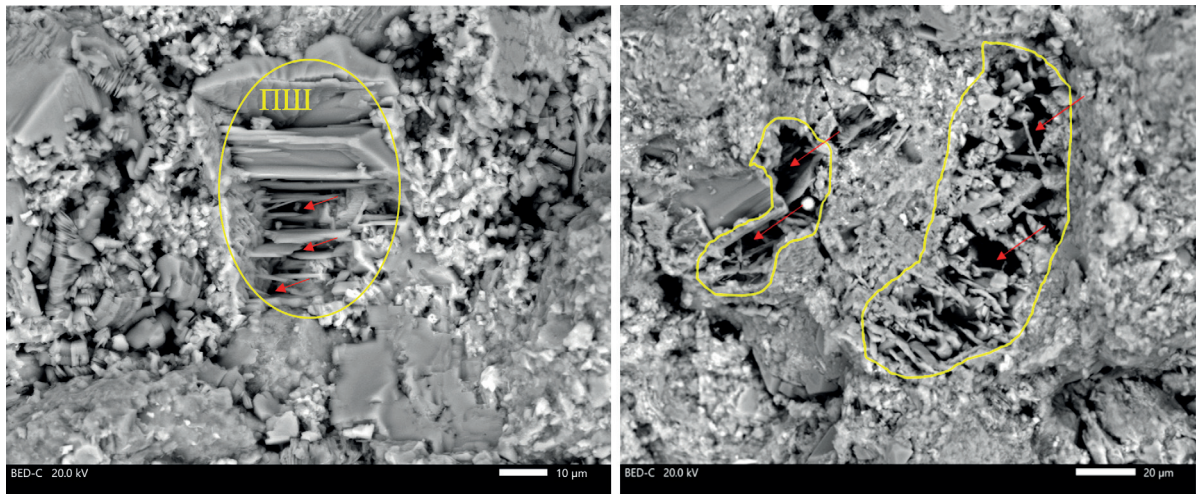


Рис. 15. Полурастворенные зерна полевого шпата (ПШ). Микрофотография под РЭМ. Красными стрелками показаны микропоры

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть II. Мезозой и кайнозой. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. А.П. Виноградов. М.; Л.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1961.

2. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 1. Масштаб: 1:7 500 000 и 1:5 000 000 / Гл. редактор М.Н. Алексеев. Геологический институт Академии Наук СССР / Робертсон Груп плк. Лландидно. Гвинедд. Великобритания, 1992 г.

3. Глумов И.Ф., Маловичкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. 342 с.

4. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб: 1:2 500 000 / Ред.:

В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН. М., 2003.

5. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. Серия «Науки о Земле». Т. 67. М.: Мир, 1976. 535 с.

6. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 439 с.

7. Рухин Л.Б. Основы литологии. М.: Недра, 1969. 779 с.

8. Чуркина В.В., Мозговой А.С., Коточкова Ю.А. и др. Влияние биотурбации на петрофизические характеристики коллекторов нефти и газа на примере нижнемеловых отложений Северного Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 49–62.

Статья поступила в редакцию 29.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 504.06/504.4/550.4

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-95-104

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И САНИТАРНО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД РОДНИКОВ БОГОРОДСКОГО И ЛОСИНО-ПЕТРОВСКОГО ГОРОДСКИХ ОКРУГОВ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Дарья Сергеевна Гусарова¹✉, Дарья Андреевна Яблонская²,
Ольга Александровна Липатникова³, Татьяна Николаевна Лубкова⁴,
Ольга Романовна Филатова⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; siren16@yandex.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; daria.yablonskaya@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lipatnikova_oa@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanya_lubkova@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; orlova8313@yandex.ru

Аннотация. Изучен состав вод 12 родников Богородского и Лосино-Петровского округов Московской области. Приводятся результаты определения ряда параметров воды (ХПК, pH, электропроводность), данные о содержании макрокомпонентов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) и микроэлементов (Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Sr, Ba, Mn). Воды слабокислые-околонейтральные (pH 5,5–7,5), диапазон величин минерализации от 0,07 до 0,5 г/л, общая жесткость 0,63–5,7 мг-экв/л, состав воды вариативен. По макрокомпонентам родниковые воды разделены на четыре группы: хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные (магниево)-кальциевые; (сульфатно)-гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые; (хлоридно)-гидрокарбонатные кальциевые; смешанный состав. Результаты моделирования форм микроэлементов показали, что для большинства из них основной формой их переноса является свободная, однако для меди и свинца факторами формирования миграционных форм являются преобладающие анионы макросостава воды, а также присутствие органического вещества в воде. Согласно полученным данным, формирование состава родниковых вод связано с инфильтрацией атмосферных осадков через толщу современных отложений, подверженных техногенной нагрузке, о чем свидетельствуют повышенные значения ХПК и содержания нитрат-иона и ионов аммония в водах отдельных родников. Величина остальных санитарно-химических показателей вод (минерализация, pH, общая жесткость, хлориды, сульфаты, магний, натрий, марганец), содержание нормируемых микроэлементов существенно ниже их ПДК в водах хозяйственно-питьевого назначения.

Ключевые слова: воды родников, Богородский округ, Лосино-Петровский округ, родниковые воды, макросостав, растворенные микроэлементы, термодинамический расчет

Для цитирования: Гусарова Д.С., Яблонская Д.А., Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Филатова О.Р. Геохимическая и санитарно-химическая характеристика вод родников Богородского и Лосино-Петровского городских округов Московской области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 95–104.

GEOCHEMICAL AND SANITARY-CHEMICAL CHARACTERISTICS OF WATER SPRINGS OF BOGORODSKY AND LOSIN-PETROVSKY DISTRICTS OF THE MOSCOW REGION

Darya S. Gusarova¹✉, Darya A. Yablonskaya², Olga A. Lipatnikova³,
Tatyana N. Lubkova⁴, Olga R. Filatova⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, siren16@yandex.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, daria.yablonskaya@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, lipatnikova_oa@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, tanya_lubkova@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, orlova8313@yandex.ru

Abstract. This paper is the results of evaluated of water parameters (COD, pH, electrical conductivity), the content of major ions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) and microelements (Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Sr, Ba, Mn) for 12 springs in the Bogorodsky and Losino-Petrovsky districts of the Moscow region. The waters are slightly acidic-near-neutral (pH 5.5–7.5) with the mineralization from 0.07 to 0.5 g/l, the total hardness is 0.63–5.7 mg-eq/l, the composition of the water is variable. Spring waters are divided into four groups: $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3\text{-(Mg)-Ca}$; $(\text{SO}_4)\text{-HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$; $(\text{Cl})\text{-HCO}_3\text{-Ca}$; and mixed composition. Based on the thermodynamic calculation using the Visual-MINTEQ, it was found that the predominant dissolved forms of Ba, Sr, Mn, Zn, Cd, Ni, Co in the waters in the waters of the surveyed springs are free ions. For Cu and Pb, the factors for the formation of migration forms are the predominant anions of water, as well as the presence of organic matter in water. COD values and nitrogen compound in the waters of individual springs are indicate that the formation of the composition of spring waters is

associated with the infiltration of atmospheric precipitation through the modern sediments subject to antropogenic press. The values of other sanitary-chemical indicators (mineralization, pH, total hardness, chlorides, sulfates, magnesium, sodium, manganese), the content of standardized microelements are lower than their maximum permissible concentrations in drinking water.

Keywords: Moscow region, spring water, major ions, dissolved trace components, thermodynamic calculation

For citation: Gusarova D.S., Yablonskaya D.A., Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Filatova O.R. Geochemical and sanitary-chemical characteristics of water springs of Bogorodsky and Losin-Petrovsky districts of the Moscow region. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 95–104. (In Russ.).

Введение. Родниковые воды формируются за счет выхода подземных и грунтовых вод на поверхность и играют значительную роль в снабжении населения питьевой водой. Формирование состава родниковых вод происходит за счет просачивания атмосферных осадков через толщу осадочных пород различного литологического состава. При этом, на площади питания родников, популярных среди населения, расположены жилые массивы, оживленные дороги, промышленные предприятия и сельскохозяйственные земли, что приводит к высокой техногенной нагрузке, особенно для вод родников, локализованных в близповерхностных условиях [Липатникова, 2023; Савенко и др., 2020; Жинжакова и др., 2019; Реутова, 2017; Pontara, 2011]. Загрязняющие вещества, фильтруясь вместе со сточными водами, атмосферными осадками и частью поверхностного стока, проникают в первые от поверхности водоносные горизонты, слабо защищенные от возрастающего многофакторного антропогенного воздействия, и изменяют их качество — химический и органолептический состав, физические свойства [Злобина и др., 2019; Каюкова, Котова, 2017; Лукашевич, Чернышова, 2018].

Проведение анализа состава вод родников и сравнение полученных результатов с санитарно-эпидемиологическими нормами с одной стороны обусловлено необходимостью определения степени загрязнения родниковых вод и принятия мер по их защите, с другой стороны — родниковые воды подобны индикаторам, так как они реагируют на любые изменения, происходящие в природных экосистемах и являются хорошими показателями изменений в окружающей среде [Пасечник и др., 2022; Michalik, 2008; Ragno, 2007]. Следует учитывать также, что наряду с определенным вкладом родниковой воды в обеспечение человека необходимыми микроэлементами [Дроздова и др., 2017; Дребенкова, Зайцев, 2016; Воробьева, 2015], сверхнормативное содержание микрокомпонентов в воде может привести к серьезным нарушениям работы физиологических механизмов в организме человека и интоксикации [Буймова, 2006; Нефедьева, 2018; Bertoldi et al, 2011].

Цель работы состояла в исследовании вод родников, расположенных в селитебной (городская и частная застройка) и сельской местности Богородского и Лосино-Петровского городских округов северо-востока Московской области и используемых населением в качестве источников питьевого водо-

снабжения. Богородский городской округ включает 82 населенных пункта, административным центром является город Ногинск [Официальный сайт...]. Лосино-Петровскому городскому округу с одноименным административным центром подчинены 18 населенных пунктов. Население округов составляет около 300 тысяч человек. Низкое качество централизованного водоснабжения, связанное с изношенностью коммуникаций, использованием устаревших технологий, отсутствием капитального ремонта и значительной перегрузкой сетей, обуславливает активное использование вод местных родников для питьевых и хозяйственных нужд.

Техногенная нагрузка на компоненты природной среды городских округов формируется, в первую очередь, за счет промышленности, основными отраслями которой являются: химическое производство; производство материалов, применяемых в медицинских целях, производство пищевых продуктов, включая напитки; производство текстильных, резиновых и пластмассовых изделий; производство прочих неметаллических продуктов; производство машин, электрооборудования, электронного и оптического оборудования и пр. Широко развит агропромышленный комплекс, представленный более чем 20 предприятиями и фермерскими хозяйствами, специализирующимися на молочном и племенном животноводстве, птицеводстве, растениеводстве.

В последние годы рост техногенной нагрузки на территории округов связан со строительством и реконструкцией крупных федеральных автомобильных дорог с сопутствующим появлением крупных складских и транспортно-логистических центров («Атлант-парк», ТЛЦ «Восточный») и активным развитием индустриальных и многофункциональных парков, которые представляют из себя крупные зоны сосредоточения наукоемких высокотехнологичных производств с одновременным развитием социальной инфраструктуры (ИП «Богородск», МП «Успенский»).

Площади городских округов локализованы на территории обширной Мещерской низменности, относящейся к Восточно-Европейской равнине, ландшафт территорий округов определяется рекой Клязьма и ее притоками — Ворей, Шерной и Вохной, в долинах которых расположены выходы родников (табл. 1, рис. 1).

Исследуемый район расположен в пределах развития девонских, верхнекаменно-угольных, верхнеюрских и нижнемеловых терригенно-карбонатных

Таблица 1

Описание точек отбора образцов воды из родников городских округов Богородский и Лосино-Петровский

Номер пробы	Координаты, с. ш., в. д.	Описание места отбора		T, °C	pH	σ, мкСм/см
1	55,845700 38,385266	Родник в поле в 500 м к юго-западу от поселка Солнечный Богородского городского округа, к северу от пересечения Магистральной улицы с Горьковским шоссе. Он представлен небольшой лужицей в выкопанной яме, опознается по деревянному кресту, поставленному рядом. На дне видны небольшие восходящие ключики		15,5	5,9	85
2	55,835897 38,292443	Пойма реки Шаловка, в 100 м к востоку от рабочего поселка Обухово Богородского городского округа, на северной окраине поля, под линией электропередачи. Родник каптированный, под трубой был обнаружен восходящий ключик		13,2	5,9	149
3	55,837715 38,265546	Родник в 280 м к северу от поворота с Советской улицы на улицу Ключик поселка Обухово Богородского городского округа, на границе садовых участков. Вода находится в бетонном кольце, как в колодце		14,5	6,1	495
4	55,857228 38,214286	Родник на окраине жилой застройки деревенского типа к востоку от Монинского шоссе, в 5 м к востоку от улицы Новослободская, окружен деревьями. Оборудован домиком-колодец		12,7	7,5	616
5	55,779979 37,932122	Родник находится на понижении рельефа под Монинским шоссе в Лосино-Петровском городском округе, в 150 м к востоку от автозаправки, в 50 м к юго-западу от реки Клязьмы. На месте обустроен домик и навес		12,3	6,6	650
6	55,899108 38,165077	Родник на северной окраине садового товарищества Парус городского округа Лосино-Петровский. Построен высокий герметичный бетонный колодец. Вода качается ручным железным насосом, при отборе ощущается слабый запах железа		11,2	5,6	105
7	55,967942 38,264333	Родник расположен в лесу в 600 м к северу от улицы Сосновая поселка Дядькино Богородского городского округа. Родник каптирован		12	5,4	100
8-1	55,938560	Два родника в 160 м на восток от дороги в поселке Медное-Власово Лосино-Петровского городского округа, родники находятся в лесопарке рядом с рекой Воря	Родник каптирован	12,7	5,5	214
8-2	38,203815		Родник каптирован	12,3	6,3	161
9	55,922833 38,229790	Родник располагается в западной части деревни Авдотьино Богородского городского округа, в конце улицы Нижняя. Место благоустроено, родник каптирован, труба пластиковая		12,5	6,3	426
10	55,933094 38,235414	Святой Источник Николая Чудотворца. Родник находится в 250 м к северо-востоку от местечка Бирлюки в деревне Авдотьино Богородского городского округа, за Никольской часовней		11,2	6,2	179
11	55,802054 38,495454	Родник находится на улице Спортивная в 120 м к юго-востоку от теннисного центра «Кристалл». Он представляет собой бетонный колодец в беседке, вода льется под большим напором из вертикальной металлической трубы		12,6	7,3	543



пород, перекрытых четвертичными песчаными отложениями. Мощность осадочной толщи увеличивается с юга на север [Макеев, 2019]. Гидрогеологические условия территории характеризуются наличием зоны активного водообмена, которая охватывает до 10 и более водоносных горизонтов. К верхней водонасыщенной толще, которая состоит из песков, супесей и других отложений четвертичного и мезозойского возрастов относятся [Гидрогеологическая..., 1961]:

– в четвертичных отложениях — современный четвертичный озерно-болотный оторфованный (I,hQ_{IV}), современный четвертичный аллювиальный горизонт (alQ_{IV}); верхне-среднечетвертичный аллювиально-флювиогляциальный (al,fglQ_{II-III}), валдайско-московский аллювиально-флювиогляциальный (fglQ_{II-III}m-v), московско-днепровский аллювиально-флювиогляциальный (fglQ_{II}dn-m), днепровско-окский аллювиально-флювиогляциальный (fglQ_{I-II}ok-dn), воды спорадического распространения в московской и днепровской моренах (gl Q_{II} m + PrQ_{III} и gl Q_{II} dn);

– в юрских и меловых отложениях — апт-неокомский и волжский (J₃v + K₁nc + ap) водоносный комплекс.

Нижняя водонасыщенная толща состоит из карбонатных пород с прослоями глин верхне- и нижнегжельского водоносного горизонта (C₃g₂₋₁). На большей части территории верхняя и нижняя толщ разделены непроницаемыми слоями верхнеюрских глин, которые служат региональным водоупором. Согласно крупномасштабному картированию гидрогеологических условий Москвы и Московской области залегающую над юрскими глинами водоносную толщу принято объединять в надбюрский водоносный комплекс [Позднякова и др., 2012].

Материалы и методы исследований. Отбор проб воды родников проводился в сентябре 2022 г. и сопровождался определением координат места отбора, замерами температуры воды, pH и электропроводности с использованием портативного анализатора BLE-C600 (табл. 1). Для определения макросостава и химического потребления кислорода (ХПК) воду отбирали «под крышку» в бутылки из полиэтилена. Для определения содержания микроэлементов пробы фильтровали в пробирки из полипропилена через стерильные насадки (из ацетат целлюлозы с диаметром пор 0,45 мкм), фильтрат подкисляли до pH < 2 с помощью HNO₃ (ос.ч.).

ХПК определяли методом бихроматной окисляемости с фотометрическим окончанием (спектрофотометр Portlab 501) [ГОСТ 31859-2012]. Содержание Ca²⁺, Mg²⁺, Cl[–] и HCO₃[–] оценивали методами объемного титрования; NO₃[–] и NH₄⁺ — методом потенциометрии; SO₄^{2–} — методом рентгенофлуоресцентного анализа с предконцентрированием по методу высушенной капли [Лубкова и др., 2022].

Содержания K⁺, Na⁺ и микроэлементов в воде анализировали методом ИСП-МС на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой SUPEC 7000, адаптированном для работы с системой лазерного пробоотбора, приобретенном по Программе развития Московского университета. Калибровку осуществляли по растворам мультиэлементного стандарта (набор ICP–MS–68 A, B, High-Purity Standards, США). Правильность измерений контролировали использованием внутреннего стандарта (Indium ICP Standard CertiPUR 1002 мг/л ± 0,4%, Merck, Германия). Контроль точности проводили измерением стандартного раствора CRM–TMDW (Trace Metals in Drinking Water Standard, High Purity Standards, США).

Таблица 2

Макрокомпонентный состав вод родников городских округов Богородский и Лосино-Петровский

№ пробы	ПДК	1	2	3	4	5	6	7	8-1	8-2	9	10	11
pH	6,0–9,0	5,9	5,9	6,1	7,5	6,6	5,6	5,4	5,5	6,3	6,3	6,2	7,3
ХПК, мгО/л	15	<10	–	<10	<10	12,4	<10	–	<10	<10	18,2	<10	<10
Жесткость, мг-экв/л	10	0,8	1,0	3,6	4,9	3,7	0,9	1,0	1,4	1,1	2,3	1,7	5,6
Ca, мг/л	–	12,8	15,9	51,7	77,3	60,2	13,9	15,2	22,0	17,7	28,9	27,3	75,3
Mg, мг/л	50	2,4	2,8	12,7	12,7	8,9	2,3	2,6	3,2	2,5	10,1	3,7	22,6
Na, мг/л	200	2,0	5,1	19,0	24,2	42,2	2,6	2,7	15,5	12,1	18,3	6,3	5,2
K, мг/л	–	0,9	2,5	7,6	7,2	9,6	1,3	1,7	2,2	0,8	34,1	3,4	5,1
NH ₄ ⁺ , мг/л	1,5–2	0,9	0,8	2,2	1,8	2,4	0,5	0,5	0,4	0,7	6,3	0,8	1,2
HCO ₃ [–] , мг/л	–	22,8	31,0	111	219	109	21,7	12,9	43,9	23,4	78,5	35,1	308
SO ₄ ^{2–} , мг/л	500	15,0	15,0	65,0	39,0	38,0	25,0	21,0	22,0	29,0	36,0	36,0	28,0
Cl [–] , мг/л	350	8,6	16,5	33,0	48,0	83,2	7,9	12,2	29,4	22,2	32,3	17,9	13,6
NO ₃ [–] , мг/л	45	4,4	5,6	26,5	35,7	46,4	3,3	8,3	9,5	10,4	37,4	11,5	3,3
M, г/л	–	0,1	0,1	0,3	0,5	0,4	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,5

Примечания. Прочерк — информация отсутствует; ПДК — предельно-допустимая концентрация химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования, согласно [СанПиН 1.2.3684-21].

Таблица 3

Содержание растворенных форм микроэлементов (мкг/л) в водах родников городских округов
Богородский и Лосино-Петровский

№ пробы	ПДК	1	2	3	4	5	6	7	8-1	8-2	9	10	11
Al	200	87,3	14,5	29,3	7,2	18,9	27,6	119	24,0	45,0	8,0	70,3	21,6
Ti	100	0,51	0,49	1,10	0,73	0,97	0,41	0,75	0,58	0,65	1,01	0,75	0,78
V	100	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,81	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,56	<0,5
Cr	50	2,43	2,41	7,13	5,94	4,19	2,29	4,86	0,85	2,62	0,64	2,97	7,98
Mn	100	17,6	6,57	19,3	8,25	0,50	9,28	27,9	2,50	3,91	9,54	19,2	2,92
Fe	300	217	260	27,4	<50	<50	483	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Co	100	0,59	0,11	0,30	0,29	0,39	0,13	1,28	0,20	0,24	0,20	1,59	0,10
Ni	20	3,67	3,79	14,4	2,61	4,07	3,38	6,63	1,96	2,48	3,34	8,75	1,07
Cu	1000	1,82	1,54	9,99	2,47	1,43	0,85	1,04	1,80	1,02	1,63	2,40	0,38
Zn	5000	11,4	8,44	16,5	6,02	2,46	56,7	11,6	4,36	5,49	4,29	25,6	2,47
As	10	0,74	0,85	0,56	1,35	1,70	0,42	0,11	0,61	0,51	0,43	0,60	0,59
Se	10	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0
Rb	—	0,80	0,29	1,36	0,71	2,17	0,35	0,82	1,39	0,32	26,47	1,94	2,20
Sr	7000	61,6	91,4	257	160	140	71,6	133	125	92,8	104	128	788
Mo	70	0,17	0,10	0,34	0,17	2,04	0,14	0,29	0,43	0,13	0,14	0,19	0,73
Ag	50	0,39	0,43	0,41	0,40	0,38	0,39	0,42	0,32	0,39	0,24	0,37	0,36
Cd	1	0,11	0,04	0,16	0,02	0,04	0,06	0,17	0,05	0,06	0,01	0,12	0,01
Ba	700	10,2	10,9	101	36,4	49,0	23,6	48,0	15,8	19,0	10,4	31,8	135
Pb	10	0,41	2,74	0,48	3,50	0,24	0,18	1,89	0,62	0,93	0,47	1,24	2,92
U	15	0,02	0,01	0,39	0,56	1,66	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04

Примечания. Прочерк — информация отсутствует; ПДК — предельно-допустимая концентрация химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования, согласно [СанПиН 1.2.3684-21].

Результаты определения макрокомпонентного состава вод родников представлены в табл. 2, содержание растворенных форм микроэлементов приведено в табл. 3.

Термодинамический расчет растворенных форм нахождения макрокомпонентов (Ba, Sr, Mn, Zn, Cd, Ni, Co, Cu и Pb) в водах проводили в программе Visual-MINTEQ [https://vminteq.lwr.kth.se]. При выполнении расчетов применены базы данных comp_2008.vdb, thermo.vdb, type6.vdb и gaussian.vdb. Исходный состав системы задавали по результатам химических анализов (табл. 2 и 3), при этом параметр DOC (Dissolved Organic Carbon), необходимый для расчета комплексообразования с органическими кислотами в соответствии с Гауссовой моделью растворенного органического вещества (Gaussian DOM), рассчитывали как $DOC = 0,375 \cdot ХПК$, где $0,375 = M(C)/M(O_2) = 12/32$ (данный прием указан в работе [Лозовик и др., 2007]).

Обработка полученных данных проведена с помощью Microsoft Excel, визуализация макрокомпонентного состава вод — с помощью модулей GSS и Gtplot программного пакета The Geochemist's Workbench (GWB) в варианте бесплатной версии GWB Community Edition [https://www.gwb.com].

Результаты исследований и их обсуждение. Величины основных санитарно-химических показателей вод родников приведены в табл. 2.

Кислотно-щелочные условия вод, определяемые показателем pH, характеризуются значениями 5,4–7,5, что в целом укладывается в нормативный диапазон, с некоторым отклонением от нижней границы нормы. По величине общей жесткости воды родников соответствуют нормативу, относятся к категории очень мягких (до 1,5 мг-экв/л) и мягких (1,5–4,0 мг-экв/л), лишь в родниках 4 и 11 величина общей жесткости составляет 4,9 и 5,6 мг-экв/л соответственно, что относит их воды к категории средней жесткости (4–8 мг-экв/л). Величина ХПК в воде большинства родников менее 10 мгО/л, родники 5 и 9 характеризуются значением ХПК 12 и 18 мгО/л соответственно, в последнем случае значение ХПК выше допустимого норматива.

В родниках 3, 4, 5 и 9 зафиксированы превышения ПДК иона аммония в воде, родник 5 также отличается концентрацией нитрат-иона в воде на уровне ПДК. Значения ПДК основных анионов и катионов воды в родниках не превышены.

По результатам определения макросостава воды родников были составлены формулы ионного состава и типизирован состав вод (табл. 4). По вариациям макрокомпонентного состава, визуализированным на диаграммах Стиффа (рис. 2), были выделены 4 группы.

В первую были включены пробы из родников 1, 2, 6, 7, 10. В выделенных пяти образцах воды средние

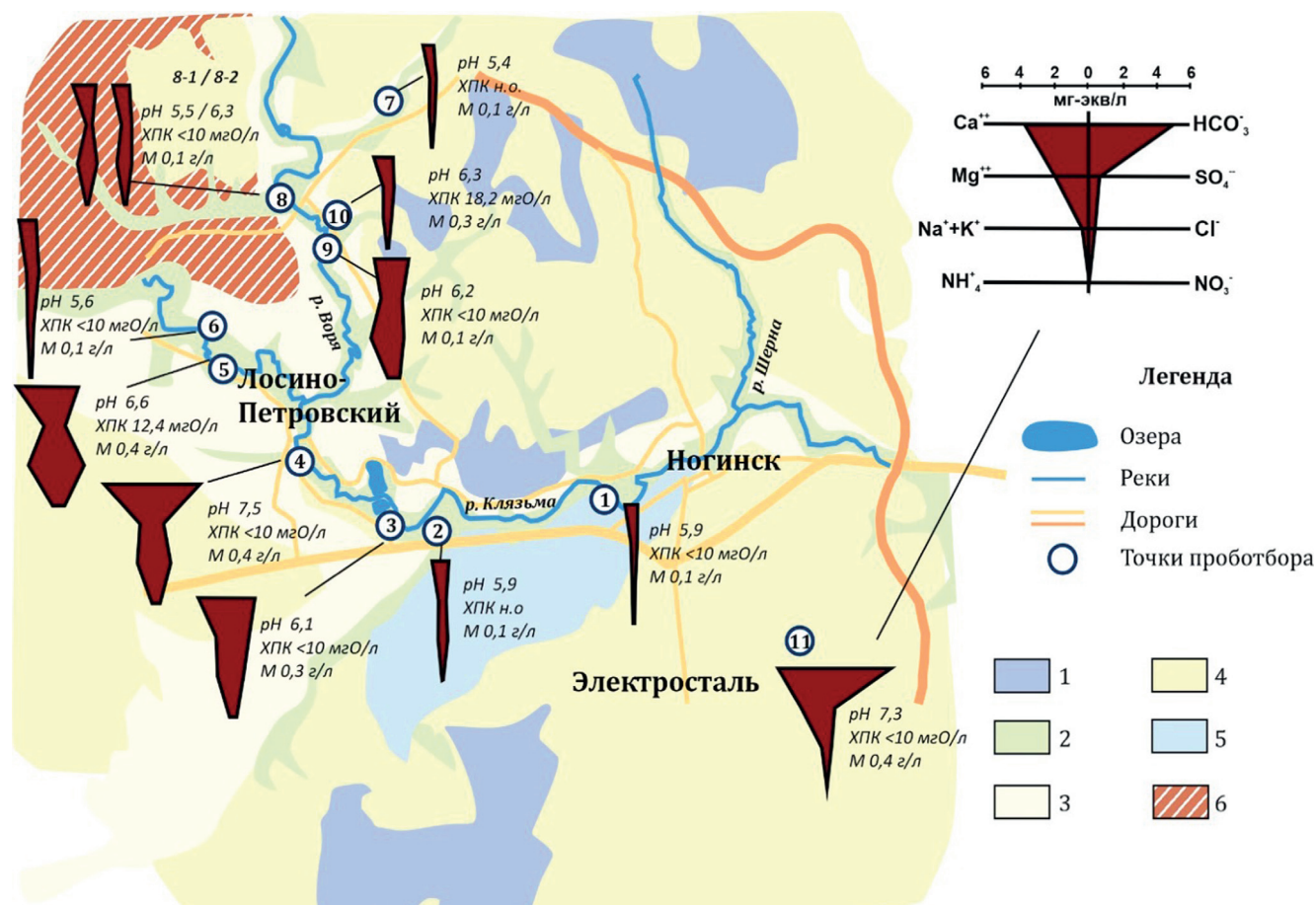


Рис. 2. Макрокомпонентный состав вод родников (диаграммы Стиффа). Основу — гидрогеологическая схема района исследований (составлена по материалам [Гидрогеологическая..., 1961]). Содержания ионов для построения диаграмм Стиффа выражены в мг-экв/л, все диаграммы построены по единой шкале, указанной на образце в верхней правой части рисунка. 1 — современночетвертичный озерно-болотный водоносный горизонт (l, hQ_{IV}); 2 — современночетвертичный аллювиальный водоносный горизонт (alQ_{IV}); 3 — верхне-среднечетвертичный аллювиально-флювиогляциальный водоносный горизонт (al, fglQ_{II-III}); 4 — московско-днепровский аллювиально-флювиогляциальный водоносный горизонт (fglQ_{II} dn-m); 5 — верхнежелтый водоносный горизонт (C₃g₂); 6 — подземные воды спорадического распространения в морене московского оледенения и в покровных отложениях (glQ_{II}m + PrQ_{III})

значения минерализации 0,1 г/л и менее, жесткости — около 1 мг-экв/л. Практически равнозначную роль в составе анионов играют сульфат-ион, хлорид-ион и гидрокарбонат-ион, основным катионом является кальций. Концентрация соединений азота в водах минимальна, содержания нитрат-иона 4,5–11,5 мг/л, иона аммония 0,5–0,9 мг/л. К этой же группе отнесена и вода родника 3, где при всей наблюдаемой схожести состава вод величина минерализации составляет 0,3 г/л.

Во вторую группу выделена проба номер 9, с минерализацией 0,3 г/л, жесткостью воды 2,3 мг-экв/л, отличающаяся смешанным составом вод с практически равнозначным вкладом анионов, в том числе и нитрат-иона и катионов. Вода этого родника отличается самым высоким содержанием калия — 34 мг/л, на фоне диапазона 0,8–9,6 мг/л в водах остальных родников. Также здесь определено самое высокое значение величины ХПК — 18 мгО/л.

Воды родника 8, отобранные в одном месте, но в двух разных выходах на расстоянии двух метров между собой (8-1 и 8-2), составили третью груп-

пу с водой из родника 5. Их объединили схожие по составу хлоридные натриево-кальциевые воды с подчиненной ролью сульфат-иона и гидрокарбонат-иона. При этом вода родника 5 отличается более высокой минерализацией и жесткостью воды (0,4 г/л и 3,7 мг-экв/л соответственно), величиной ХПК 12 мгО/л и содержанием нитрат-иона 46,4 мг/л. Вода источников 8-1 и 8-2 при некоторых вариациях между собой характеризуется минерализацией 0,1–0,2 г/л, жесткостью в среднем 1,3 мг-экв/л, величиной ХПК менее 10 мгО/л, содержание нитрат-иона около 10 мг/л.

В четвертой группе объединены гидрокарбонатные, кальциевые и магниевые-кальциевые воды из родников 4 и 11. Для этих вод характерны значения водородного показателя 7,3–7,5, что является самым высоким среди всех исследованных вод, величина минерализации и жесткости также максимальны (0,5 г/л и более 5 мг-экв/л соответственно). Однако родник 4, расположенный на окраине жилой застройки деревенского типа, отличается повышенным содержанием нитрат-иона и хлорид-иона

(36 мг/л и 48 мг/л) относительно воды родника 11 (3,3 мг/л и 13 мг/л соответственно), находящегося в центре городской застройки (г. Электросталь).

Присутствие соединений азота, сульфат-иона и хлорид-иона в водах родников обусловлено применением азотных и калийных удобрений предприятиями агропромышленного комплекса территории, а также обработкой дорог противогололедными реагентами в зимний период, с сопутствующим загрязнением почв. Повышенное содержание соединений азота и органических соединений в водах родников соответствует результатам многолетних гидрохимических наблюдений за качеством вод реки Клязьма, одним из источников питания которой является поверхностный сток с площади питания родников. Несмотря на очистные сооружения, повторяемость случаев превышения ПДК аммонийного и нитритного азота, легкоокисляемых органических веществ (по БПК₅) в водах реки наблюдается постоянно с 2001 г. [Лямперт и др., 2022].

Содержания микроэлементов в водах отличаются значительными вариациями. Наименьшее различие концентраций (в 2–3 раза) характерно для содержаний (мкг/л) Ti (0,4–1,1), V (0,6–1,8), Ag (0,2–0,43). Различия в 10–30 раз установлены для Al (7,2–119), Cr (0,6–7,9), Fe (27–483), Co (0,1–1,6), Ni (1,1–14,4), As (0,1–1,7), Sr (61,6–788), Mo (0,1–2,0), Cd (0,01–0,17), Ba (10,2–135), Pb (0,2–3,5), Cu (0,4–10,0) Zn (2,5–56,7); в 50–100 раз — для Mn (0,5–27,9), Rb (0,3–26,5) и U (0,01–1,66). При этом, содержание микроэлементов не превышает ПДК питьевых вод [СанПиН 1.2.3684-21], что свидетельствует об отсутствии существенного загрязнения вод исследованных родников и в целом согласуется с известными данными о состоянии площади их питания [Корженевский и др., 2021]. Исключением является вода из родника 6, где концентрация железа составляет 1,6 ПДК, что скорее всего связано с организацией выхода воды на поверхность (вода накачивается ручным железным насосом из герметично закрытого бетонного колодца). Следует отметить, что при отборе воды ощущается слабый запах железа, однако выпадения осадка при отстаивании емкости с водой не наблюдалось.

Термодинамическое моделирование растворенных форм нахождения проведено для Sr, Ba и Mn, отражающих природные особенности формирования вод, а также для Co, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb, которые являются основными элементами-индикаторами техногенной нагрузки. Обобщенные результаты термодинамических расчетов представлены на рис. 3. Выше были выделены группы родников по содержанию основных анионов в водах: при смешанном составе анионов первая отличается малым содержанием органических соединений; во второй и третьей группах роль органических соединений в водах возрастает; в четвертой группе состав вод определяется исключительно гидрокарбонат-ионом. Данные различия макросостава определяют основ-

Таблица 4

Типизация вод родников городских округов Богородский и Лосино-Петровский

№ пробы	Формула ионного состава	Название воды (по содержанию ионов более 25%экв)
1	$M_{0,1} \frac{HCO_3,37 SO_4,31 Cl_{24} NO_3,7}{Ca_{64} Mg_{20} Na_9 NH_4,5 K_2} pH_{5,9}$	(хлоридно)-сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая
2	$M_{0,1} \frac{HCO_3,37 Cl_{34} SO_4,23 NO_3,7}{Ca_{59} Mg_{17} Na_{16} K_5 NH_4,3} pH_{5,9}$	(сульфатно)-хлоридно-гидрокарбонатная кальциевая
3	$M_{0,3} \frac{HCO_4,40 SO_4,30 Cl_{20} NO_3,9}{Ca_{54} Mg_{22} Na_{17} K_4 NH_4,3} pH_{6,2}$	сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая
4	$M_{0,5} \frac{HCO_5,57 Cl_{21} SO_4,13 NO_3,9}{Ca_{62} Mg_{17} Na_{17} K_3 NH_4,2} pH_{7,5}$	гидрокарбонатная кальциевая
5	$M_{0,4} \frac{Cl_{41} HCO_3,32 SO_4,14 NO_3,13}{Ca_{50} Na_{31} Mg_{12} K_4 NH_4,2} pH_{6,6}$	гидрокарбонатно-хлоридная натриево-кальциевая
6	$M_{0,1} \frac{SO_4,45 HCO_3,31 Cl_{19} NO_3,5}{Ca_{65} Mg_{18} Na_{11} K_3 NH_4,2} pH_{5,6}$	гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая
7	$M_{0,1} \frac{SO_3,39 Cl_{31} HCO_4,19 NO_3,12}{Ca_{66} Mg_{18} Na_{10} K_4 NH_4,2} pH_{5,4}$	хлоридно-сульфатная кальциевая
8-1	$M_{0,2} \frac{Cl_{38} HCO_3,33 SO_4,21 NO_3,7}{Ca_{52} Na_{32} Mg_{12} K_3 NH_4,1} pH_{5,5}$	гидрокарбонатно-хлоридная натриево-кальциевая
8-2	$M_{0,1} \frac{Cl_{35} SO_4,34 HCO_4,22 NO_3,9}{Ca_{53} Na_{32} Mg_{12} K_1 NH_4,2} pH_{6,3}$	сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая
9	$M_{0,3} \frac{HCO_3,36 Cl_{26} SO_4,21 NO_3,17}{Ca_{34} K_{20} Mg_{19} Na_{19} NH_4,8} pH_{6,3}$	смешанный состав (условно: хлоридно-гидрокарбонатная, кальциевая)
10	$M_{0,1} \frac{SO_3,37 HCO_4,29 Cl_{25} NO_3,9}{Ca_{66} Mg_{15} Na_{13} K_4 NH_4,2} pH_{6,2}$	хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая
11	$M_{0,2} \frac{HCO_3,83 SO_4,10 Cl_6 NO_3,1}{Ca_{62} Mg_{31} Na_4 K_2 NH_4,1} pH_{7,3}$	гидрокарбонатная магниевая-кальциевая

ные особенности форм переноса микроэлементов в водах.

Основная часть Sr, Ba, Mn в воде присутствуют преимущественно в свободной форме (80–95%), остальную долю составляют гидрокарбонатные и сульфатные соединения. Похожие результаты получены для кобальта и никеля: преобладают свободные формы, перенос в сульфатной форме, однако увеличивается доля карбонатных форм (до 15–20%) в водах четвертой группы родников. Для бария и никеля также возможно присутствие в составе органических соединений (до 5%) в водах второй группы родников.

Превалирующая форма переноса кадмия и цинка в воде — свободная. Для кадмия характерен перенос в хлоридной форме (3–7%). Присутствие карбонатов (четвертая группа родников) и органического вещества (вторая группа родников) в водах увеличивает долю соответствующих форм кадмия до 7% и 5% соответственно, а цинка до 6% и 9% соответственно.

Более разнообразен состав форм свинца и меди, для которых, наряду с присутствием в виде свободных ионов (максимально 51% и 63% соответственно), возрастает роль органических комплексов

Формы нахождения микроэлементов, % от общего содержания растворенных форм

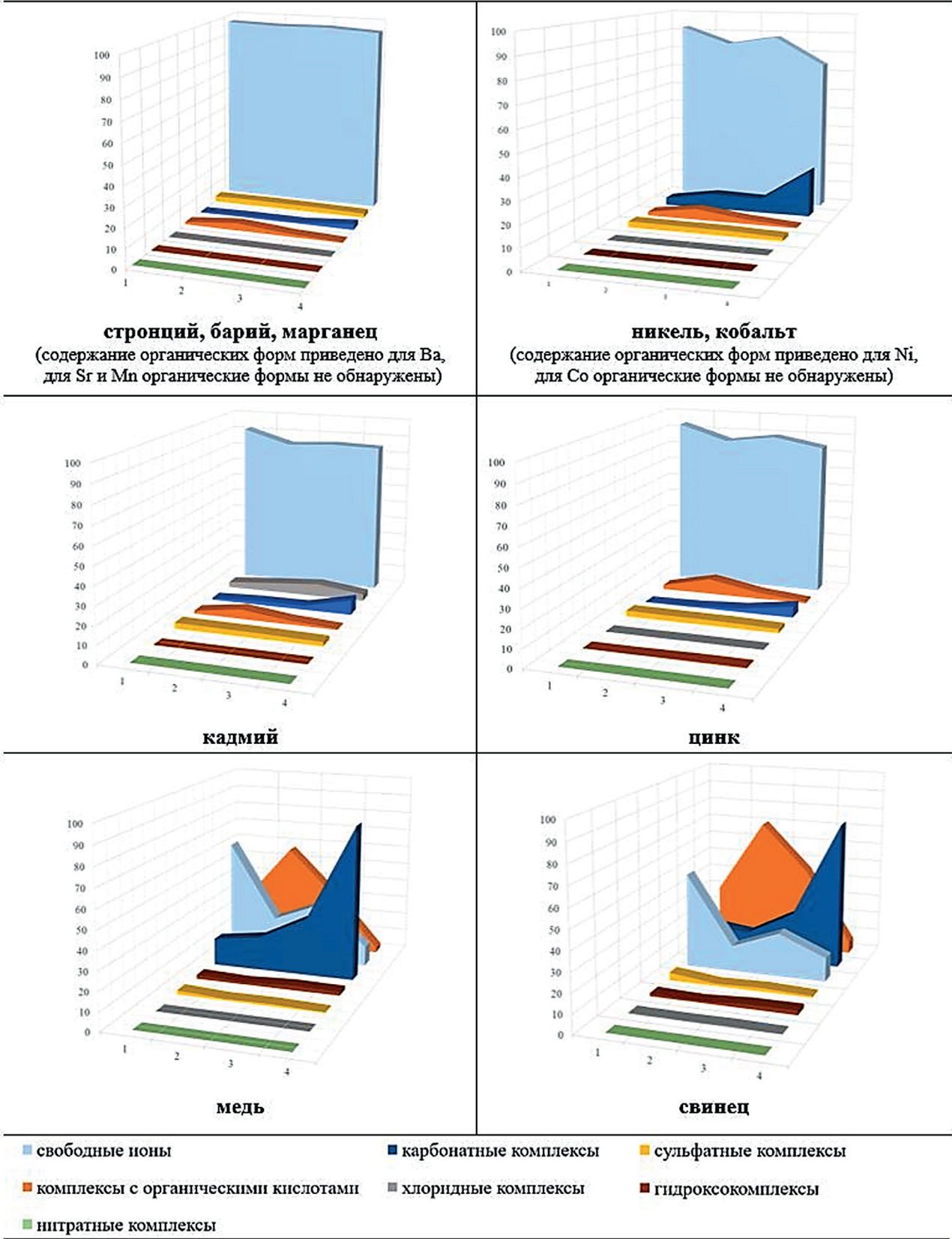


Рис. 3. Результаты термодинамических расчетов распределения растворенных форм нахождения микроэлементов в водах родников Богородского и Лосино-Петровского городских округов. Группы вод родников по составу основных анионов и содержанию органического вещества: 1 — равнозначную роль в составе анионов играют сульфат-ион, хлорид-ион и гидрокарбонат-ион, органического вещества в воде практически нет; 2 — смешанный состав анионов в том числе и нитрат-иона, повышенное содержание органического вещества; 3 — хлоридные воды с повышенным содержанием органики; 4 — гидрокарбонатный состав вод, содержание органического вещества минимально

(до 70%) при повышенном содержании органического вещества в воде (вторая и третья группы), а в водах преимущественно гидрокарбонатного состава (четвертая группа) основными формами переноса становятся карбонатные.

Местоположение точек пробоотбора было соотнесено с гидрогеологической картой [Гидрогеологическая..., 1961] для уточнения водоносных горизонтов, к которым относятся родники (рис. 3). Родник 1, исходя из полевых наблюдений и химического состава воды, был отнесен к современно-четвертичному аллювиальному водоносному горизонту (alQ_{IV}). Воды из родников 2, 3, 4, 5, 6, 8-1, 8-2 и 9 вероятнее всего относятся к верхне-среднечетвертичному аллювиально-флювиогляционному водоносному горизонту ($al, fgl Q_{II-III}$), сложенному песками с гравием и галькой. Согласно [Объяснительная записка..., 1975], он характеризуется пестрым составом вод, что объясняет разброс по макрокомпонентным составляющим в исследованных родниках, а также частым загрязнением вод. Родники 7 и 10 по местоположению были отнесены к московско-днепровскому аллювиально-флювиогляционному водоносному горизонту ($fglQ_{II}dn-m$), состав вод этих родников (хлоридно-(гидрокарбонатный)-сульфатный, кальциевый) соответствует данным, приведенным в [Объяснительная..., 1975].

Родник 11 отнесен к верхнегжельскому водоносному горизонту (C_3g_2), сложенному доломитами и известняками, из-за гидрокарбонатного, магниевое-кальциевого состава проб, что согласуется с описанием горизонта в [Объяснительная..., 1975]. Минимальное содержание в воде ионов аммония, нитрата и хлорида указывает хорошую защищенность вод данного родника от поверхностного загрязнения.

Для определения условий формирования вод родников также были использованы: 1) подход расчета по соотношениям генетических коэффициентов (rNa/rCl ; $(rNa-rCl)/rSO_4$; $(rCl-rNa)/rMg$), принятый в классификации В.А. Сулина; и 2) принцип деления по преобладающим ионам и по соотношениям между ними, разработанный О.А. Алекиным [Справочник..., 1989]. И в том, и в другом случае результаты расчетов показали, что химический состав исследованных вод: 1) соответствует морской и глубинной обстановке формирования состава подземных вод, фактором формирования состава является выщелачивание компонентов из пород морского генезиса или карбонатного состава; 2) относится к сильноминерализованным подземным водам, водам соляных

озер, морей и океанов. Эти результаты противоречат реальной обстановке формирования вод, исследованные родники локализованы в современных отложениях, значимая роль хлорид- и сульфат ионов в составе воды связана с техногенной нагрузкой на площади питания родников.

Заключение. Исследование родников на территории Богородского и Лосино-Петровского городских округов Московской области позволило составить общую характеристику родниковых вод района. Диапазон значений минерализации вод — от 0,1 до 0,5 г/л, значений pH — от 5,4 до 7,5, общей жесткости — 0,8–5,6 мг-экв/л, содержание органического вещества в водах в целом менее 10 мгО/л.

По результатам анализа макрокомпонентного состава воды родников были разделены на четыре группы: 1 — хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные (магниево)-кальциевые; 2 — (сульфатно)-гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые; 3 — (хлоридно)-гидрокарбонатные кальциевые; 4 — смешанного состава. Содержания микроэлементов в изученных образцах воды варьируют в широком диапазоне. Результаты моделирования форм нахождения микроэлементов в воде показали, что для большинства из них основной формой их переноса является свободная, однако для меди и свинца факторами формирования миграционных форм являются преобладающие анионы макросостава воды, а также присутствие органического вещества в воде.

Согласно полученным данным, исследованные родники относятся к современным отложениям, испытывающим техногенную нагрузку от предприятий агропромышленного и автотранспортного комплекса, о чем свидетельствует значимая роль хлорид- и сульфат ионов в составе воды. При этом величина большинства санитарно-химических показателей вод (минерализация, pH, общая жесткость, хлориды, сульфаты, магний, натрий, марганец), как и содержание нормируемых микроэлементов существенно ниже их ПДК в водах хозяйственно-питьевого назначения. Превышение ПДК наблюдается в единичном случае для концентрации железа в воде, а также по таким показателям как значения ХПК и содержания нитрат-иона и ионов аммония в водах отдельных родников.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Развитие комплексных методов физической, прогнозно-поисковой и экологической геохимии» (контракт № 5-3-2021, номер ЦИТИС: 121061600048-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буймова С.В. Оценка качества родниковых вод Ивановской области, их влияния на здоровье населения: Автореф. канд. дисс. Иваново, 2006. 18 с.
2. Воробьева Т.И., Жинжакова Л.З., Чередник Е.А. и др. Исследование содержания макро- и микропримесей в водах реки Нальчик на территории активных воздействий // Доклады Всероссийской открытой конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Ч. 2. Нальчик: ООО «Печатный двор», 2015. С. 351–363.

3. Гидрогеологическая карта СССР (N-37-III). Серия Московская. Масштаб: 1:200 000 / Под ред. Б.Э. Урбан. М.: ВСЕГИНГЕО, 1961.

4. ГОСТ 31859-2012. Вода. Метод определения химического потребления кислорода: межгосударственный стандарт. М.: Стандартинформ, 2014. 11 с.

5. Дребенкова И.В., Зайцев В.А. Микро-и макро-элементы в питьевой воде // Медицина труда и экология человека. 2016. № 4 (8). С. 69–74.
6. Дроздова Е.В., Бурая В.В., Суворец Т.З. и др. Оценка питьевых вод, потребляемых населением республики Беларусь, по макро- и микроэлементному составу // Медицина труда и экология человека. 2017. № 1 (9). С. 44–49.
7. Жинжакова Л.З., Воробьева Т.И., Чередник Е.А. Состав родниковых вод Кабардино-Балкарской республики // ВХР. 2019. № 5. С. 40–48.
8. Злобина В.Л., Медовар Ю.А., Юшманов И.О. Негативное воздействие хозяйственной деятельности на подземные воды // East Eur. Sci. J. 2019. № 4 (44). Р. 28–40.
9. Корженевский Б.И., Толкачев Г.Ю., Коломийцев Н.В., Ильина Т.А. Особенности загрязнения донных отложений малых рек тяжелыми металлами в результате различной хозяйственной деятельности // Известия НВ АУК. 2021. № 3 (63). С. 415–426.
10. Каюкова Е.П., Котова И.К. Особенности формирования химического состава подземных вод зоны активного водообмена бассейна Р. Бодрак (юго-западный Крым) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 343–356.
11. Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А. и др. Состав и формы нахождения элементов в воде родников южной части городского округа Балашиха (Московская область) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 139–151.
12. Лозовик П.А., Морозов А.К., Зобков М.Б. и др. Аллохтонное и автохтонное органическое вещество в поверхностных водах Карелии // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 2. С. 225–237.
13. Лубкова Т.Н., Липатникова О.А., Филатова О.Р., Балыкова И.В. Рентгенофлуоресцентный анализ сульфат-иона в водных растворах по методу высушенной капли с использованием портативного спектрометра // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 2. С. 59–67.
14. Лукашевич О.Д., Чернышова Н.А. Безопасность воды в родниках города Томска // XXI век. Техносферная безопасность. 2018. Т. 3, № 2 (10). С. 81–97.
15. Лямперт Н.А., Ничипорова И.П., Лобченко Е.Е., Первышева О.А. Современное состояние и динамика качества воды р. Клязьма // Успехи современного естествознания. 2022. № 3. С. 104–110.
16. Макеев В.М., Суханова Т.В., Макарова Н.В., Коробова И.В. Геолого-геоморфологическое строение и геоэкологические условия Ногинско-Клязьминского района Московской области // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2019. № 4. С. 68–78.
17. Нефедьева Т.А., Благовещенская Н.В. Качество родниковой воды Ульяновской области // Ульяновский медико-биологический журнал. 2018. № 4. С. 143–155.
18. Объяснительная записка. Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200000. Серия Московская. Лист N-37-III. М.: ВСЕГЕИ, 1975. 154 с.
19. Официальный сайт органов местного самоуправления Богородского городского округа Московской области. URL: <https://bogorodsky-okrug.ru/article/3-tysyachizhitelej-bogorodskogo-g-o-budut-obespecheny-pitevojvodoj-313757> (дата обращения: 29.08.2023).
20. Пасечник Е.Ю., Льготин В.А., Савичев О.Г. и др. Химический состав родников как индикатор природно-техногенной эволюции городской экосистемы (на примере города Томска, юго-восток Западной Сибири) // Известия ТПУ. 2022. № 7. С. 195–206.
21. Позднякова И.А., Кожевникова И.А., Костикова И.А., Томс Л.С. Оценка условий взаимосвязи водоносных горизонтов на основе крупномасштабного картирования геологического строения и гидрогеологических условий г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 6. С. 527–539.
22. Реутова Н.В., Реутова Т.В., Дреева Ф.Р. и др. Химический состав родниковых вод высокогорной и среднегорной зоны КБР // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 83–89.
23. Савенко А.В., Савенко В.С., Покровский О.С. Микроэлементы в водах родников Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 1. С. 69–80.
24. СанПиН 1.2.3684-21. Санитарно-эпидемиологические требования к содержанию территорий городских и сельских поселений, к водным объектам, питьевой воде и питьевому водоснабжению, атмосферному воздуху, почвам, жилым помещениям, эксплуатации производственных, общественных помещений, организации и проведению санитарно-противоэпидемических (профилактических) мероприятий (Зарегистрировано в Минюсте России 29.01.2021 № 62297). Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации. URL: <https://docs.cntd.ru/document/573536177> (дата обращения: 22.02.2023).
25. Справочник по гидрохимии / Под ред. А.М. Никаноровой. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 390 с.
26. Bertoldi D., Bontempo L., Larcher R., et al. Survey of the chemical composition of 571 European bottled mineral waters // Journal of food composition and analysis. 2011. Т. 24, № 3. С. 376–385.
27. Michalik A. The use of chemical and cluster analysis for studying spring water quality in Świętokrzyski National Park // Polish Journal of Environmental Studies. 2008. Т. 17, № 3. Р. 357–362.
28. Ragno G., de Luca M., Ioele G. An application of cluster analysis and multivariate classification methods to spring water monitoring data // Microchemical Journal. 2007. Т. 87, № 2. Р. 119–127.
29. Pontara A.V., de Oliveira C.D.D., Horiquni A.B., et al. Microbiological monitoring of mineral water commercialized in Brazil // Brazilian Journal of Microbiology. 2011. Т. 42. Р. 554–559.

Статья поступила в редакцию 14.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 556:3.01

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-105-115

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОВОДИМОСТИ ВЕРХНЕЙ ЗОНЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНО-СЛОИСТОГО МАССИВА СКАЛЬНЫХ ПОРОД

Алексей Владимирович Лехов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; avlekhov@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-1050-6112>

Аннотация. Результаты расходомерии скважин в верхней части слоистого массива скальных пород указывают на модель среды фильтрации в виде отдельных горизонтальных тонких трещин-зон, разделенных водоупорами мощность несколько метров. Сделано исследование откачки на модели в цилиндрических координатах для двух тонких водоносных зон. Верхняя работает с постоянным напором в центральной скважине, определяемым положением зоны, и уменьшающимся дебитом, а нижняя с возрастающим расходом — дополнительным до расхода насоса. Интервалы фильтров центральной и единственной наблюдательной скважины одинаковы. Обработка результатов откачки обычно применяемым методом Джейкоба показала основные особенности — сильные различия проводимостей в разных вариантах расположения скважин, очень большие значения водоотдачи, сверхмалые значения расчетного радиуса центральной скважины. Целью работы является оценка точности определения проводимости по результатам стандартных одиночных и кустовых откачек наиболее часто используемыми методами.

Ключевые слова: откачка, расходомерия, фильтрационные параметры, проводимость, водоотдача, массив скальных пород, структура проницаемости

Для цитирования: Лехов А.В. Определение проводимости верхней зоны выветривания горизонтально-слоистого массива скальных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 105–115.

UPPER WEATHERED ZONE TRANSMISSIVITY ESTIMATION OF HARD-ROCK HORIZONTALLY LAYERED MASSIF

Aleksey V. Lekhov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; avlekhov@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-1050-6112>

Abstract. The results of flowmeter tests of wells in the upper part of the layered rock massif indicate a model of the permeability medium in the form of separate horizontal thin fracture zones, separated by layers with a thickness of several meters. A study of pumping was done on a model in cylindrical coordinates for two thin aquifers. The upper one works with a constant pressure in pumping well, determined by the position of the zone, and a decreasing rate, and the lower — with an increasing rate, is additional to the pump rate. The filter intervals of the central and the only observation well are the same. The processing of pumping results using the commonly used Jacob method showed the main features — strong differences in transmissivity in different variants of well locations, unrealistically large values of the storage coefficient, ultra-small calculated radius of the pumping well.

Keywords: groundwater pumping test, flowmeter test, transmissivity, storage coefficient hard rock massif, permeability structure

For citation: Lekhov A.V. Upper weathered zone transmissivity estimation of hard-rock horizontally layered massif. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 105–115. (In Russ.).

Введение. Статья написана после построения автором ряда геомиграционных моделей рассматриваемых массивов с использованием разновременных опытных работ (откачки, расходомерия) и последующей калибровкой геофильтрационной части модели по известным значениям уровней воды в распределенных по площади скважинах. Практически всегда возникает несоответствие проводимости горизонтов результатам откачек, иногда достаточно сильное. Пока что откачки, распределенные по площади и обработанные примененным в данной статье методом Джейкоба или по стационарному режиму, дают хорошие указания на области увеличения или

уменьшения проводимости, но абсолютные оценки расходятся с результатами решения обратных задач.

Анализ ряда опытных откачек в верхней части слоистого массива скальных пород показал:

- сильные, иногда на порядок, различия проводимости верхней активной части массива, определенной по центральной скважине и по наблюдательным;

- неправдоподобно малый расчетный радиус центральной скважины при отсутствии признаков кольматации стенок;

- стабилизация понижений уровня в процессе откачки при отсутствии предпосылок дополнитель-

ного поступления воды (перетекания) из другой нижней части массива, обладающей высокой проницаемостью;

Обычно параметры определяются на основе уравнения Дюпюи в стационарном режиме фильтрации или уравнения Тейса в варианте квазистационарного режима фильтрации (метод Джейкоба). Использование более соответствующих решений, например Хантуша, не позволяет объяснить такие различия значений параметров.

На основании поинтервальных и зональных откачек, стандартного геофизического каротажа, описания кернов скважин и обнажений пород сформирована достаточно традиционная схема распределения проницаемости пород в виде экспоненты с максимумом вблизи уровня воды. Модель проницаемости строится на основании геометрии совокупности трещин чаще всего трех доминирующих систем. Теория проницаемости трещиноватой среды для использования в обычном виде непрерывно распределенного по вертикали коэффициента фильтрации наиболее четко сформулирована Е.С. Роммом [1966]. Постепенное убывание с глубиной проницаемости, обусловленное трещиноватостью с расстояниями между трещинами до нескольких дециметров,

вероятнее всего, характеризует однородные по литологическому составу массивы, например трапповую интрузию мощностью до 300 м [Ильин и др., 1971].

Расходомерия скважин показала, что в слоистых массивах существуют отдельные водопрводящие трещины на фоне остальных. Расстояния между водопрводящими трещинами измеряются метрами, тогда как расстояния между обычными трещинами — дециметрами. Например, водопрводящие трещины (далее зоны) в терригенно-карбонатных породах уфимского яруса нижней перми в Пермском Предуралье расположены на расстоянии нескольких метров, в среднем 8,3–12 м (по 80 скважинам). Пример расположения трещин-зон по трем скважинам показан на рис. 1. Аналогичные рисунки для других слоистых массивов приведены, например, в работах [Гринбаум, 1975; Audouin et al., 2008].

Следует заметить, что проводящая зона — это не равномерно распространенная щель. Ее собственная проводимость может существенно меняться на небольшом расстоянии, соизмеримом с диаметром ствола скважины, поэтому интервал скважины, вскрывающий зону, может иметь несовершенство по характеру вскрытия — связи с основным ее пространством от полного соответствия проводимости

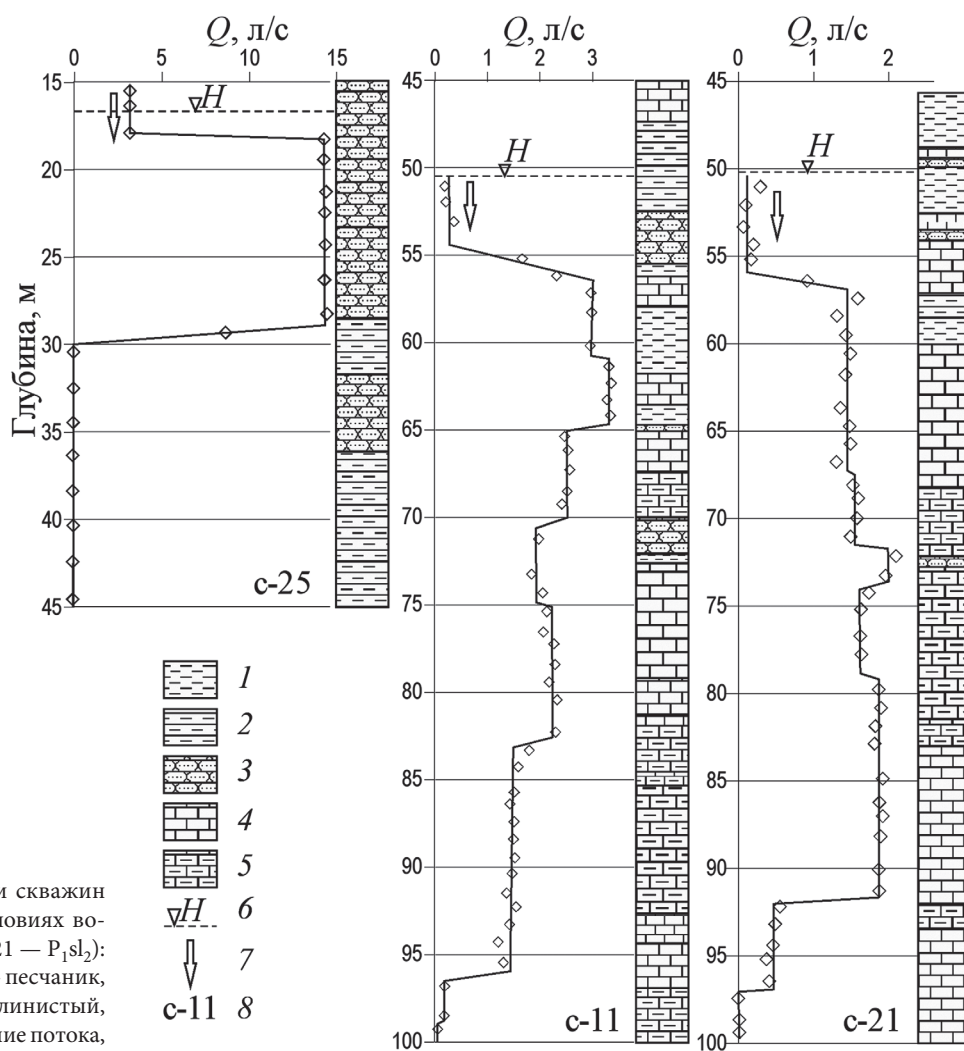


Рис. 1. Примеры расходомерии скважин в слоистом массиве пород в условиях водораздела (с-25 — P_{1ss} , с-11 и с-21 — P_{1sl_2}): 1 — аргиллит, 2 — алевролит, 3 — песчаник, 4 — известняк, 5 — известняк глинистый, 6 — уровень воды, 7 — направление потока, 8 — номер скважины

зоны до нуля. Экспериментально это явление показано в скважинах, пробуренных в горизонте подольско-мячковских известняков [Лехов и др., 2019].

Генезис зон понятен в слоистой толще известняков [Лехов, 2010; Лехов и др., 2019]. Зоны возникли в результате карстового процесса. В толще терригенно-карбонатных пород можно предполагать аналогичный механизм растворения известняков на контактах с терригенными породами (рис. 1). При отсутствии известняков, по имеющейся у автора информации массовой расходомерии скважин, эти зоны приурочены к контактам песчаников и аргиллитов. Для характеристики области влияния откачки мощностью несколько десятков метров на площади около 0,02–0,04 км² больше подходит идея о сети дискретных трещин (Discrete Fracture Network, DFN) [Nordbotten et al., 2004]. Однако ее осуществление нуждается в полевых исследованиях, направленных именно на выявление конкретных трещин, что требует больших трудозатрат. Проблематично и построение этим методом моделей площадью 100–150 км².

Опыт создания гидрогеологических моделей слоистых массивов скальных пород показывает необходимость использовать всю накопленную для изучаемой территории информацию. Основу геофильтрационной схематизации составляют данные преимущественно одиночных откачек, редко кустовых с 1–2 наблюдательными скважинами, проведенные в разное время, в основном во второй половине XX в. С 1970-х гг. начинается систематическое использование метода расходомерии [Гринбаум, 1975]. Однако скважины для таких гидрогеологических исследований расположены на значительных расстояниях, кроме случаев разведки крупных водозаборов.

Материалы и методы исследований. Описание задачи. Схема модели представляет собой две зоны (трещины), обеспечивающие проводимость вскрытой наиболее проницаемой верхней части массива. Проводимость верхней зоны больше проводимости нижней. Зоны практически нулевой мощности разделены водоупорной толщей пород мощностью несколько метров. Верхняя зона с высокой проводимостью расположена в непосредственной близости от уровня подземных вод. На графиках расходомерии (рис. 1) эта схема видна достаточно отчетливо. На основании анализа данных реальных откачек предполагается, что уровень воды в центральной скважине при откачке падает ниже верхней зоны практически сразу после включения насоса. Ниже расположены одна или несколько зон, которые всегда находятся глубже уровня воды в центральной скважине. В данной задаче они моделируются одной нижней зоной.

Откачка проводится насосом, работающим с постоянным расходом Q_p . Часть расхода поступает из верхней зоны Q_u , имеющей постоянный уровень воды в стволе центральной скважины, равный высоте положения верхней зоны. Этот расход постепенно

падает во времени [Боचेвер, 1966]. Остальная часть расхода насоса поступает из нижней зоны, она, наоборот, возрастает во времени $Q_d = Q_p - Q_u$.

Области влияния откачки может располагаться только одна наблюдательная скважина, идентичная центральной и вскрывающая обе зоны. По ее стволу происходит перетекание из верхней зоны в нижнюю. При этом в верхней зоне создается локальная микрооткачка в ствол наблюдательной скважины, а в нижней микроналив с тем же дебитом из ствола. Со временем уровень верхней зоны в наблюдательной скважине может стать ниже ее положения и произойдет отрыв уровня нижней зоны в стволе скважины. Верхняя зона будет работать как скважина с постоянным напором, нижняя — как скважина, поглощающая расход, поступающий из верхней. Естественно, это влияет на понижение уровня в центральной скважине, особенно в нижней зоне.

Несмотря на имеющиеся исследования работы скважин, соединяющих несколько водопроводящих слоев [Гринбаум, 1975; Avci, 1992, 1994; Cihan et al., 2011; Nordbotten et al., 2004; Parker et al., 2012; Silliman, Higgins, 1990; Zeidouni, 2014], аналитических решений для откачки в такой постановке не найдено, что подтверждается составом известных программ для определения фильтрационных параметров [Синдаловский, 2011; Duffield, 2007]. Корректно учесть взаимовлияние центральной и наблюдательной скважин можно только на двухслойной плановой модели с областью фильтрации, превосходящей область влияния откачки. Учет влияния границ такой модели довольно проблематичен. Более простой способ приближенных оценок состоит в использовании метода суперпозиции решений в радиальных координатах, что в принципе недостаточно некорректно при наличии скважины, работающей с постоянным уровнем, однако может показать основные тенденции.

Для моделирования откачки нами использована двумерная численная модель в цилиндрических координатах. Область фильтрации в каждой зоне делится на блоки одинакового фильтрационного сопротивления с использованием логарифмической разбивки, выбрано $\lg(r_i/r_{i-1}) = 0,125$; $r_0 = r_w$, где r_w — радиус скважины, i — номер блока. Небольшое число блоков обеспечивает практическую бесконечность для реального времени откачки при высокой точности решения. Кроме того, задаются водоотдача каждой зоны и вертикальный коэффициент фильтрации разделяющей толщи.

Граничное условие на стенке центральной скважины для верхней зоны — постоянство напора $H_{wu} = Z_u$, где Z_u — положение верхней зоны. Для нижней зоны граничное условие — переменный во времени расход $Q_d(t) = Q_p - Q_u(t)$. Отдаленная граница полагается непроницаемой ($dH/dr = 0$) для обеих зон. Условие регулируется расстоянием до этой границы (число блоков модели) — положение уровня воды на ней должно быть практически неизменным. На-

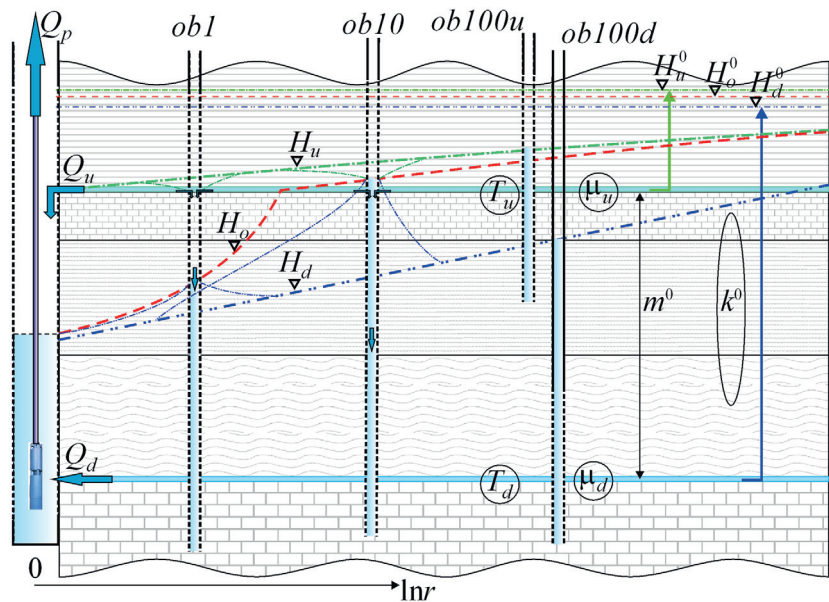


Рис. 2. Схема расположения элементов модели, определение параметров приведены в уравнении (1), пунктирные линии — уровни подземных вод в разные моменты (до откачки H^0 , в процессе откачки H отдельно для верхней и нижней зон и результирующий для наблюдательной скважины)

чальное условия для пуска откачки — распределение напоров в зонах — определяется как установившееся через 2 сут после соединения верхней и нижней зоны стволом центральной скважины или стволами центральной и единственной наблюдательной скважин. При этом уровни воды в самих скважинах одинаковы для обеих зон. Использовано уравнение откачки/налива в неограниченной изолированном пласте [Боचेвер, 1966]

$$H_o = \frac{H_u F_u + H_d F_d}{F_u + F_d}; \quad F_i = \frac{4\pi T_i}{W(u_i)}; \quad u_i = \frac{\mu_i r^2}{4T_i t}, \quad (1)$$

где H — напор подземных вод, м; индексы верхней (u) и нижней (d) зон и скважины на обе зоны (o), T — проводимость, $\text{м}^2/\text{сут}$; μ — водоотдача; r — радиус скважины, м; t — время, сут; W — функция Тейса. Использование вместо модели Тейса уравнения с перетеканием Хантуша показало отличия напоров в скважинах <1 мм.

Решение осуществляется методом прогонки [Кузнецов, Шеремет, 2007] сначала для верхней зоны, затем для нижней. Для лучшей точности при задании перетекания проводятся повторные решения на тот же временной шаг с учетом постепенного изменения уровня (итерации). В результате, по сути, получаем условно аналитическое решение.

Аналогично решается задача для наблюдательной скважины. Ее начальный уровень на момент начала откачки определяется так же, как и для центральной. Далее на каждом временном шаге решается задача в понижениях уровня совместно для верхней и нижней зон при переменной разнице напоров в зонах, определяемой решением для центральной скважины, т.е. суперпозиция решений. В рассматриваемом случае это несколько некорректно, так как поступление воды из верхней зоны происходит при постоянном напоре в центральной скважине, но есть возможность определить основные тенденции хода уровней. Общая схема задачи показана на рис. 2.

Результаты исследований и их обсуждение.
Базисный вариант. Имитируются условия с преобладающим перетеканием сверху вниз. Верхняя зона расположена на 1–1,2 м ниже уровня воды, установившегося после бурения (рис. 1). Набор параметров определен анализом результатов расходомерии и реальных откачек (таблица).

Параметры, используемые для базисного варианта

Зона, индекс	Проводимость $T, \text{м}^2/\text{сут}$	Водоотдача μ	Естественный напор $H^0, \text{м}$
Верхняя, u	100	0,1	10,2
Нижняя, d	30	0,0001	10,0

Коэффициент вертикальной фильтрации разделяющей толщи для вариантов $k^0 = 0; 0,001; 0,005; 0,01$ м/сут, мощность толщи $m^0 = 10$ м. Радиус центральной скважины 100 мм, расстояния до единственной наблюдательной скважины $r = 1, 10, 100$ м. Радиус наблюдательной скважины 60 мм. Расход откачки выбран по реальным значениям, при которых уровень воды в центральной скважине практически мгновенно опускается ниже положения верхней зоны, и приток из нее происходит при постоянном положении уровня, равного положению зоны. Продолжительность откачки 3 сут выбрана для рассмотрения откачек и меньшей длительности. Наблюдательная скважина, соединяющая обе зоны обозначается $ob1, ob10, ob100$ (число после ob — расстояние от центральной скважины, м). Для приближения к «правильной» постановке откачки имитируются и наблюдательные скважины только на одну зону, они обозначены $ob1u$ или $ob1d$. Значения определяемых параметров приводятся непосредственно на графиках для лучшего представления результатов.

Напоры в скважинах перед началом откачки 10,17 м. Расход перетекания по стволу $3,33 \text{ м}^3/\text{сут}$ для центральной и $3,15 \text{ м}^3/\text{сут}$ для наблюдательной

скважин. Потери напора в трубах по уравнению Дарси–Вейсбаха [Шестаков, 1995] $< 0,1$ мм. По этим характеристикам рассчитывались начальные напоры в зонах как при откачке из верхней и налив в нижнюю зону.

Обработка результатов. При обработке откачки наиболее уверенно определяемый параметр — проводимость, тогда как уровнепроводность (пьезопроводность), соответственно и водоотдача, более подвержены вариациям за счет неточного проведения аппроксимирующей прямой линии в координатах S – $\ln t$ или несоответствия радиуса скважины заданному бурением. Анализ примеров обработки откачек показывает, что встречается стремление провести прямую линию на любом участке, там, где она может быть проведена. В результате для всей кривой могут отыскиваться 2–3 участка, похожих на отрезки прямых, и по каждому из них может быть определена проводимость. Водоотдача определяется значительно реже. В случаях выхода откачки в стационарный режим фильтрации часто используется справочное значение радиуса питания из различных руководств.

В данной работе специально используется метод, наиболее часто применявшийся и применяемый для обработки простых откачек, — метод Джейкоба, соответствующий квазистационарной фильтрации к скважине в неограниченном пласте без перетекания. Применение его в напорной или безнапорной постановке зависит от предпочтений исполнителя. Цель использования этого метода в данной работе состоит в оценке его применимости для предварительного довольно приближенного определения параметров. Искомые параметрами являются коэффициент фильтрации единого пласта k , проводимость $T = kt$, уровнепроводность $a = kh_{av}/\mu$ или пьезопроводность $a = T/\mu^*$, расчетный радиус скважины r^* . Используется обычно применяемое приближенное уравнение притока к скважине в квазистационарном режиме [Шестаков, 1995]

$$S = \frac{Q_p}{4\pi T} \ln \frac{2,25at}{r^2} = \underbrace{\frac{Q_p}{4\pi T} \ln \frac{2,25a}{r^2}}_A + \underbrace{\frac{Q_p}{4\pi T} \ln t}_B; \quad a = \frac{T}{\mu^*},$$

где A и B — коэффициенты линейного уравнения $S = A + B \ln t$ (для метода Джейкоба). Для безнапорного пласта используется замены [Шестаков, 1995] H на h^2 и $4T$ на $2k$, h глубина потока до условного водопора и напор считается от положения нижней зоны. При обработке всегда используется дебит насоса Q_p .

Непроницаемая разделяющая толща — отсутствие перетекания. Вариант отсутствия перетекания между зонами позволяет наиболее контрастно выявить особенности поведения уровней воды в скважинах. В процессе откачки происходит постепенное перераспределение расходов, поступающих в насос из каждой зоны (рис. 3, а). Если в первые моменты времени $2/3$ расхода насоса поступало из верхней зоны, то уже через 2,5 ч расход из нижней зоны становится больше расхода из верхней, хотя

проводимость верхней зоны в 3 раза больше, чем нижней, но фиксированный уровень воды верхней зоны в центральной скважине определяет постепенное снижение расхода из нее. Через ствол наблюдательной скважины вода так же поступает из верхней зоны в нижнюю. Вследствие сильного падения уровня воды в нижней зоне, в отличие от уровня в верхней (рис. 3, б), расход по столам наблюдательных скважин постепенно возрастает (рис. 3, а). Исключение — затрубная скважина *ob1* ($r = 1$ м), в которой происходит разрыв уровней зон — в верхней зоне он становится равным положению зоны, а в нижней опускается ниже. Возникает интервал между верхней зоной и уровнем в нижней, в котором вода стекает по стенкам скважины. Разрыв определяется большей возможностью поглощения воды нижней зоны, чем может поступить из верхней.

Отсутствие наблюдательной скважины — одиночная откачка. В рассматриваемом тесте двух зон без перетекания, но с постоянным суммарным дебитом откачки, обычно используемом при расчете параметров, сделана простая обработка по одной центральной скважине, наиболее частый случай определения при необходимости получения комплексной информации, например при разведке месторождений полезных ископаемых. В результате без наблюдательной скважины, связывающей обе зоны, в интервале времени 0,2–3 сут получена проводимость $25 \text{ м}^2/\text{сут}$, соизмеримая с модельной проводимостью нижней зоны ($30 \text{ м}^2/\text{сут}$), но не соответствующая суммарной проводимости зон ($130 \text{ м}^2/\text{сут}$). Водоотдача превышает заданную для верхней зоны почти на порядок или же, при сохранении заданной в модели водоотдачи, расчетный радиус скважины должен быть почти в 1,5 раза больше модельного.

Наличие только одной наблюдательной скважины — обработка по центральной скважине. Наличие наблюдательной скважины, соединяющей обе зоны, приводит к уменьшению понижения в центральной скважине — в наблюдательной скважине параллельно происходит микрооткачка из верхней и микроналив в нижнюю зону. В зависимости от расстояния до центральной скважины изменяется получаемая проводимость по центральной скважине от 25 до $39 \text{ м}^2/\text{сут}$ с максимумом при существовании наблюдательной скважины *ob10* ($R = 10$ м), составляющим $39 \text{ м}^2/\text{сут}$ (рис. 3, б). Таким образом, получается проводимость, соответствующая нижней зоне, но с повышенной водоотдачей, причем иногда существенно.

Влияние наблюдательной скважины на обе зоны на расстоянии 1 м (*ob1* — затрубная) происходит в два этапа. На первом этапе уровни верхней и нижней зон в стволе скважины одинаковы, как и в случаях других наблюдательных скважин. Но после понижения уровня верхней зоны на стенке наблюдательной скважины до высоты ее положения происходит разрыв уровней, и начинается свободный излив из верхней зоны. Уровень в скважине

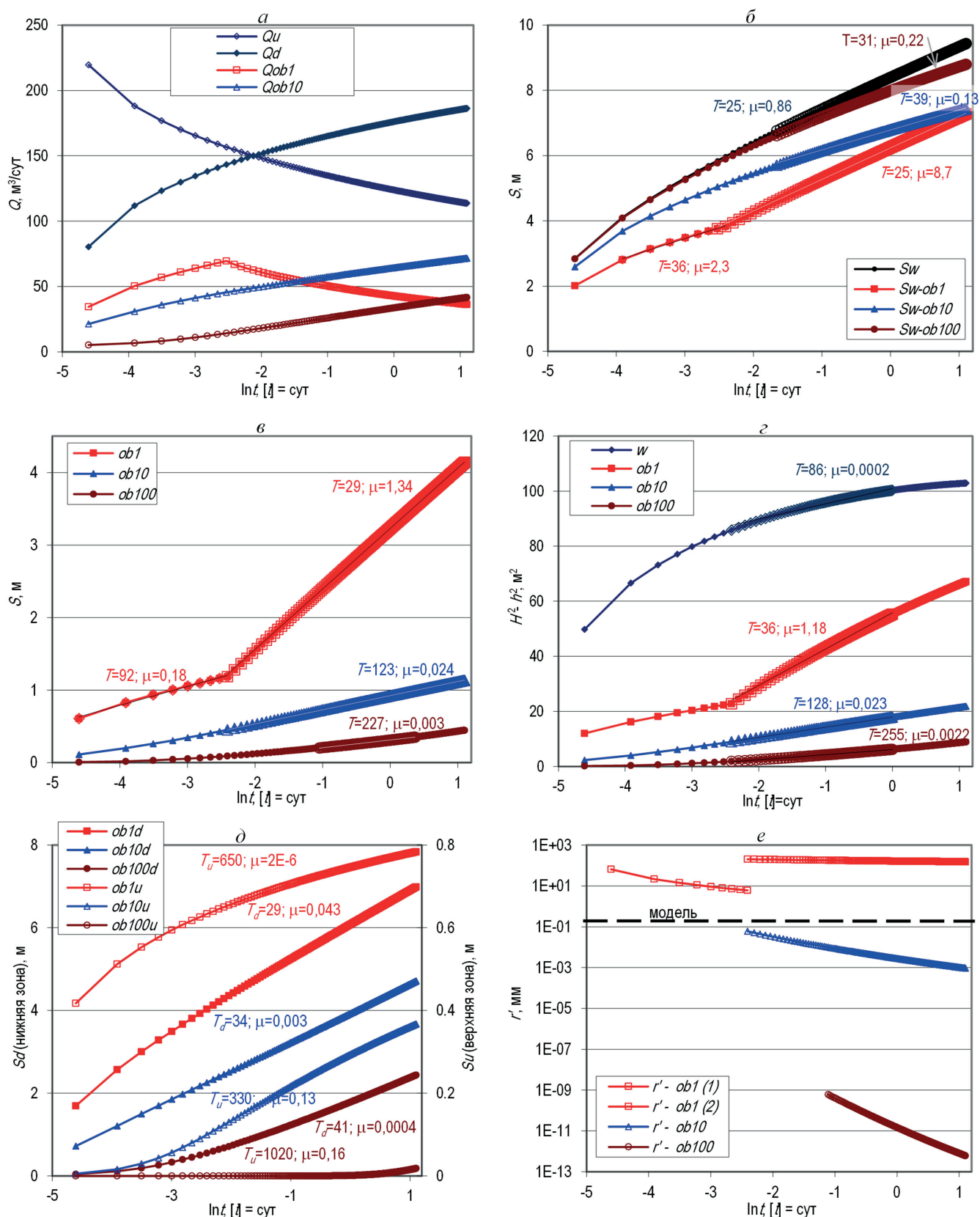


Рис. 3. Графики зависимости расходов скважин и перетекания по стволам, понижений уровня воды и расчетных радиусов центральной скважины от времени при отсутствии перетекания между зонами: *a* — расходы из зон и по стволам наблюдательных скважин; *б* — понижения уровня воды в центральной скважине без наблюдательных скважин Sw или с одной из них $Sw-ob1-100$; *в* — понижения уровней воды в наблюдательных скважинах при существовании только одной из них; *г* — то же в предположении о безнапорном потоке, w — центральная скважина; *д* — понижения в несовершенных наблюдательных скважинах, разделенных на верхнюю и на нижнюю зоны; *е* — расчетные радиусы центральной скважины по центральной и одной из наблюдательных скважин на обе зоны

начинает опускаться с большей скоростью. В результате проводимость, определяемая по второму участку графика для центральной скважины, резко уменьшается с 36 до 25 м²/сут (рис. 3, б). Водоотдача, определенная и по первому, и по второму этапам, почти на 2 порядка больше заданной для верхней зоны (8,7 против 0,1).

Обработка по наблюдательной скважине на обе зоны. Кустовая откачка хотя бы с одной наблюдательной скважиной всегда считается существенно лучшей для определения фильтрационных параметров. Результаты обработки наблюдений понижения уровня по единственной наблюдательной скважине показали постепенное возрастание получаемого значения проводимости в зависимости от удаления скважины (рис. 3, в). По скважине *ob10* ($r=10$ м) получено значение, практически соответствующее суммарной проводимости зон (123 м²/сут) против заданного (130 м²/сут). Водоотдача получилась некоторой средней между гравитационной и упругой, а расчетный радиус центральной скважины ~1 мкм (рис. 3, е), соизмерим с бактерией. По самой дальней скважине *ob100* ($r=100$ м) в целом режим фильтрации может быть охарактеризован как нестационарный (рис. 3, в), хотя в нижней зоне он уже квазистационарный (рис. 3, д), поэтому получена проводимость 227 м²/сут, расчетный радиус скважины понижается до нанометра (рис. 3, е), т.е. уже коллоидный размер. По затрубной скважине *ob1* ($r=1$ м) проводимость на первом этапе — 92 м²/сут, или 70% от заданной для пласта из двух зон, водоотдача в 2 раза больше гравитационной, на втором этапе разрыва уровней зон проводимость снижается до значений в нижней зоне (30 м²/сут) и водоотдача на порядок больше гравитационной, заданной для верхней зоны (1,34 против 0,1).

Иногда для обработки откачек из верхней активной зоны трещиноватости используется предположение о безнапорном потоке при постоянном по глубине коэффициенте фильтрации. На рис. 3, г показаны результаты обработки в таком варианте при исходной глубине потока 10 м, водоупор принят ниже естественного уровня на 10 м. Для центральной и затрубной скважин кривые становятся выпуклыми. При этом центральная скважина как бы выходит на стабилизацию в координатах $(H^2 - h^2) - \ln t$, где $H = H^0$ — уровень воды в естественном состоянии. По участкам кривых, соответствующим первым суткам опыта, значения проводимости сходны с полученными в предпосылке о напорном пласте. Результаты по центральной скважине некорректны — прямая проведена через точки, явно образующие кривую (рис. 3, г).

Обработка по наблюдательной скважине на одну зону. Интересно рассмотреть значения параметров по наблюдательным скважинам, оборудованным только на одну зону, наблюдательные скважины на обе зоны отсутствуют. Скважины на верхнюю зону несовершенные по степени вскрытия, пробуренные

на меньшую глубину (из экономии). Скважины на нижнюю зону уже специально оборудованы и устраиваются редко.

Все скважины нижней зоны (индекс *d*) показывают практический выход графиков $S - \ln t$ на прямую линию после окончания некоторого участка условно нестационарного режима. Проводимость, определенная по ним, соответствует модельной проводимости нижней зоны 30 м²/сут и составляет от 29 до 41 м²/сут, водоотдача уменьшается с ростом расстояния (рис. 3, д). Скважины верхней зоны дают сильно завышенные значения проводимости 650 м²/сут в *ob1и* и 330 м²/сут в *ob10и* при модельной 100 м²/сут. Значение по скважине *ob100и* 1020 м²/сут явно ненормальное, да и практически неопределяемое при обычных способах измерения уровня воды. Наилучшее соответствие схеме неограниченного изолированного пласта в квазистационарном режиме по виду графика показывает скважина *ob10d* — проводимость верхней зоны не играет никакой роли.

Влияние перетекания. Проведено моделирование той же задачи, но с включением перетекания в диапазоне значений коэффициентов перетока k^0/m^0 от 0 до 0,001 сут⁻¹. Диапазон основан на решении автором ряда обратных геофильтрационных задач для территории Пермского Прикамья. При откачке с постоянным дебитом насоса в центральной скважине зависимости дебитов притоков из зон от времени практически не зависят от коэффициента перетока (рис. 4, а).

В стволах наблюдательных скважин так же, как и в варианте без перетекания, формируются потоки преимущественно сверху вниз. Поток все время возрастает только при отсутствии перетекания (рис. 4, в, г). В остальных случаях он постепенно стабилизируется и даже может уменьшаться. Однако так же, как и при отсутствии перетекания, в случае затрубной скважины (*ob1*) происходит разрыв уровней верхней и нижней зон. Только при повышении коэффициента перетока (0,001 сут⁻¹) разрыв уровней в наблюдательной скважине *ob1* исчезает (рис. 4, б).

В остальных вариантах наличия перетекания между зонами расход по стволу наблюдательной скважины достигает максимума, после чего постепенно уменьшается. Время максимума обратно пропорционально коэффициенту перетока (рис. 4, в, г). Расход потока по стволу наблюдательной скважины так же уменьшается с увеличением расстояния от центральной скважины (рис. 4, б–г).

Зависимости понижения уровня в скважинах от логарифма времени откачки $S - \ln t$ показаны на рис. 5. На этом же рисунке приведены примеры обработки методом Джейкоба по начальному относительно прямолинейному участку, результаты — проводимость и водоотдача — показаны на том же рис. 5. По центральной скважине в режиме одиночной откачки и отсутствия наблюдательных скважин (рис. 5, а) только в случае $k^0/m^0 = 0,001$ сут⁻¹ проводимость

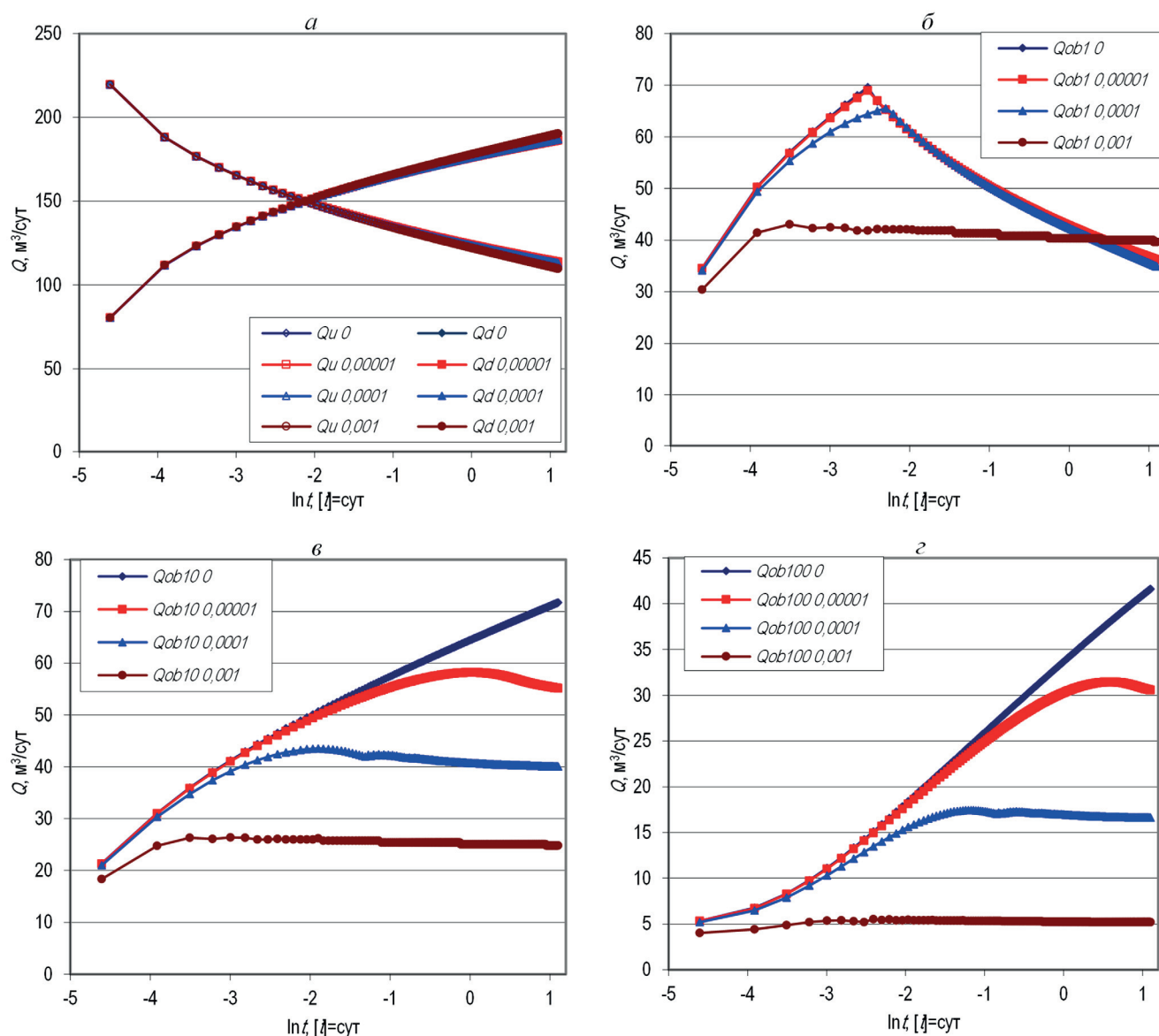


Рис. 4. Изменение во времени расходов зон и перетеканий по стволам наблюдательных скважин при различных коэффициентах перетока — число справа ($Q_{ob10} 0,001$ — $k^0/m^0 = 0,001 \text{ сут}^{-1}$)

соответствует нижней зоне. В остальных вариантах она в 1,5 раза меньше. Влияние верхней зона проявляется, возможно, в повышенной водоотдаче относительно водоотдачи нижней зоны.

В случаях существования только одной наблюдательной скважины проводимость меняется в широких пределах. По затрубной скважине *ob1* (рис. 5, б) расчетный участок находится после разрыва уровней зон, и проводимость почти равна заданной для нижней зоны. Однако в отсутствии разрыва при $k^0/m^0 = 0,001 \text{ сут}^{-1}$ проводимость по этому участку возрастает до $440 \text{ м}^2/\text{сут}$, сама кривая показывает тенденцию на соответствие схемы откачки с перетеканием (по имеющимся данным — частый случай). Скважины *ob10* (рис. 5, в) и *ob100* (рис. 5, г) так же первоначально показывают тенденцию к стабилизации уровня. Особенно это видно на графике для скважины *ob100*, самой дальней, но после некоторого

периода времени график опять идет вверх — напоминает откачку с замедленной водоотдачей.

Определяемая проводимость возрастает с увеличением расстояния до наблюдательной скважины. Если для *ob10* она почти равна заданной суммарной проводимости двух зон ($130 \text{ м}^2/\text{сут}$), то по скважине *ob100* она примерно в 3 раза больше. Кроме того, определяемая проводимость увеличивается с ростом коэффициента перетока. Это естественно если сравнить графики моделей Тейса и Хантуша [Шестаков, 1995]. Определяемая водоотдача так же везде выше заданной для нижней зоны и ниже заданной для верхней зоны.

Влияние расхода откачки. Откачка при нескольких расходах позволяет сделать вывод о напорном или безнапорном режиме фильтрации. В последнем случае при увеличении дебита откачки удельный дебит ($q = Q/S$) должен снижаться, так как

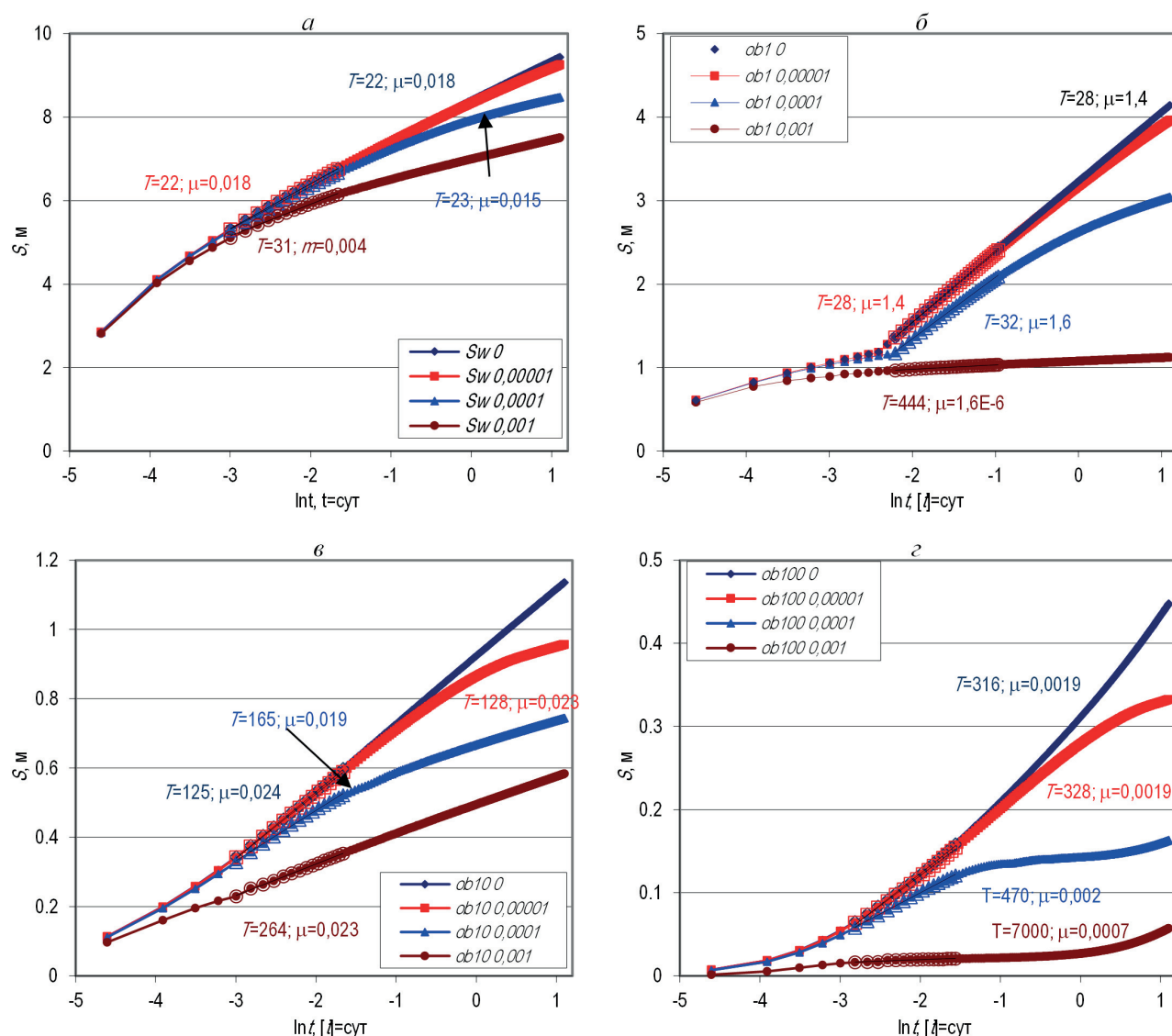


Рис. 5. Зависимости понижения уровня воды в центральной и наблюдательных скважинах от времени при различных коэффициентах перетока между зонами (правое число в обозначениях вариантов в сут⁻¹, участки расчетов выделены крупными точками. Обозначения участков: T — проводимость, м²/сут, μ — водоотдача

при посылке об отсутствии зон мощность обводненного слоя, соответственно и средняя проводимость, в окрестности скважины уменьшается. Тесты проведены с отсутствием перетекания между зонами для центральной скважины без влияния наблюдательных (одиночная откачка) и для откачки только с одной наблюдательной скважиной *ob10*. Диапазон расходов 250–400 м³/сут. Зависимость удельного дебита центральной скважины от расхода насоса уменьшается с ростом расхода ($T = aq$), но внешний вид зависимости $(H^2 - h^2) - \ln t$ почти такой же, как зависимости $S - \ln t$ (рис. 6, *a*).

По центральной скважине при отсутствии наблюдательных определены параметры в условиях пробной откачки менее 6 ч. В условиях напорного потока (рис. 6, *a*) проводимость слабо зависит от дебита откачки, возрастая от 20 до 25 м²/сут с увеличением дебита. При обработке по уравнению откачки в безнапорном потоке проводимость ведет себя так

же, но изменяется от 25 до 45 м²/сут. В любом случае рассчитанная водоотдача падает с ростом дебита от 5–6 до 0,02–0,2. Проводимость в любом варианте в несколько раз меньше суммарной для двух зон.

Обработка модельного опыта по единственной наблюдательной скважине *ob10* (рис. 6, *б*) сделана для двух участков — начального до 4 ч откачки и конечного с 10 ч до конца откачки (72 ч). Для всех расходов насоса проводимость пропорционально возрастает при обратной зависимости изменения водоотдачи. Для начального участка проводимость растет со 150 до 170 м²/сут, для конечного с 275 до 430 м²/сут при модельной сумме проводимостей двух зон 130 м²/сут. Водоотдача для начального участка падает от 0,032 до 0,01, а для конечного — с 0,004 до 0,0004 при модельной для нижней зоны 0,0001 и для верхней 0,1.

Заключение. Представление структуры проводимости верхней зоны слоистого массива скальных

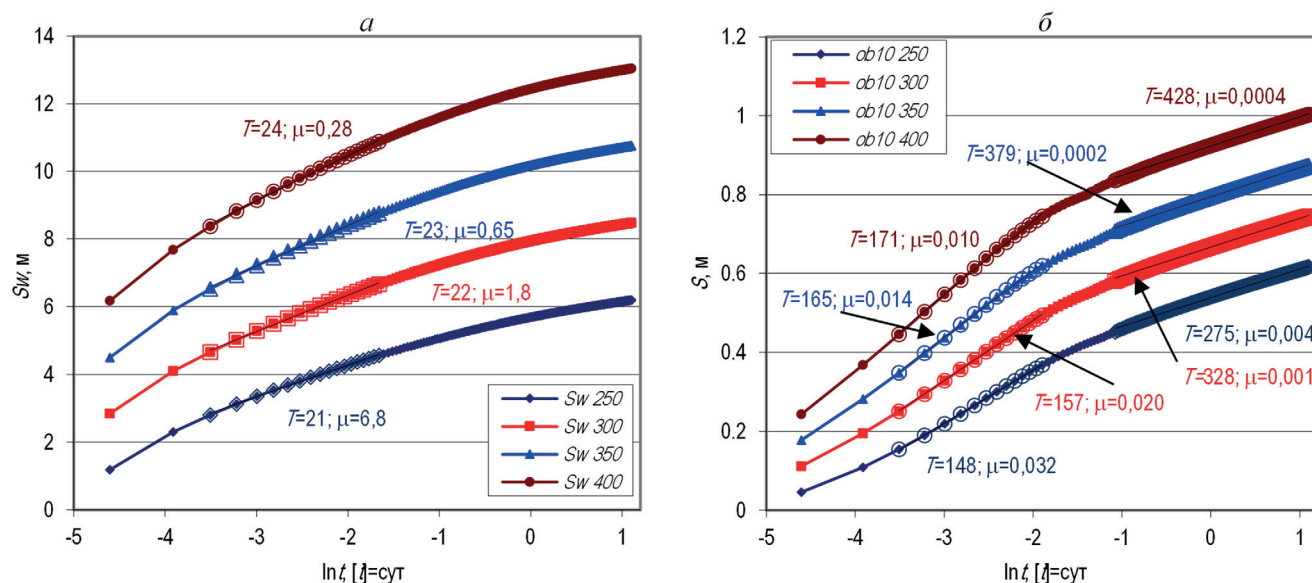


Рис. 6. Зависимости понижения уровня воды в центральной (w) и наблюдательной скважине ($ob10$ — $R = 10$ м) от времени откачки при разных дебитах насоса 250, 300, 350 и 400 м³/сут (дебит — число в условных обозначениях кривых), участки расчетов выделены крупными точками. Обозначения участков: T — проводимость, м²/сут, μ — водоотдача

пород в виде чередования тонких трещин-зон, расположенных через значительные интервалы глубины влияет, на интерпретацию опытных откачек. Модельное исследование поведения откачки в такой среде, представленной двумя трещинами-зонами, показало следующее:

- по одиночной откачке
 $T \cong T_d$, μ завышено до 8,7;
- по наблюдательной скважине
 $r = 1$ м, $T \cong (1-2)(T_d + T_u)$, μ завышено;
- по наблюдательной скважине
 $r = 10$ м, $T \cong T_d + T_u$, μ завышено;
- по наблюдательной скважине
 $r = 100$ м, $T \cong (2,5-3,5)(T_d + T_u)$, $\mu \rightarrow \mu_d$;
- перетекание между зонами почти не влияет на одиночную откачку;
- по наблюдательным несовершенным скважинам на зоны: в нижней зоне $T \rightarrow T_d$, в верхней зоне $T > (2-3)(T_d + T_u)$.

В итоге модель объясняет получение разнообразных оценок проводимости и водоотдачи в случаях одиночной откачки и существования единственной наблюдательной скважины. Однако она так и не объяснила быструю стабилизацию уровней во многих случаях откачек.

При оценке запасов подземных вод небольших месторождений обычно применяемая методика мо-

жет дать положительный результат при проведении длительных или опытно-эксплуатационных откачек с определением эффективных параметров, включая расчетный радиус водозаборных скважин — поведение уровня подземных вод аналогично откачке. Для оценки распространения загрязнения, когда верхняя часть слоистого массива скальных пород представляет собой один из основных горизонтов миграции в окрестностях поверхностных источников загрязнения, проводимость получается заниженной, что приводит к ошибкам расчетов скорости миграции, снижая ее относительно истинной.

Таким образом, исследование наглядно демонстрирует, что априорное использование схемы однородного в плане и разрезе, изолированного, неограниченного пласта и анализ кривых понижения напора по модели Тейса не учитывает особенностей фильтрационного потока к скважинам в горизонтально-слоистых выветрелых скальных массивах и не позволяет объяснить природу получаемых при интерпретации по этой схеме чрезвычайно малых расчетных радиусов центральных скважин.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы АААА-А16-116033010122-4: «Модели и методы исследований гидрогеологических процессов для рационального использования подземных вод в условиях техногенеза».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочевер Ф.М. Теория и практические методы расчета эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1968. 328 с.
2. Гринбаум И.И. Расходомерия гидрогеологических и инженерно-геологических скважин. М.: Недра, 1975. 271 с.
3. Ильин Н.И., Чернышев С.Н., Дзекцер Е.С., Зильберг В.С. Оценка точности определения водопроницаемости горных пород. М.: Наука, 1971. 149 с.

4. Кузнецов Г.В., Шеремет М.А. Разностные методы решения задач теплопроводности. Томск: Изд-во ТПУ, 2007. 172 с.
5. Лехов А.В. Физико-химическая гидрогеодинамика. М.: КДУ, 2010. 500 с.
6. Лехов А.В., Кортуннов Е.В., Лехов В.А. и др. Детализация гидрогеологических характеристик водоносного горизонта в карстующихся известняках (Звенигородский

полигон МГУ имени М.В. Ломоносова) // Инженерная геология. 2019. № 1. С. 72–87.

7. Ромм Е.С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1966, 284 с.

8. Синдаловский Л.Н. ANSDIMAT — программный комплекс для определения параметров водоносных пластов. СПб.: Наука. 2011. 335 с. (URL:http://www.ansdimat.com/download/Sindalovskii_s.pdf)

9. Шестаков В.М. Гидрогеодинамика. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 368 с.

10. Audouin O., Bodin J., Porel G., Bourbiaux B. Flowpath structure in a limestone aquifer: multi-borehole logging investigations at the hydrogeological experimental site of Poitiers, France // *Hydrogeol. J.* 2008. Vol. 16. N 5. P. 939–950. <http://doi.org/10.1007/s10040-008-0275-4>.

11. Avci C.B. Flow occurrence between confined aquifers through improperly plugged boreholes // *J. Hydrology*. 1992. Vol. 139. P. 97–114.

12. Avci C.B. Evaluation of flow leakage through abandoned wells and boreholes // *Water Res. Research*. 1994. Vol. 30, N 9. P. 2565–2578.

13. Cihan A., Zhou Q., Birkholzer J.T. Analytical solutions for pressure perturbation and fluid leakage through aquitards and wells in multilayered-aquifer systems // *Water Res. Research*. 2011. Vol. 47, W10504.

14. Duffield G.M. AQTESOLV for Windows Version 4.5 User's Guide // *HydroSOLVE, Inc., Reston, VA*. 2007. 529 p. <http://www.aqtesolv.com/>

15. Nordbotten J.M., Celia M.A., Bachu S. Analytical solutions for leakage rates through abandoned wells // *Water Res. Research*. 2004. Vol. 40, W04204.

16. Parker B.L., Cherry J.A., Chapman S.W. Discrete Fracture Network Approach for Studying Contamination in Fractured Rock // *AQUA Mundi*; 2012. Am06052. P. 101–116.

17. Silliman S., Higgins D. An analytical solution for steady-state flow between aquifers through an open well // *Ground Water*. 1990. Vol. 28, N 2. P. 184–190.

18. Zeidouni M. Analytical model of well leakage pressure perturbations in a closed aquifer system // *Advances in Water Res.*, 2014. Vol. 69. P. 13–22.

Статья поступила в редакцию 26.10.2023,
одобрена после рецензирования 19.12.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 551.345+624.139

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-116-122

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ЗАТОРФОВАННОСТИ НА ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОДЫ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ РАЗЛИЧНОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

Римма Григорьевна Мотенко¹✉, Рената Ранасовна Давлетова²,
Эрика Станиславовна Гречищева³, Андрей Григорьевич Алексеев⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; rmotenko@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; davletova.rr@yandex.ru

³ НИИОСП им. Н.М. Герсеева АО «НИЦ Строительство», Москва, Россия; cryoerika@mail.ru

⁴ НИИОСП им. Н.М. Герсеева АО «НИЦ Строительство»; НИУ МГСУ, Москва, Россия; adr-alekseev@yandex.ru

Аннотация. В статье рассматриваются результаты экспериментальных исследований содержания незамерзшей воды (W_w) в мерзлых грунтах различного гранулометрического состава со степенью заторфованности от 3 до 100% (с шагом 10%). Обсуждаются полученные закономерности $W_w = f(t^\circ\text{C})$. Оценивается роль содержания органического вещества в формировании фазового состава влаги в диапазоне температур от 0 до -18°C . Акцентируется внимание на рассмотрении закономерностей изменения влажности за счет незамерзшей воды при степени заторфованности выше 50%, при которой грунты по ГОСТ 25100-2020 относятся к торфам. Приводятся закономерности изменения W_w от степени заторфованности при фиксированных температурах.

Ключевые слова: мерзлые грунты, незамерзшая вода, содержание органического вещества, заторфованность, торф

Для цитирования: Мотенко Р.Г., Давлетова Р.Р., Гречищева Э.С., Алексеев А.Г. Экспериментальная оценка влияния заторфованности на фазовый состав воды в мерзлых грунтах различного гранулометрического состава // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 116–122.

EXPERIMENTAL EVALUATION OF THE EFFECT OF CONGESTION ON THE PHASE COMPOSITION OF WATER IN FROZEN SOILS OF VARIOUS GRANULOMETRIC COMPOSITION

Rimma G. Motenko¹✉, Renata R. Davletova², Erika S. Grechishcheva³,
Andrey G. Alekseev⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; rmotenko@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University; Moscow, Russia; davletova.rr@yandex.ru

³ NIIOSP named after N.M. Gershevanov JSC Research Center of Construction, Moscow, Russia; cryoerika@mail.ru

⁴ NIIOSP named after N.M. Gershevanov JSC Research Center of Construction; NRU MGSU, Moscow, Russia; adr-alekseev@yandex.ru

Abstract: The article discusses the results of experimental studies of the content of unfrozen water (W_w) in frozen soils of various granulometric composition with a degree of congestion from 3 to 100% (in increments of 10%). The obtained regularities $W_w = f(t^\circ\text{C})$ are discussed. The role of the organic matter content in the formation of the phase composition of moisture in the temperature range from 0 to -18°C is estimated. Attention is focused on the consideration of the regularities of humidity changes due to unfrozen water with a degree of congestion above 50%, when soils according to GOST 25100-2020 are referred to peat. The regularities of the change in W_w from the degree of congestion at fixed temperatures are given.

Keywords: frozen soils; unfrozen water; organic matter content; congestion

For citation: Motenko R.G., Davletova R.R., Grechishcheva E.S., Alekseev A.G. Experimental evaluation of the effect of congestion on the phase composition of water in frozen soils of various granulometric composition. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 116–122. (In Russ.).

Введение. В настоящее время активно происходит хозяйственное освоение территорий, занятых многолетнемерзлыми и сезонномерзлыми породами, связанное со строительством и разработкой месторождений полезных ископаемых, поэтому вопрос об

изучения фазового состава влаги в мерзлых грунтах является актуальным.

На территории России расположено более 75% болот земного шара, половина их приурочена к районам с многолетнемерзлыми грунтами: забо-

Таблица 1

Классификация грунтов по относительному содержанию органического вещества [ГОСТ 25100-2020]

Разновидность грунтов	Относительное содержание органического вещества I_r , доли единицы	
	пески	глинистые грунты
С примесью органического вещества (с примесью растительных остатков)	$0,03 \leq I_r \leq 0,10$	$0,05 \leq I_r \leq 0,10$
Органоминеральные: – с низким содержанием органического вещества (слабозаторфованные) – со средним содержанием органического вещества (среднезаторфованные) – с высоким содержанием органического вещества (сильнозаторфованные)	$0,10 < I_r \leq 0,25$ $0,25 < I_r \leq 0,40$ $0,40 < I_r \leq 0,50$	
Органические (торф)	$I_r \geq 0,50$	

лоченность тундровой зоны составляет около 70%, лесной — 30%. Большая часть этой площади занята торфами мощностью более 0,5 м. Встречаются также минеральные грунты с содержанием растительных остатков и погребенные торфяники.

В строительной практике часто отказываются от использования торфяных грунтов в качестве оснований. Такой отказ не всегда целесообразен и возможен в условиях интенсивного освоения северных регионов [Роман, 1987].

Торф — своеобразная геологически молодая, не прошедшая стадии диагенеза горная порода, образующаяся в результате отмирания и разложения болотной растительности в условиях избыточного увлажнения и недостаточного доступа кислорода [Грунтоведение, 2005], а по ГОСТу 25100-2020: *торф (торфяной грунт)* — органический грунт болотного, озерного или аллювиально-болотного генезиса, содержащий в своем составе по массе 50% и более органического вещества, представленного преимущественно растительными остатками. Необходимо также дать определение *заторфованного грунта* — песчаный или глинистый грунт, содержащий в своем составе от 3% (для песка) и от 5% (для глинистого грунта) до 50% (по массе) торфа [ГОСТ 23740-2016].

Характеристикой содержания торфа в грунте служит *относительное содержание органического вещества (степень заторфованности (I_r))* — отношение массы органического вещества в образце абсолютно сухого грунта к массе грунта.

По относительному содержанию органического вещества (степени заторфованности) грунты по ГОСТ 25100-2020 подразделяют на несколько разновидностей (см. табл. 1).

Изучением фазового состава влаги мерзлых торфосодержащих грунтов занимались многие исследователи: Д.М. Алексютина, С.Л. Вотяков, Р.И. Гаврильев, П.Н. Давидовский, Г.П. Бровка, С.В. Елисеев, А.В. Конюхов, Р.Г. Мотенко, Л.Т. Роман, В.Г. Чеверев, Е.М. Чувилин и другие. Рассматривались природные грунты с естественной заторфованностью и модельные грунты, приготовленные с добавлением органического вещества [Алексютина, Мотенко, 2016; Гаврильев, 1970; Давлетова, Мотенко, 2022; Мотенко, Давлетова, 2022; Роман, 2002; Роман, 1987; Фазовый..., 1979 и др.]. Были выявлены некоторые закономерности, например, увеличение содержания незамерзшей воды с увеличением степени заторфованности, однако практически отсутствуют исследования грунтов с содержанием органического вещества в диапазоне от 0,5 до 1,0 и анализ зависимостей содержания незамерзшей воды от заторфованности при фиксированных температурах.

Объект исследования. Объектом исследования являются грунты разного гранулометрического состава — песок мелкий однородный; суглинок легкий, пылеватый; каолинистая глина легкая, пылеватая и слаборазложившийся верховой торф (в дальнейшем мы будем называть его «чистый» торф). Исследованные грунты использовались в качестве модельных, их состав и характеристики представлены в табл. 2 и 3.

Для оценки влияния заторфованности на W_w были подготовлены образцы грунта следующим образом: к навеске сухого грунта добавляли слаборазложившийся отмытый дистиллированной водой торф. Его количество задавалось в зависимости от заданной степени заторфованности (I_r) от 0,0 до 0,9, с шагом 0,1.

Методика исследования. Среди применяющихся в настоящее время методов для определения влажности за счет незамерзшей воды [Исаев и др., 2021; Chuvilin, et al., 2022] была выбрана комбинация контактного метода [ГОСТ 59537-2021] и криоскопического метода в цикле оттаивания [Ершов и др., 1997, Мотенко, 1997; Методы..., 2004].

Криоскопический метод основан на выделении скрытой теплоты кристаллизации (или же поглощении теплоты плавления) и понижении температуры замерзания (плавления) воды в порах грунта. Использование криоскопического метода для исследования фазового состава влаги в грунте обосновано тем, что содержание незамерзшей воды в мерзлом грунте при температуре t_0 равно той влажности грунта, при которой температура его замерзания или оттаивания будет равна t_0 [Чистотинов, 1973; Методы..., 2004]. Необходимо отметить, что одним из основных источников погрешности определения температуры начала замерзания влажных грунтов является переохлаждение. Более точные результаты дает метод, построенный на снятии кривых нагревания, который получил название: метод «конца

Таблица 2

Гранулометрический состав исследованных грунтов

№	Содержание частиц, %										Наименование грунта по ГОСТ 25100-2020	Место отбора	
	> 10 мм	10–5 мм	5–2 мм	2–1 мм	1–0,5 мм	0,5–0,25 мм	0,25–0,10 мм	0,10–0,05 мм	0,05–0,01 мм	0,01–0,002 мм			< 0,002 мм
1						7,1	78,0	13,0	0,0	1,9	0,0	Песок мелкий однородный	Московская область, Люберецкий район
2					4,4	7,3	16,0	10,5	31,8	17,4	12,6	Суглинок пылеватый, легкий	г. Дудинка
3							0,4	1,1	32,0	38,2	28,3	Глина пылеватая, легкая	Челябинская область (поселок Каолиновый)

Таблица 3

Характеристики исследованных грунтов

№	Гигроскопическая влажность, %	Плотность частиц грунта, г/см ³	Влажность на границе текучести, %	Влажность на границе раскатывания, %	Число пластичности	Относительное содержание органического вещества, %
1	0,1	2,67				0,0
2	1,9	2,61	28,2	17,4	10,8	0,2
3	0,0	2,58	53,3	34,5	18,8	0,0

плавления» [Сергеев, Батюк, 1978]. В эксперименте определяется температура окончания оттаивания.

Приготавливалась грунтовая паста из заторфованных грунтов и воды в необходимом соотношении, которая закладывалась и уплотнялась в цилиндрические формы диаметром 3–4 см и высотой 4–6 см. В геометрический центр образца устанавливалась хромель-копелевая термопара. Образцы выдерживались в течение суток для равномерного распределения влажности, а затем промораживались при температуре –10°С. Исследования проводились в цикле оттаивания, в воздушной среде при комнатной температуре. После эксперимента образцы разделялись на две части и устанавливалась их влажность весовым методом путем высушивания их в сушильном шкафу при температуре 105 °С.

В опытах применялась модифицированная методика определения температуры начала замерзания (оттаивания) с применением прецизионных измерителей температур ПИТ-1 и ПИТ-2. Для записи изменения температуры образца во времени использовались хромель-копелевые термопары, свободные концы которых термостатировались при 0 °С (рис. 1). Полученные значения регистрировались и обрабатывались с помощью программного обеспечения для этих приборов (COM Thermo Reliase 20.9.21.0) [Мотенко, Давлетова, 2022; Давлетова, Мотенко, 2022].

Контактный метод основан на принципе динамического равновесия между льдом, незамерзшей водой и газом (принцип Н.А. Цытовича) [Мето-

ды..., 2004]. Для глинистых грунтов из влажной грунтовой пасты подготовлены пластинки, которые высушивались при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния. Параллельно с этим были подготовлены пластинки льда. При температуре ниже температуры опытов собирались слоистые кассеты, которые включали два грунтовых образца-близнеца и три ледяные пластины. Собранные кассеты герметизировались и помещались в морозильные камеры с предварительно установленными

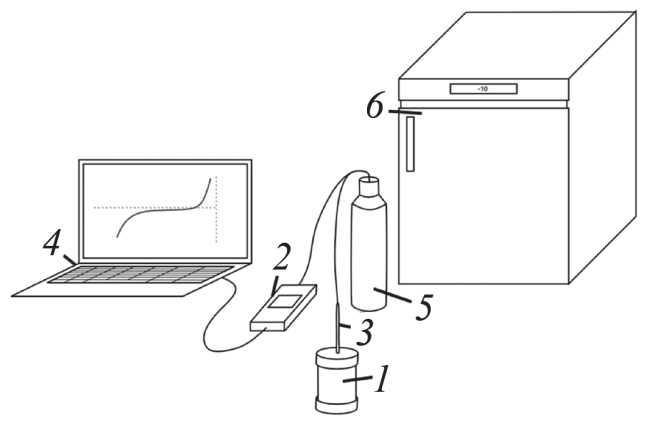


Рис. 1. Схема экспериментальной установки по определению температуры начала замерзания (оттаивания) грунтов: 1 — образец, 2 — прецизионный измеритель температур ПИТ-1, 3 — хромель — копелевая термопара, 4 — компьютер с программным обеспечением, 5 — сосуд Дьюара (термос), 6 — холодильник

температурами в диапазоне от -1 до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (в проведенном исследовании значения температур опытов составили: -1 ; $-1,6$; $-4,6$; $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$). Через 7–10 дней (после наступления равновесия) пластинки вынимались и весовым методом определялась влажность, равная значению W_w при температуре опыта. Для песчаных грунтов использовалась другая методика [Давлетова, Мотенко, 2022]. Образцы сухого песка закладывались в металлический бокс между двумя ледяными пластинами. Готовились по два идентичных образца, и они также помещались в морозильные камеры при заданных значениях температуры.

Результаты исследования и их обсуждение.

Экспериментальные исследования незамерзшей воды в мерзлых грунтах разного гранулометрического состава проводились при содержании в них органического вещества (I_r) от 0 до 100%. Получены классические зависимости влажности за счет незамерзшей воды от температуры для песчаных (рис. 2, а) и глинистых грунтов (суглинка и каолини-товой глины) (рис. 2, б, в). Самые высокие значения W_w получены для «чистого» торфа при $I_r = 100\%$ (кривая № 12)

Для *песчаных грунтов* выявлено явное отличие в характере изменения содержания незамерзшей воды для грунтов со степенью заторфованности от 0 до 50% («заторфованные грунты») и для грунтов с I_r от 50 до 100%, которые в соответствии с ГОСТ 25100-2020 классифицируются как «торф». Для заторфованных песков ($I_r < 50\%$) изменение содержания незамерзшей воды происходит в области интенсивных фазовых переходов и переходной области, а в области вымерзания прочносвязанной воды изменения не происходят. Причем граница вымерзания прочносвязанной воды смещается от -1 до $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ с увеличением степени заторфованности от 3 до 40%. Для торфов ($I_r > 50\%$) изменение количества незамерзшей воды происходит во всем исследованном диапазоне температур, причем с понижением температуры от -2 до $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ уменьшение W_w составляет $\sim 20\%$.

Для *глинистых грунтов* изменение содержания незамерзшей воды происходит во всем исследованном диапазоне температур и заторфованности. Причем изменения в этих диапазонах менее выражены, чем у песка. Можно отметить, что граница вымерзания прочносвязанной воды для суглинка и каолини-товой глины располагается при температурах $-4\ldots -5\text{ }^{\circ}\text{C}$, причем в этой области с понижением температуры ниже $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ изменение содержания W_w составляет приблизительно 30%.

На графиках четко видно, что содержание незамерзшей воды у всех грунтов с $I_r = 50\text{--}100\%$, которые относятся к торфу (табл. 1), не одинаково и увеличивается с ростом заторфованности. Так, например при температуре $-4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ при $I_r = 50\%$ для песка содержание незамерзшей воды составляет 12%, для суглинка — 13,5%, и для каолини-товой

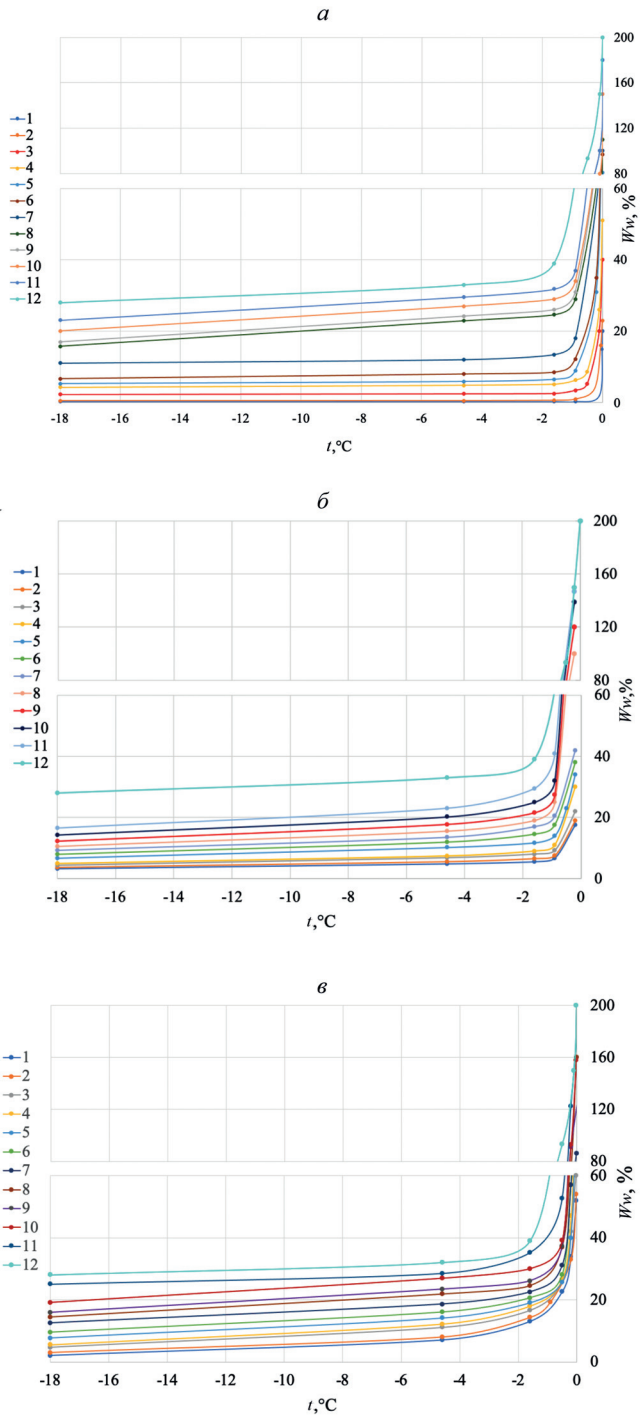


Рис. 2. Зависимости содержания незамерзшей (W_w) воды от температуры (t) для песка (а), суглинка (б) и каолини-товой глины (в) с относительным содержанием органического вещества (I_r , д.ед.): 1 — 0; 2 — 0,03 (для песка) и 0,05 (для глинистых грунтов); 3 — 0,1; 4 — 0,2; 5 — 0,3; 6 — 0,4; 7 — 0,5; 8 — 0,6; 9 — 0,7; 10 — 0,8; 11 — 0,9; 12 — 1,0

глины 18%. Для «чистого» торфа — 33%. Значения различаются в 2–3 раза и для песчаных грунтов они выше.

При рассмотрении суглинистых грунтов выявлено, что зависимость $W_w = f(t^{\circ}\text{C})$ для «чистого» торфа располагается существенно выше, чем кривые для грунтов при I_r от 10 до 90%. Для каолини-товой

глины (рис. 2, в) различие между зависимостями менее выражено, и к «чистому» торфу приближаются данные для торфа с $I_r=90\%$ (кривые 12 и 11, соответственно). Для песка (рис. 2, а), как отмечалось выше, сформировались две группы зависимостей: при I_r от 0 до 50% (заторфованные грунты) и от 50 до 100 (торф).

Полученные закономерности были проанализированы для заторфованных грунтов при изменении I_r от 0 до 0,5. Рассмотрим полученные данные при фиксированных температурах эксперимента (–0,9; –1,6; –4,6; –10 и –18 °С) (рис. 3). В результате анализа полученных зависимостей выявлено, что при увеличении степени заторфованности от 0 до 50 количество незамерзшей воды для всех заторфованных грунтов пропорционально увеличивается. При всех температурах содержание незамерзшей воды у незаторфованных грунтов ($I_r=0$) увеличивается в ряду песок — суглинок — каолинистая глина, что связано с особенностями формирования фазового состава влаги в грунтах различного гранулометрического состава.

Закономерности изменения содержания незамерзшей воды от степени заторфованности в диапазоне I_r от 0 до 0,5 были аппроксимированы линейной функцией (рис. 3). Величина достоверности аппроксимации при всех температурах близка к 1.

Результаты по определению содержания незамерзшей воды сопоставлены для всех исследованных грунтов во всем изученном диапазоне заторфованности от 0 до 1 при фиксированных значениях температуры экспериментов.

На рис. 4 представлены данные, полученные при температуре –4,6 °С. Видно, что пропорциональная зависимость влажности за счет незамерзшей воды от заторфованности наблюдается для песка при изменении степени заторфованности I_r от 0 до 50%, у суглинка — от 0 до 80% и у каолинистой глины от 0 до 90%. Отметим, что данные для песка при $I_r > 50\%$ совпадают с данными для каолинистой глины. При $I_r=100\%$ («чистый» торф) количество незамерзшей воды при –4,6 °С составляет 33%.

Выводы. Проведены экспериментальные исследования содержания незамерзшей воды в грунтах различного гранулометрического состава с заданными значениями степени заторфованности от 0 до 1, проведено 274 опыта и получено 34 зависимости количества незамерзшей воды от температуры:

1) характер изменения температурных зависимостей различен у песчаных и глинистых грунтов. Для песчаных грунтов — грунт со степенью заторфованности 50% отчетливо разграничивает заторфо-

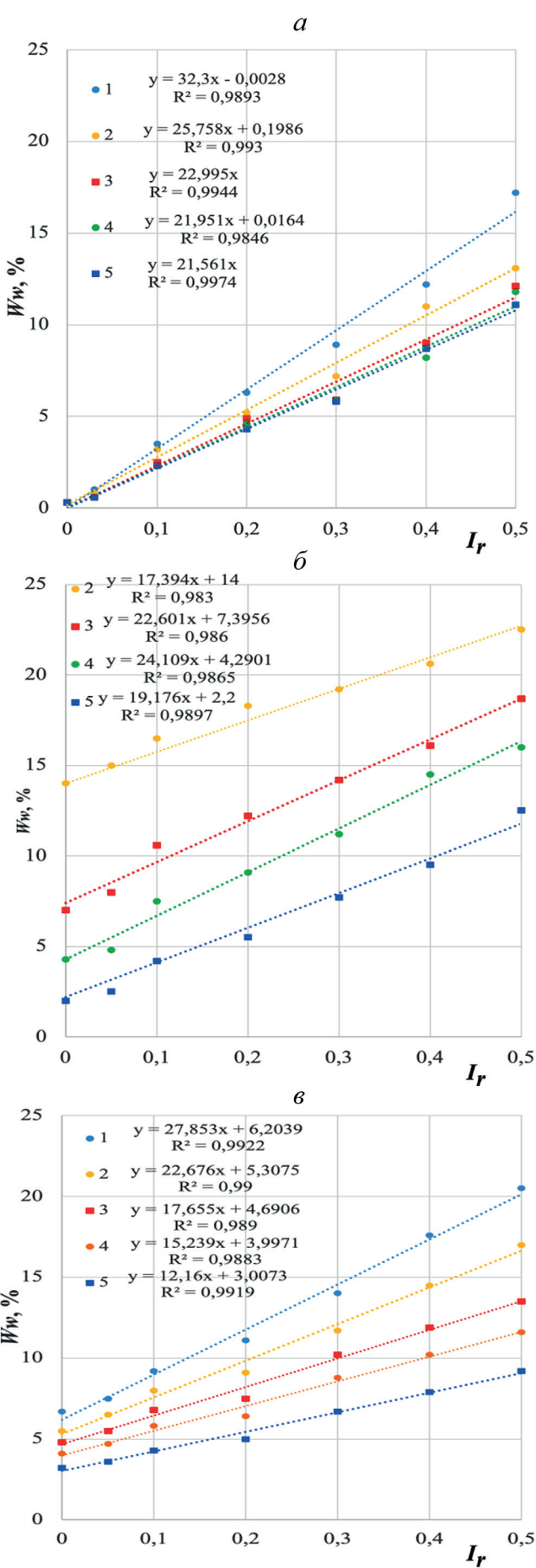


Рис. 3. Зависимости содержания незамерзшей воды (W_w) от относительного содержания органического вещества (I_r , д.ед.) для песка (а), суглинка (б) и каолинистой глины (в) при разных значениях температуры экспериментов: 1 — –0,9 °С; 2 — –1,6 °С; 3 — –4,6 °С; 4 — –10 °С; 5 — –18 °С

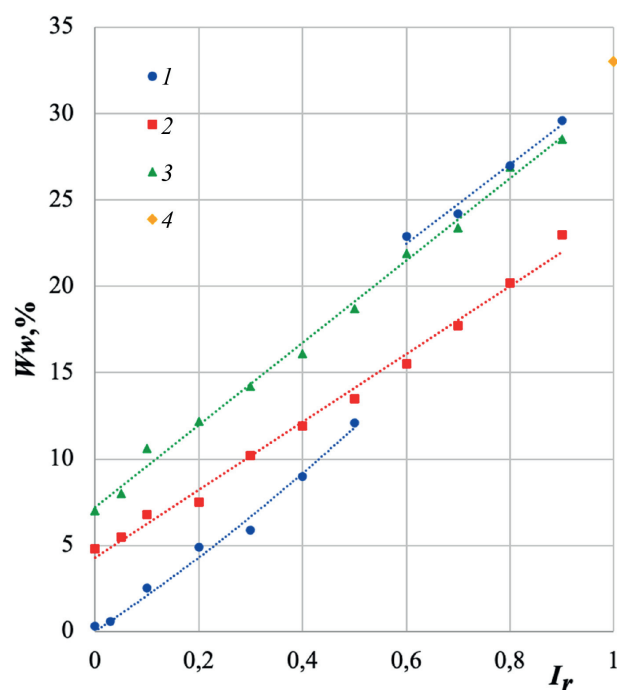


Рис. 4. Зависимости изменения содержания незамерзшей воды (W_w) при температуре $-4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ от относительного содержания органического вещества (I_r , д.ед.) в грунтах разного гранулометрического и органо-минерального состава: 1 — песок, 2 — суглинок, 3 — каолинистая глина, 4 — «чистый» торф

ванные грунты и торф, в то время как для глинистых грунтов это различие проявляется у грунтов со степенью заторфованности до 80% для каолинистой глины и до 90% для суглинка;

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г. Оценка влияния засоления и содержания органического вещества в мерзлых породах на западном побережье Байдарацкой губы, их теплофизические свойства и фазовый состав влаги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 59–63.
2. Гаврильев Р.И., Елисеев С.В. Тепловые свойства торфа // Методы определения тепловых свойств горных пород. М.: Наука, 1970. 175 с.
3. ГОСТ 23740-2016. Методы определения содержания органических веществ.
4. ГОСТ 25100-2020. Грунты. Классификация.
5. ГОСТ Р 59537-2021. Грунты. Методы лабораторного определения влажности за счет незамерзшей воды.
6. Грунтоведение. Классический университетский учебник / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2005. 2024 с.
7. Давлетова Р.Р., Мотенко Р.Г. Экспериментальная оценка влияния содержания органического вещества на количество незамерзшей воды в мерзлых песках // Материалы четвертой Общероссийской научно-практической конференции молодых специалистов «Инженерные изыскания в строительстве». М.: ООО «Геомаркетинг», 2022. С. 81–88.
8. Ершов Э.Д., Мотенко Р.Г., Комаров И.А. Экспериментальные исследования теплофизических свойств

2) изменение содержания незамерзшей воды с понижением температуры происходит во всем исследуемом диапазоне температур у всех грунтов, кроме песков при заторфованности от 0 до 50%;

3) количество незамерзшей воды у грунтов, которые относятся к торфу по ГОСТ 25100-2020 ($I_r = 50\text{--}90\%$) и «чистого» торфа ($I_r = 100\%$) различается в 2–3 раза, а для песчаных отличие еще больше;

4) анализ зависимостей содержания незамерзшей воды при выбранной температуре выявил, что содержание незамерзшей воды для всех заторфованных грунтов увеличивается пропорционально степени заторфованности в диапазоне изменения I_r от 0 до 50%; дальнейшее увеличение содержания органического вещества приводит к изменениям в закономерностях формирования W_w , различным для грунтов разного состава и зависимость становится нелинейной;

5) аппроксимация зависимостей содержания незамерзшей воды от степени заторфованности позволяет получить достаточно простые математические уравнения с высокой величиной достоверности, которые могут быть рекомендованы для практического использования;

6) при изменении содержания органического вещества формирование фазового состава воды в мерзлых грунтах различного гранулометрического и минерального состава связано с изменениями в удельной поверхности грунтов, гранулометрическом составе и с закономерностями формирования разных категорий связанной воды в грунтах различной дисперсности.

и фазового состава влаги мерзлых засоленных грунтов // Геоэкология. 1999. № 3. С. 232–242.

9. Исаев О.Н., Шарафутдинов Р.Ф., Гречищева Э.С. и др. Разработка рекомендаций по выполнению инженерно-геологических изысканий в Арктической зоне // Вестник НИЦ Строительство. 2021. С. 58–75.

10. Методы геокриологических исследований / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 2004. 512 с.

11. Мотенко Р.Г. Теплофизические свойства и фазовый состав влаги мерзлых засоленных дисперсных пород: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. н. М.: Наука, 1997. 26 с.

12. Мотенко Р.Г., Давлетова Р.Р. Экспериментальная оценка влияния содержания органического вещества на фазовый состав воды в мерзлых глинистых грунтах // Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России Мониторинг в криолитозоне с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов. М.: КДУ, Добросвет, 2022. С. 995–1000.

13. Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2002. 426 с.

14. Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. Новосибирск: Наука, 1987. 224 с.

15. Сергеев Г.Б., Батюк В.А. Криохимия. М.: Химия, 1978. 296 с.

16. Фазовый состав влаги в мерзлых породах / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 192 с.

17. Чистотинов Л.В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах. М.: Наука, 1973. 144 с.

18. Chuvilin E.M., Bukhanov B.B., Mukhametdinova A.Z., et al. Freezing point and unfrozen water contents of permafrost soils: estimation by the water potential method // Cold regions science and technology. 2022. № 196. 103488.

Статья поступила в редакцию 04.04.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 550.834.05

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-123-129

СТРОЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА ПЕТРОЗАВОДСКОЙ ГУБЫ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИКИ

Александра Константиновна Миринец¹✉, Александр Евменьевич Рыбалко², Михаил Игоревич Алёшин³, Дмитрий Александрович Субетто⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alexandra.mirinets@gmail.com ✉

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; Институт водных проблем Севера КНЦ РАН, Петрозаводск, Россия; alek-rybalko@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; maan@ifz.ru

⁴ Российский государственный педагогический университет имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия; Институт водных проблем Севера КНЦ РАН, Петрозаводск, Россия; subetto@mail.ru

Аннотация. Приведены результаты сейсмоакустических работ, выполненных в Петрозаводской губе Онежского озера, целью которых было изучение верхней части геологического разреза акватории. Сейсмоакустические работы были представлены методом отраженных волн в модификации — сейсморазведка сверхвысокого разрешения. На камеральном этапе данные были обработаны и проинтерпретированы. Удалось выделить пять сейсмокомплексов и увязать их с имеющейся информацией о геологическом строении озера. Итогом работы стало построение карт по всем выделенным пяти отражающим горизонтам, которые охватывают всю Петрозаводскую губу. Удалось оценить распространенность и мощность отложений, отвечающих каждому комплексу.

Ключевые слова: Онежское озеро, четвертичные отложения, сейсморазведка сверхвысокого разрешения, ССВР, сейсмостратиграфический анализ, газ в донных отложениях, покмарки

Для цитирования: Миринец А.К., Рыбалко А.Е., Алёшин М.И., Субетто Д.А. Строение четвертичного покрова Петрозаводской губы Онежского озера по данным сейсмоакустики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 123–129.

THE STRUCTURE OF THE QUATERNARY SHEET IN THE PETROZAVODSK BAY OF LAKE ONEGA ACCORDING TO SEISMOACOUSTICS

Aleksandra K. Mirinets¹✉, Aleksandr E. Rybalko², Mikhail I. Aleshin³, Dmitriy A. Subetto⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alexandra.mirinets@gmail.com ✉

² St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia; Northern Water Problems Institute KRC, Petrozavodsk, Russia; alek-rybalko@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; maan@ifz.ru

⁴ Herzen University, St. Petersburg, Russia; Northern Water Problems Institute KRC, Petrozavodsk, Russia; subetto@mail.ru

Abstract. We present the results of seismoacoustic works carried out in the Petrozavodsk Bay of Lake Onega, the goal was to study a near-surface geological section. Seismoacoustic investigations were presented by the reflection method in a modification ultra-high resolution seismic survey. During the office work, the data were processed and interpreted, in which five seismic complexes were identified and correlated with the information about the lake structure. The result of the work was the maps construction of all five identified reflecting horizons covering all Petrozavodsk Bay. It was possible to estimate the sediments abundance and thickness corresponding to each complex.

Keywords: Lake Onega, Quaternary sediments, very high resolution seismic survey, VHR, seismic stratigraphy analysis, gas in bottom sediments, pockmarks

For citation: Mirinets A.K., Rybalko A.E., Aleshin M.I., Subetto D.A. The structure if the Quaternary sheet in the Petrozavodsk Bay of Lake Onega according to seismoacoustics. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 123–129. (In Russ.).

Введение. Онежское озеро в большей части расположено в Республике Карелия и является вторым по величине пресноводным водоемом Европы. Изучение озера началось около 60-ти лет назад, когда были выполнены первые исследования при помощи гравитационных трубок. Глубинность таких исследований составляла не более 2,5 м [Subetto et al., 2020]. При участии Московского государствен-

ного университета имени М.В. Ломоносова, Санкт-Петербургского государственного университета и Института водных проблем Севера РАН в 2016–2019 гг. были выполнены совместные геолого-геофизические работы, целью которых было изучить геологическое строение верхней части разреза озера. Изыскания проводились в Петрозаводской губе и в Заонежском заливе.

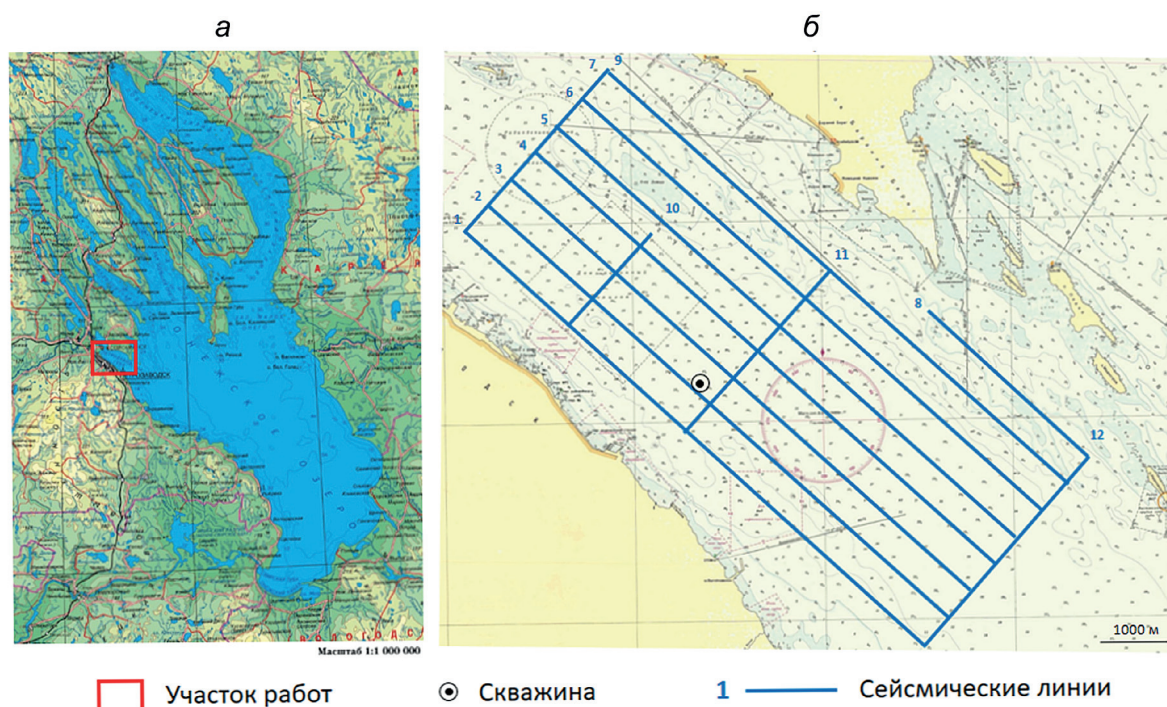


Рис. 1. Физико-географическая карта Онежского озера (а) и обзорная схема района работ в Петрозаводской губе (б)

На данный момент имеется некоторое количество публикаций, посвященных результатам исследований 2016–2019 гг. Так в статье [Aleshin et al., 2019] были проанализированы данные акустического профилирования и гидролокации бокового обзора. В работе [Valieva et al., 2021] описываются результаты геохимических исследований грунта. На основе данных пробоотбора и сейсмоакустики были построены карты четвертичных отложений Онежского озера, что представлено в публикациях [Рыбалко и др., 2020, Беляев и др., 2021]. В работе [Алешин и др., 2021] оцениваются количественные параметры сейсмоакустического разреза и газонасыщенность в верхней части разреза. В статье [Миринец и др., 2022] представлены примеры совместной интерпретации данных сейсморазведки сверхвысокого разрешения (ССВР) и донной электротомографии. В настоящее время вышла из печати монография Субетто Д.А. [Субетто и др., 2022].

В данной статье будут приведены результаты работ, выполненных в Петрозаводской губе сейсморазведкой методом отраженных волн в модификации общей глубинной точки. По частотному диапазону модификация метода соответствует ССВР [СП 504.1325800.2021, 2021].

Петрозаводская губа, рассматриваемая в настоящей работе, представляет собой углубленный в сушу более чем на 19 км северо-западный залив Онежского озера площадью почти 125 км² (рис. 1, а). На юго-западном берегу губы расположена столица республики — г. Петрозаводск [Литвиненко и др., 2013].

Котловина озера находится в тектонической депрессии на стыке Фенноскандинавского кристаллического щита с севера и палеозойских осадочных пород Русской плиты с юга [Филатов, 2010]. Фор-

мирование Онежского озера как крупного приледникового водоема началось около 15 тыс. лет назад в результате таяния ледника, отступающего в северо-западном направлении. В работе [Субетто и др., 2019] были проведены палеогеографические реконструкции уровня озера в позднеледниковье.

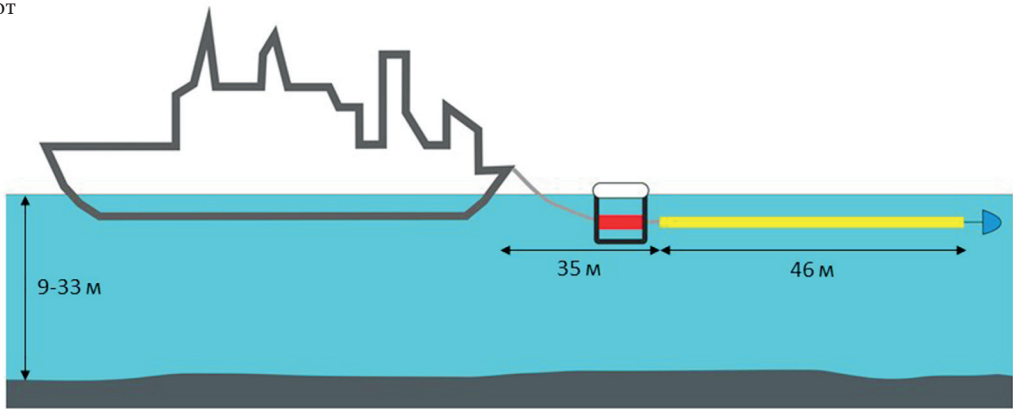
Геологический разрез озера можно разделить на две части: докембрийский фундамент на севере и плитный чехол на юге, которые перекрываются четвертичными отложениями различных генетических типов, распространенных по всей площади озера.

В северной части озера, которая расположена в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита, породы архея — протерозоя перекрываются четвертичными отложениями, образующими практически сплошной с различной мощностью (от первых метров до 100 м) покров рыхлых отложений [Беляев и др., 2021]. К западу от г. Петрозаводска были обнаружены моренные гряды, холмы и озы, некоторые из которых имеют северо-западное простирание. Они перекрыты маломощными слоями ледниково-озерных и озерных отложений.

Подробное описание геологического строения озера будет дано дальше при перечислении сейсмокомплексов, выделенных при интерпретации сейсмических данных.

Материалы и методы исследований. Максимальные глубины озера достигают не более 30–35 м. Для покрытия всей губы были проложены линии, как указано на рис. 1, б. Работы проводились с НИС «Эколог». Сейсморазведочные работы выполнялись методом 2D-ССВР [Токарев, 2016] с приповерхностной буксируемой приемно-излучающей системой (рис. 2).

Рис. 2. Схема выполнения работ



В качестве излучателя был использован электроискровой источник (спаркер). Поскольку вода в Онежском озере ультрапресная (на момент выполнения работ сопротивление воды составляло около 170 Ом·м), спаркер был помещен в контейнер с подсолонной водой. Энергия подавалась на спаркер высоковольтным блоком Applied Acoustics CSP-P. Количество электродов на спаркере — 100, центральная частота сигнала — 600 Гц, интервал возбуждения сигнала — 1 с, энергия — 1000 Дж. Сейсмическая 24-канальная коса SplitMultiSeis с шагом 2 м между гидрофонами буксировалась за судном. Сигнал регистрировался станцией SplitMultiSeis Station 32/24b. GPS-система Trimble R9s использовалась для получения необходимых навигационных данных.

Результаты исследований и их обсуждение.
Сейсмостратиграфический анализ. Полученные данные ССВР были обработаны по графу общей срединной точки в ПО RadExPro. Выгруженные суммированные временные разрезы были использованы для последующей интерпретации. В ПО The Kingdom по волновой картине, амплитудному и частотному составу записи было выделено 5 сейсмокомплексов СК1-СК5 (рис. 3), заключенных между динамически выраженными отражающими горизонтами ОГ0-ОГ4 [Шалаева и др., 2010].

В 2020 г. в Петрозаводской губе было выполнено бурение инженерно-геологической скважины (рис. 4). С опорой на результаты бурения (до 10 м, что соответствует СК1-СК3) и с привлечением дополнительной литературы о геологии района был выполнен сейсмостратиграфический анализ. Результатом анализа стали структурные карты и карты изопахит, построенные по каждому ОГ, а также описание всех выделенных СК.

Сопоставление выделенных сейсмических комплексов с геологическим описанием.

I. СК1: средний и верхний голоцен (IИ2-3). СК1 заключен между ОГ0, поверхностью дна озера и ОГ1 (рис. 5). Комплекс характеризуется акустически прозрачной волновой картиной и представлен толщей с относительно небольшой мощностью (от 0 до 3 м). В основном распространен в юго-западной и центральной частях полигона. Глубина залегания кровли комплекса варьируется в пределах от 9 до 29 м.

Геологическое описание: озерные илы и глины, обогащенные органическим веществом, текучие, серого и зеленовато-серого цветов. Вниз по разрезу более отчетливо прослеживается слоистость осадков, уменьшается их влажность, меняется консистенция: с текучей на текуче-пластичную. Встречаются оксиды марганца.

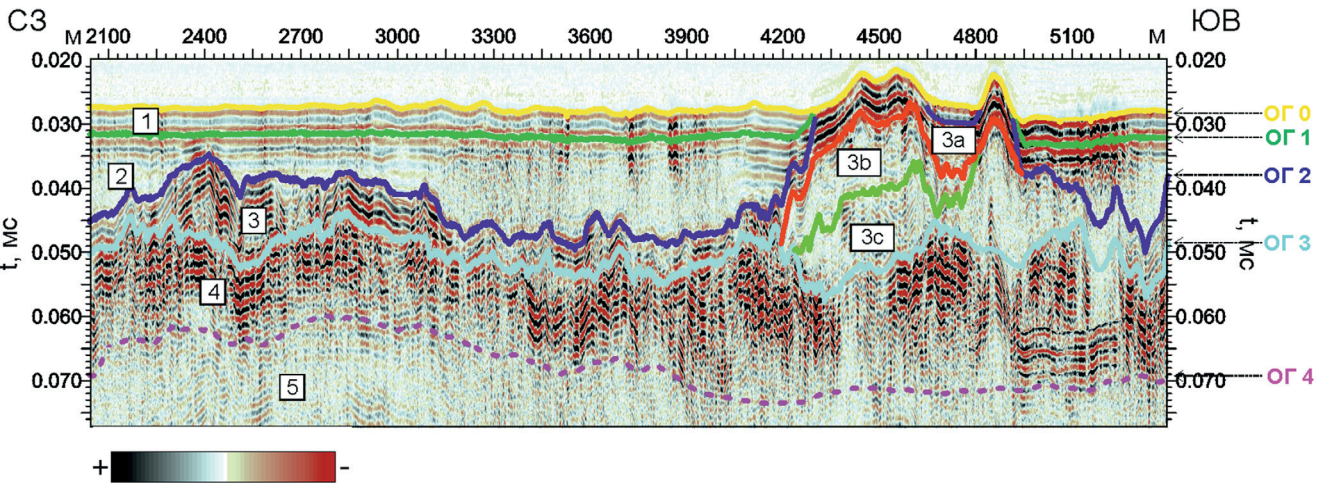


Рис. 3. Временной разрез с выделенными ОГ и СК

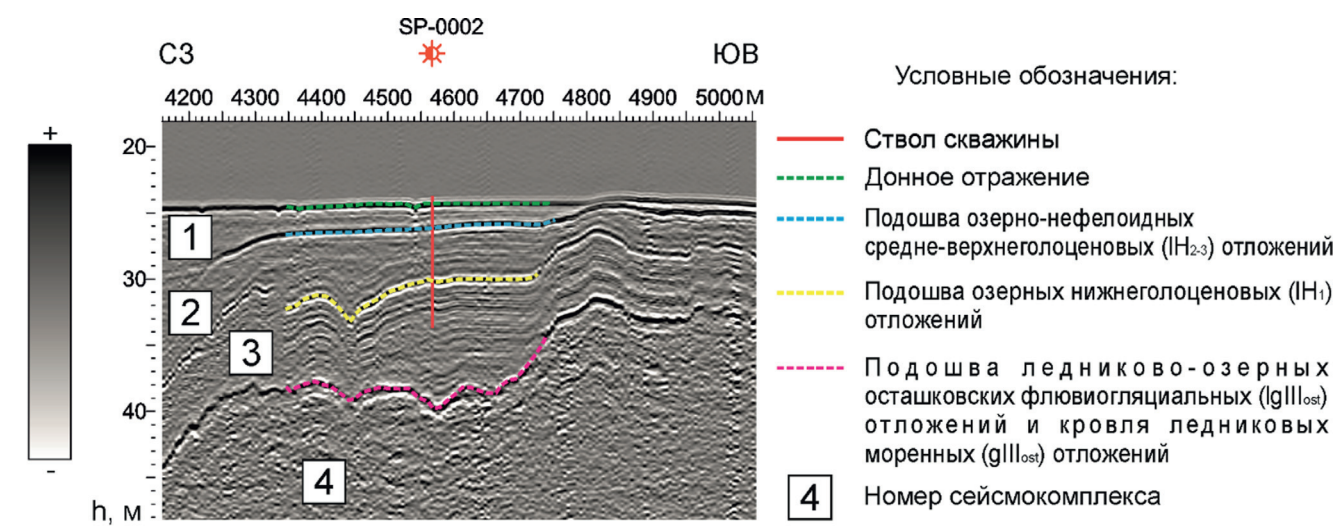


Рис. 4. Сейсмический разрез в области бурения инженерно-геологической скважины

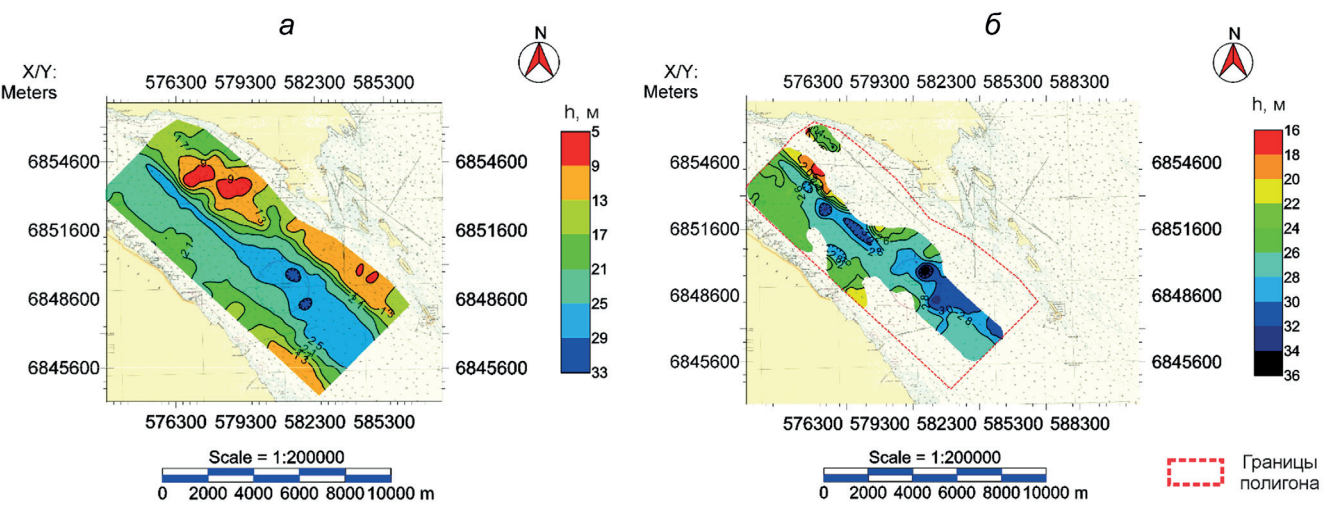


Рис. 5. Структурная карта по поверхности ОГ0: а — шаг изолиний 4 м; б — ОГ1 (подошва СК1), шаг изолиний 2 м

II. СК2: нижний голоцен (IH). СК2 ограничен в подошве ОГ2 (рис. 6, а), который является динамически выраженным рефлексом и имеет выдержанное простирание по положительной фазе. СК2 характеризуется полупрозрачной волновой картиной со слабо проявленной волнистой слоистостью. Местами в СК1 и СК2 наблюдается хаотическая волновая картина и потеря корреляции осей синфазности. Выделяются высокоамплитудные аномалии с обратной полярностью типа «яркое пятно», вызванные возрастанием коэффициента отражения. Глубина залегания кровли комплекса варьируется от 12 до 32 м. Мощность комплекса изменяется от первых метров до 28 м в северо-западной части площадки (рис. 6, б).

Геологическое описание: ледниково-озерные микрослоистые глины серого и буровато-серого цветов, более уплотненные по сравнению с осадками вышележащего комплекса. Встречаются признаки газопроявления.

III. СК3: поздний неоплейстоцен, ошашковский (lgIIIost) горизонт, Валдайское оледенение. СК3

ограничен в подошве ОГ3 (рис. 7), который также является динамически выраженным рефлексом и имеет практически выдержанное простирание по положительной фазе. СК3 характеризуется ярко выраженной волновой картиной с четкими параллельными осями синфазности средней и низкой амплитуды.

В СК3 наблюдается изменчивость интенсивности отражений по латерали. Например, на рис. 3 видно, что в ЮВ части профиля существенно изменяется амплитуда отраженных волн и конфигурация осей синфазности, поэтому СК3 можно разделить на три подкомплекса: СК3а, СК3б, СК3с. СК3а соответствует параллельно слоистый тип записи с хорошо прослеживаемыми осями синфазности средней амплитуды. СК3б имеет волновую картину со слабо проявленной волнистой слоистостью и низкой амплитудой. СК3с обладает схожей волновой картиной с СК3б, но с хорошо прослеживаемыми осями синфазности и средней амплитудой записи. Подобная латеральная изменчивость для СК3 встречается только в юго-западной части полигона

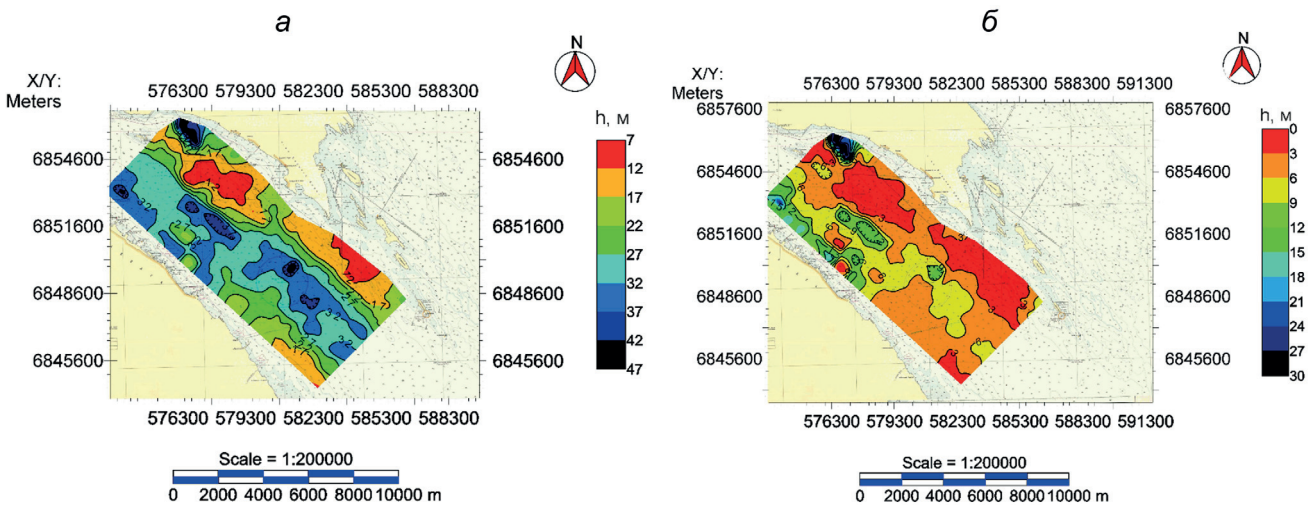


Рис. 6. а — структурная карта по поверхности ОГ2 (подшва СК2), шаг изолиний 5 м; б — Карта изопакит отложений СК1-2, шаг изолиний 3 м

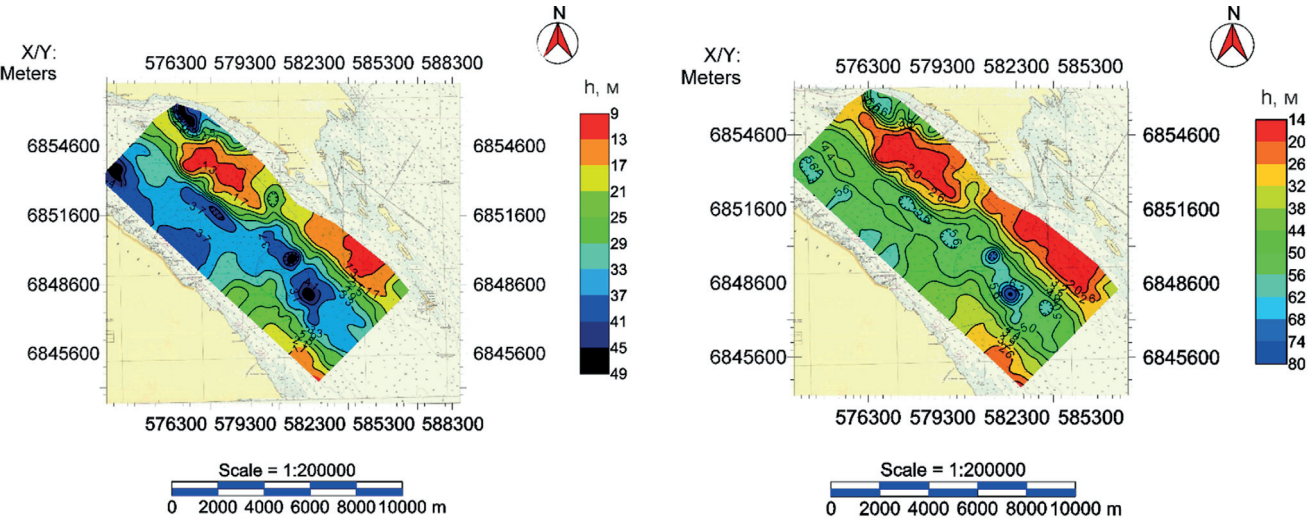


Рис. 7. Структурная карта по поверхности ОГ3 (подшва СК3). Шаг изолиний 4 м

Рис. 8. Структурная карта по поверхности ОГ4 (подшва СК4 и кровля СК5). Шаг изолиний 6 м

и протяженность области составляет не более 1 км в юго-восточном направлении. Глубина залегания кровли комплекса варьируется от 13 до 45 м. Мощность комплекса изменяется от первых метров до 20 м в юго-западной части площадки.

Геологическое описание: ледниково-озерные глины, которые переслаиваются с песчаными алевритами, песками, супесями с различным содержанием мелкой дресвы (2–10 мм) кристаллических пород.

IV. СК4: поздний неоплейстоцен, ошайковский (*IgIIIost*) горизонт, Валдайское оледенение. СК4 ограничен в подошве ОГ4 (рис. 8), который не является хорошо выраженным динамически рефлексом. СК3 и СК4 имеют схожий тип волновой картины — параллельно слоистый с хорошо прослеживаемыми осями синфазности. Волновая картина характеризуется наличием высокоамплитудных параллельно слоистых осей синфазности. Глубина залегания кровли комплекса варьируется от 15 до 74 м. Мощность комплекса изменяется от первых метров до 22 м в центральной части площадки. Карта изопакит для СК1-СК4 представлена на рис. 9.

Геологическое описание: моренные отложения, представленные неправильным чередованием глин, суглинков, песков и супесей с различным содержанием крупного валунного материала (>10 мм).

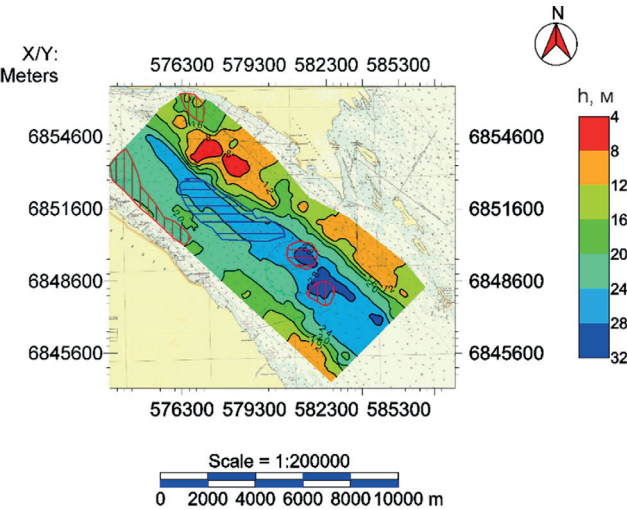


Рис. 9. Карта изопакит отложений СК1-4. Шаг изолиний 4 м

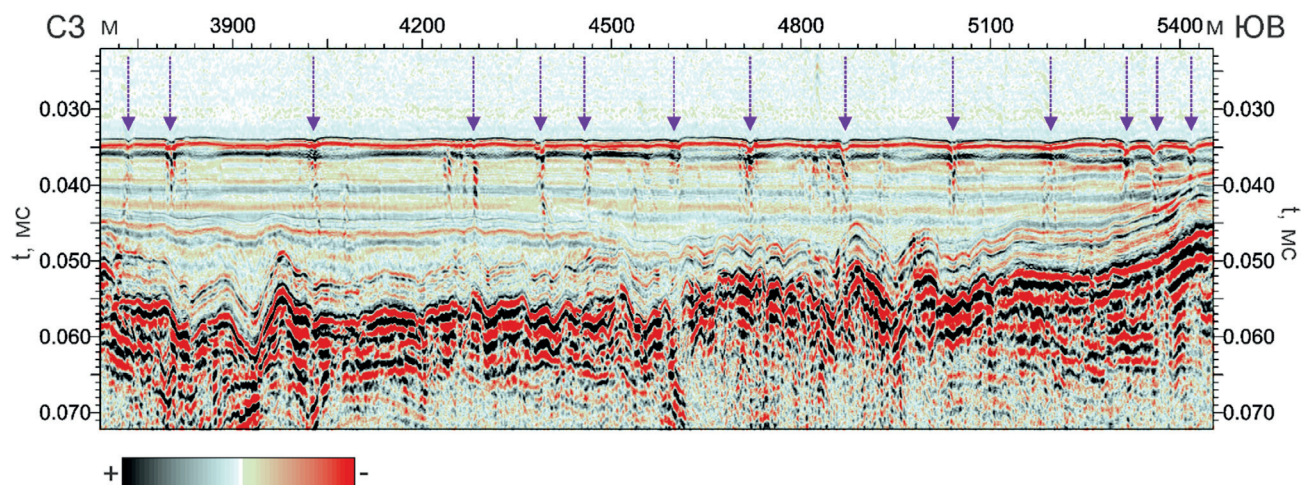


Рис. 10. Сейсмический профиль. Стрелками обозначены покмарки

V. СК5: нижний протерозой (PR1). СК5 ограничен в кровле ОГ4 (рис. 8). СК5 является акустическим фундаментом, кровля которого (ОГ4) имеет неровный характер и является самой нижней из всех отражающих горизонтов. Комплекс характеризуется хаотической волновой картиной и отличается от вышележащей толщи значительным уменьшением амплитуды отраженной волны. Глубина залегания подошвы комплекса варьируется от 15 до 74 м.

Геологическое описание: кристаллический фундамент, состоящий из интенсивно метаморфизованных шокшинских кварцитов.

Области с повышенным содержанием газа в верхней части разреза. Как было отмечено выше, в СК1-СК2 встречаются аномалии типа «яркое пятно», данные области выделены красным штрихом на рис. 9 и связаны с наличием свободного газа в верхней части разреза. Можно заметить, что данные участки приурочены к понижениям в рельефе и местам увеличения мощности грунта.

Также были обнаружены области разгрузки газа или кратерообразные понижения в рельефе дна (рис. 10), которые в литературе называются покмарками [Алёшин и др., 2018]. Область распространения покмарок обозначена синим штрихом на рис. 9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алёшин М.И., Видищева О.Н., Валиева Э.И. и др. Четвертичные отложения открытой части Онежского озера и Заонежского залива // Геофизические исследования. 2021. Т. 22, № 3. С. 35–52.
2. Алёшин М.И., Миронюк С.Г., Рыбалко А.Е. и др. Первые итоги изучения покмарок Онежского озера // Процессы в геосредах. 2018. Т. 1. № 14. С. 732–740.
3. Беляев П.Ю., Рыбалко А.Е., Субетто Д.А. и др. Четвертичные отложения и рельеф Онежского озера // Географический вестник. 2021. № 1(56). С. 6–16.
4. Литвиненко А.В., Регеранд Т.И. Водные объекты города Петрозаводска: Учебное пособие. Петрозаводск: Изд-во Карельский научный центр РАН, 2013. 109 с.
5. Миринец А.К., Бобачев А.А., Рыбалко А.Е. Исследования донных отложений Онежского озера методами

Выводы. Настоящая статья представляет результаты интерпретации данных ССВР, полученных в Петрозаводской губе Онежского озера. В соответствии с обозначенной во введении целью была выполнена камеральная обработка и интерпретация сейсмических данных. На временных разрезах было выделено 5 ОГ и 5 СК, различающихся по типу волновой картины. Построены структурные карты основных ОГ и карты изопакит соответствующим им СК, которые покрывают всю Петрозаводскую губу. Далее выделенные СК были сопоставлены с геологическим описанием по результатам бурения и с привлечением литературных источников.

Благодарности. Авторы выражают благодарность научной компании ООО «Сплит» и Токареву Михаилу Юрьевичу за организацию и проведение полевых работ на Онежском озере и за предоставленные данные и Карельскому научному центру РАН за предоставление судна «Эколог».

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-05-00303) и Российского научного фонда (грант № 18-17-00176).

сейсморазведки и электроразведки // Наука и технологические разработки. 2022. Т. 101, № 2. С. 5–21.

6. Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Субетто Д.А. и др. Карта четвертичных отложений Онежского озера: результаты комплексных геолого-геофизических работ в 2016–2019 гг. // Труды IX Междунар. науч.-практ. конф. «Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)». Т. III: [сборник]. Тверь: ПолиПРЕСС, 2020. 517 с.

7. СП 504.1325800.2021. Инженерные изыскания для строительства на континентальном шельфе. Общие требования. М.: Минстрой России, 2021. 168 с.

8. Субетто Д.А., Потахин М.С., Зобков М.Б. и др. Развитие Онежского озера в позднеледниковые по результатам ГИС-моделирования // Геоморфология. 2019. № 3. С. 83–90.

9. Субетто Д.А., Белкина Н.А., Страховенко В.Д. и др. Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям [коллективная монография]. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022, 333.

10. Токарев М.Ю. Разработка технологии многоканальных сейсмоакустических исследований с заглубленными системами на мелководных акваториях: Дисс. ... канд. тех. наук. М., 2016.

11. Филатов Н.Н. Онежское озеро. Атлас. Петрозаводск: Изд-во Карельский научный центр РАН, 2010, 151 с.

12. Шалаева Н.В., Старовойтов А.В. Основы сейсмоакустики на мелководных акваториях. М.: Изд-во МГУ, 2010. 254 с.

13. Aleshin M.I., Gaynanov V.G., Tokarev M.J., et al. The study of sub-bottom sediments in Petrozavodsk Bay of Lake Onega using complex geological-geophysical methods of data analysis // Moscow University Geol. Bull. 2019. Vol. 74, No. 5. P. 98–104.

14. Subetto D., Rybalko A., Strakhovenko V., et al. Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia) // Minerals. 2020. No. 10. P. 964.

15. Valieva E.I., Poludetkina E.N., Vidishcheva O.N., et al. Geochemical characteristics of bottom sediments of Lake Onega // E3S Web of Conferences. EDP Sciences (France). 2021. No. 206.

Статья поступила в редакцию 15.03.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УДК 550.34.013.4

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-130-144

ВАРИАЦИОННЫЕ АЛГОРИТМЫ ГЛУБИННОЙ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ МИГРАЦИИ В ДВУМЕРНЫХ СРЕДАХ С ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ ГРАДИЕНТОМ СКОРОСТИ

Павел Юрьевич Степанов¹✉, Юлия Александровна Гоманюк²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; seismic310@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-8131-8998>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; juliagmn@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1253-4689>

Аннотация. В работе рассмотрены три алгоритма кинематической миграции (преобразования временных полей нормальных лучей в отражающие границы), основанные на вариационной теории лучевого трассирования, разработанной профессором кафедры сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ Т.И. Облогиной. Результаты численных экспериментов на теоретических моделях слоистых сред различной сложности позволили выявить существенные недостатки «классического» вариационного алгоритма решения обратной кинематической задачи. Предложено две модификации «классического» вариационного алгоритма в части вычисления стартового угла выхода лучей от земной поверхности (принцип учета кривизны сейсмических лучей и преломления на промежуточных границах оставлен без изменений): вариационный алгоритм, использующий «лучи изображения» и алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с переменными пластовыми скоростями, учитывающий наклон каждой границы. Полученные на теоретических моделях слоистых сред результаты продемонстрировали высокую эффективность решения обратной кинематической задачи модифицированным алгоритмом кинематической миграции, учитывающим наклон каждой границы.

Ключевые слова: обратная кинематическая задача, вариационное исчисление, лучевое трассирование, сейсмический луч, неоднородные среды, кинематическая миграция, градиент скорости

Для цитирования: Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Вариационные алгоритмы глубинной кинематической миграции в двумерных средах с горизонтальным градиентом скорости // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 130–144.

VARIATIONAL ALGORITHMS OF DEEP KINEMATIC MIGRATION IN TWO-DIMENSIONAL MEDIA WITH HORIZONTAL VELOCITY GRADIENT

Pavel Yu. Stepanov¹✉, Yuliya A. Gomanyuk²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; seismic310@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-8131-8998>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; juliagmn@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1253-4689>

Abstract. The paper considers three algorithms of kinematic migration (transformation of time fields of normal rays into reflecting boundaries) based on the variational theory of ray tracing developed by Professor of the Department of Seismometry and Geoacoustics of the Geological Faculty of Moscow State University T.I. Oblogina. The results of numerical experiments on theoretical models of layered media of varying complexity have revealed significant drawbacks of the “classical” variational algorithm for solving the inverse kinematic problem. Two modifications of the “classical” variational algorithm are proposed in terms of calculating the starting angle of the rays’ exit from the Earth’s surface, leaving unchanged the principle of taking into account the curvature of seismic rays and refraction at intermediate boundaries: a variational algorithm using “image rays” and a kinematic migration algorithm for layered media with variable reservoir velocities, taking into account the slope of each boundary. The results obtained on theoretical models of complex environments demonstrated high efficiency of solving the inverse kinematic problem by a modified kinematic migration algorithm that takes into account the slope of each boundary.

Keywords: inverse kinematic problem, calculus of variations, ray tracing, seismic ray, inhomogeneous media, kinematic migration, velocity gradient

For citation: Stepanov P.Yu., Gomanyuk Yu.A. Variational algorithms of deep kinematic migration in two-dimensional media with horizontal velocity gradient. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 130–144. (In Russ.).

Введение. Определение глубинных параметров среды является одной из основных задач сейсморазведки МОБ. Долгое время это была единственная ее задача, но по мере развития методов изучения динамических характеристик сейсмической записи

круг решаемых сейсморазведкой проблем существенно расширился — от прогнозирования вещественного состава пород до контроля за разработкой месторождения. Тем не менее, задача определения глубинного строения разреза, перестав быть един-

ственной, по-прежнему играет центральную роль в сейсмическом методе разведки. Это связано, во-первых, с тем, что геометрия среды и в том числе взаиморасположение отражающих границ внутри выделенной пачки являются существенными информативными параметрами в полном наборе характеристик среды (таких, как поглощение, анизотропия и т.д.), по которым прогнозируются свойства геологического разреза [Глоговский, 1989]. Во-вторых, конечной целью сейсмической разведки месторождения нефти и газа является передача его под бурение, что предполагает построение детальных структурных карт в глубинном масштабе по всем целевым горизонтам. Наконец, решение обратной кинематической задачи выполняется по наиболее надежным, хорошо коррелирующимся вдоль профиля «опорным» осям синфазности, допускающим достаточно точное определение кинематических параметров отраженных волн. Это позволяет построить «остов» глубинного разреза и дает возможность на его основе совершенствовать и уточнять модель среды.

Кинематическая миграция, то есть преобразование временных полей нормальных лучей (линий t_0) в отражающие границы является одной из важнейших задач цифровой обработки данных МОГТ. Анализ опубликованных работ показывает, что большинство использующихся в современной практике алгоритмов кинематической миграции основаны на предположении о том, что скорость распространения сейсмических волн либо постоянна во всей толще выше отражающей границы, либо кусочно-постоянна в пределах каждого пласта [Глоговский, Лангман, 2009; Глоговский, 2011]. Лучевые траектории в таких средах являются соответственно либо прямыми, либо ломаными линиями.

В реальной ситуации предположение о локальной однородности слоев выполняется лишь приближенно, что приводит к ошибкам в оценках искомых параметров среды. Данные прямых измерений скоростей в скважинах свидетельствуют о том, что слои временной мощностью более 200–300 мс редко бывают однородными. Естественно, что при определении параметров такого слоя без учета его неоднородности возникают ошибки, которые не только искажают представления о нем самом, но и сказываются на точности определения характеристик последующих горизонтов. Вопрос о том, как сказывается неоднородность реальной среды на правильности решения обратной кинематической задачи способами, исходящими из предположения о локальной однородности слоев, является одним из центральных с точки зрения эффективности использования подобных алгоритмов при обработке реальных данных. Таким образом, если в среде имеется горизонтальная скоростная неоднородность, задача преобразования временных разрезов в глубинные требует специальной математической постановки [Степанов, 2000].

В практике современных 2D сейсмических исследований сложнопостроенных геологических объектов широко используется модель двумерной среды, представляющей собой слоистую толщу с криволинейными границами и переменными пластовыми скоростями. При работе с такими моделями при преобразовании временных изображений в глубинные горизонты необходимо корректно учитывать как искривление сейсмических лучей в слоях, вызванное неоднородностью среды, так и преломление лучей на промежуточных границах. Для вычисления лучевых траекторий в этом случае удобно использовать вариационную теорию лучевого трассирования, разработанную профессором кафедры сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ Т.И. Облогиной [Облогина, 1998]. Вопросы лучевого трассирования в сложнопостроенных средах также подробно рассматриваются в работах [Cervený, 2001; Rawlinson et al., 2007].

Результаты проведенных авторами численных экспериментов на теоретических моделях слоистых сред различной сложности позволили выявить существенные недостатки «классического» 2D вариационного алгоритма кинематической миграции, изначально предложенного Т.И. Облогиной для трехмерной среды [Степанов, Гоманюк, 2023]. В первоначальном варианте данный алгоритм предполагал расчет стартового угла выхода сейсмических лучей от земной поверхности с использованием наклона первого временного изображения [Облогина, Степанов, 2001]. В дальнейшем с использованием мигрированного положения первой отражающей границы лучи преломлялись по закону Снеллиуса и трассировались в нижележащем слое с новыми начальными условиями. При этом корректное восстановление первой отражающей границы, которое наблюдалось практически на всех моделях, не всегда сопровождалось таким же успешным результатом для более глубоких границ [Степанов, Гоманюк, 2023]. Если нижние границы повторяли форму верхней, по наклону которой алгоритм определял стартовый угол выхода лучей, то результаты кинематической миграции были достаточно хорошими, то есть алгоритм корректно восстанавливал все глубинные горизонты. В противном случае (при различных наклонах отражающих границ) алгоритм работал с существенными погрешностями.

Авторами были разработаны две модификации «классического» вариационного алгоритма в части вычисления стартового угла выхода лучей от земной поверхности. Принципы учета кривизны сейсмических лучей (из-за наличия скоростных неоднородностей в слоях) и преломления на промежуточных границах оставлены без изменений:

- модифицированный вариационный алгоритм кинематической миграции, использующий «лучи изображения»;
- модифицированный вариационный алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с пере-

Особенности вариационных алгоритмов кинематической миграции

№	Алгоритм	Тип скоростей	Учет сейсмического сноса	Способ определения начального угла выхода луча
1	«Классический», для слоистых сред с горизонтальным градиентом скорости	интервальные (пластовые) скорости	с учетом сейсмического сноса	через $dt_{(1)}/dx$ и V_1 : угол наклона первой границы, скорости в первом слое
2	Модифицированный, использующий «лучи изображения»	интервальные (пластовые) скорости	без учета сейсмического сноса	Луч, нормальный к земной поверхности
3	Модифицированный, учитывающий наклон каждой границы	интервальные (пластовые) скорости	с учетом сейсмического сноса	через dt_j/dx (угол наклона j -й границы) и средние скорости до j -й границы

менными пластовыми скоростями, учитывающий наклон каждой границы.

Кратко особенности каждого из рассмотренных в работе вариационных алгоритмов кинематической миграции приведены в таблице.

Все три вариационных алгоритма кинематической миграции были реализованы в виде программного обеспечения на языке C++, после чего с целью изучения возможностей и ограничений алгоритмов были проведены расчеты на теоретических моделях, которые позволили сделать выводы о применимости данных алгоритмов для восстановления геологических границ в средах различной сложности.

«Классический» вариационный алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с горизонтальным градиентом скорости. Алгоритм основан на вычислении лучевых траекторий с использованием теории обыкновенных дифференциальных уравнений [Эльсгольц, 1965]. Использовались пластовые скорости постоянные по вертикали и произвольно меняющиеся по горизонтали в пределах каждого пласта. Данная пластовая скоростная модель наиболее распространена на практике. При этом следует отметить, что для расчета сейсмических лучей с использованием вариационного алгоритма факт наличия или отсутствия вертикального градиента скорости в пластах не имеет принципиального значения, поскольку используемый алгоритм позволяет работать с любыми типами неоднородных сред [Степанов, Гоманюк, 2022].

Геофизическая и математическая постановка задачи. Задача построения по данным МОГТ отражающих границ в слоистых средах с пластовыми скоростями, изменяющимися вдоль каждого из пластов по произвольному закону, может быть сформулирована следующим образом. В точках $(x, 0)$, произвольно расположенных вдоль линии профиля, заданы времена $t_{0i}(x)$, а также величины пластовых скоростей, найденные по скважинным данным и результатам скоростного анализа сейсмограмм МОГТ. Пластовые скорости определены на вертикальных полупрямых в нижнем полупространстве $z > 0$, исходящих из произвольно расположенных точек на линии профиля. Требуется восстановить отражающие границы, соответствующие зависимостям $t_{0i}(x)$ с учетом преломления лучей на вышележащих границах [Ермаков, Степанов, 2018].

Данная задача может быть сформулирована как задача интегрирования системы дифференциальных уравнений лучей для двумерной среды [Эльсгольц, 1965]:

$$\begin{cases} \frac{dx(t)}{dt} = v_i \cos \theta, \\ \frac{dz(t)}{dt} = v_i \sin \theta, \\ \frac{d\theta(t)}{dt} = v_{ix} \sin \theta - v_{iz} \cos \theta. \end{cases} \quad (1)$$

где $v_i(x)$ — функция номера пласта i ($i = 0, 1, \dots, n$) и горизонтальной координаты x ; θ — угол, который составляет касательная к лучу с горизонтальной осью x .

В качестве независимой переменной выступает время пробега t .

Первые два уравнения этой системы определяют пространственные траектории лучей:

$$x = x(t), \quad z = z(t),$$

третье — угол падения луча.

Требуется определить начальные условия для всех неизвестных функций в системе уравнений (1), затем найти решение задачи Коши для уравнений (1) и определить из этого решения значения x, z , отвечающие значению $\tau = t_0/2$, где t_0 — временное изображение отражающей поверхности. Геометрическое место найденных точек отражения представляет собой искомую отражающую границу [Ермаков, Степанов, 2018].

Определение начальных условий. Решение задачи начнем с определения начальных условий:

$$x(t)|_{t=0} = x_0, \quad z(t)|_{t=0} = z_0, \quad \theta(t)|_{t=0} = \theta_0, \quad (2)$$

для системы дифференциальных уравнений (1).

Первые два условия из (2) могут быть легко определены из следующих простых соображений. На линии наблюдений $z = 0$ заданы координаты x_0 точек прихода лучей, исходящих с земной поверхности и отраженных затем по нормали от границы $f(x, z) = 0$. Таким образом, x_0 — координаты пунктов приема, а $z_0 = 0$ в случае, если линия профиля совпадает с линией приведения, или z_0 — превышение текущей точки профиля на земной поверхности над линией приведения [Ермаков, Степанов, 2018].

Остается найти недостающее начальное условие для третьего уравнения системы (1). Для нахождения этого условия воспользуемся уравнением Эйконала, из которого получим:

$$t'_{0x} = \frac{\sin \gamma_0}{v_0}, \quad (3)$$

где γ_0 — угол, который составляет касательная к лучу с осью z в точке выхода луча на поверхность; v_0 — скорость в верхнем слое в точке выхода луча на поверхность; t'_{0x} — производная временного изображения первой отражающей границы по горизонтальной координате x .

Из (3) следует:

$$\gamma_0 = \arcsin v_0 t'_{0x}. \quad (4)$$

Заметим, что все величины, входящие в правые части формулы (4) могут быть найдены из данных эксперимента и по этим величинам вычислены угол выхода γ_0 луча в точке (x_0) плоскости $z=0$.

Поскольку для решения системы уравнений нам требуется угол, который составляет касательная к лучу с горизонтальной осью x (т.е. угол θ_0), имеем третье начальное условие для системы (1):

$$\theta_0 = \frac{\pi}{2} - \gamma_0. \quad (5)$$

Учет преломления на границе раздела. При нахождении в многослойной среде отражающих границ необходимо учитывать преломление лучей на уже найденных вышележащих границах.

С точки зрения задачи интегрирования системы уравнений (1) это означает, что в точках пересечения лучей с первой границей, на которой происходит разрыв скоростной функции $v_j(x)$, необходимо найти новые начальные условия для целой переменной $j=1$, затем — для $j=2, 3, \dots, n-1$ [Ермаков, Степанов, 2018].

При переходе через преломляющую границу переменные x, z, t в системе уравнений (1) остаются непрерывными, в то время как переменная θ испытывает скачок. В новых начальных условиях θ должна быть заменена со значений θ_j на значения θ_{j+1} . Новые условия могут быть найдены на основе стандартного закона преломления Снеллиуса, выражающего связь между углами падения и преломления со значением скоростей в верхнем и нижнем пластах. Для решения двумерных кинематических задач сейсморазведки применение стандартной формы закона преломления не представляет никакой сложности, поскольку нужна только связь между углами падения и преломления, но не связь между азимутами направлений падения падающего, преломленного лучей и границы, на которой происходит преломление, со значением скоростей в соседних слоях.

Таким образом, задача определения глубин отражающих границ сведена к интегрированию системы дифференциальных уравнений (1) с начальными

условиями (2), (5), для первого пласта и новыми начальными условиями для углов θ , меняющихся скачкообразно при переходе через преломляющие границы для всех следующих пластов [Ермаков, Степанов, 2018].

Интегрирование системы обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка (1) осуществляется методом Рунге-Кутты 4-ого порядка точности.

Вариационный алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с горизонтальным градиентом скорости, использующий «лучи изображения». В классической работе по теории сейсмических изображений Ю.Н. Воскресенского при объяснении принципов глубинной миграции в средах с горизонтальным градиентом скорости используется термин «лучи изображения» применительно к лучам, которые выходят перпендикулярно земной поверхности и прослеживаются вглубь геологической среды до точки отражения с учетом искривления лучевых траекторий и преломления на промежуточных границах [Воскресенский, 2006]. С точки зрения существующих алгоритмов кинематической миграции данная идея представляет собой симбиоз алгоритма послойного пересчета, подробно рассмотренного в работе [Степанов, Гоманюк, 2023], и «классического» вариационного алгоритма. От первого взята идея вертикального выхода лучей от земной поверхности, от второго — учет кривизны и преломления сейсмических лучей.

Была создана программная реализация данной модификации вариационного алгоритма и проведены расчеты на нескольких теоретических моделях сред, для которых «классический» вариационный алгоритм не дал хороших результатов.

Каждая математическая модель состояла из пяти слоев. Скорость в слоях принималась постоянной или переменной по горизонтальной оси. Вертикальный градиент скорости в слоях отсутствовал, поскольку на практике при формировании пластовой скоростной модели среды часто используются данные скоростного анализа и скважинные данные, предполагающие определение пластовых скоростей в виде ступенчатых функций с постоянной в пределах каждого пласта вертикальной составляющей скорости.

Для каждой модели была решена прямая кинематическая задача с использованием вариационного алгоритма лучевого трассирования, то есть были рассчитаны линии $t_0(x)$ для каждой отражающей границы [Степанов, Гоманюк, 2022]. При расчетах от каждой отражающей границы с постоянным шагом по координате x выпускались лучи под углом 90° к границе (нормальные лучи). Далее эти лучи прослеживались до земной поверхности с учетом искривления, вызванного скоростными неоднородностями в слоях, и преломления на вышележащих границах.

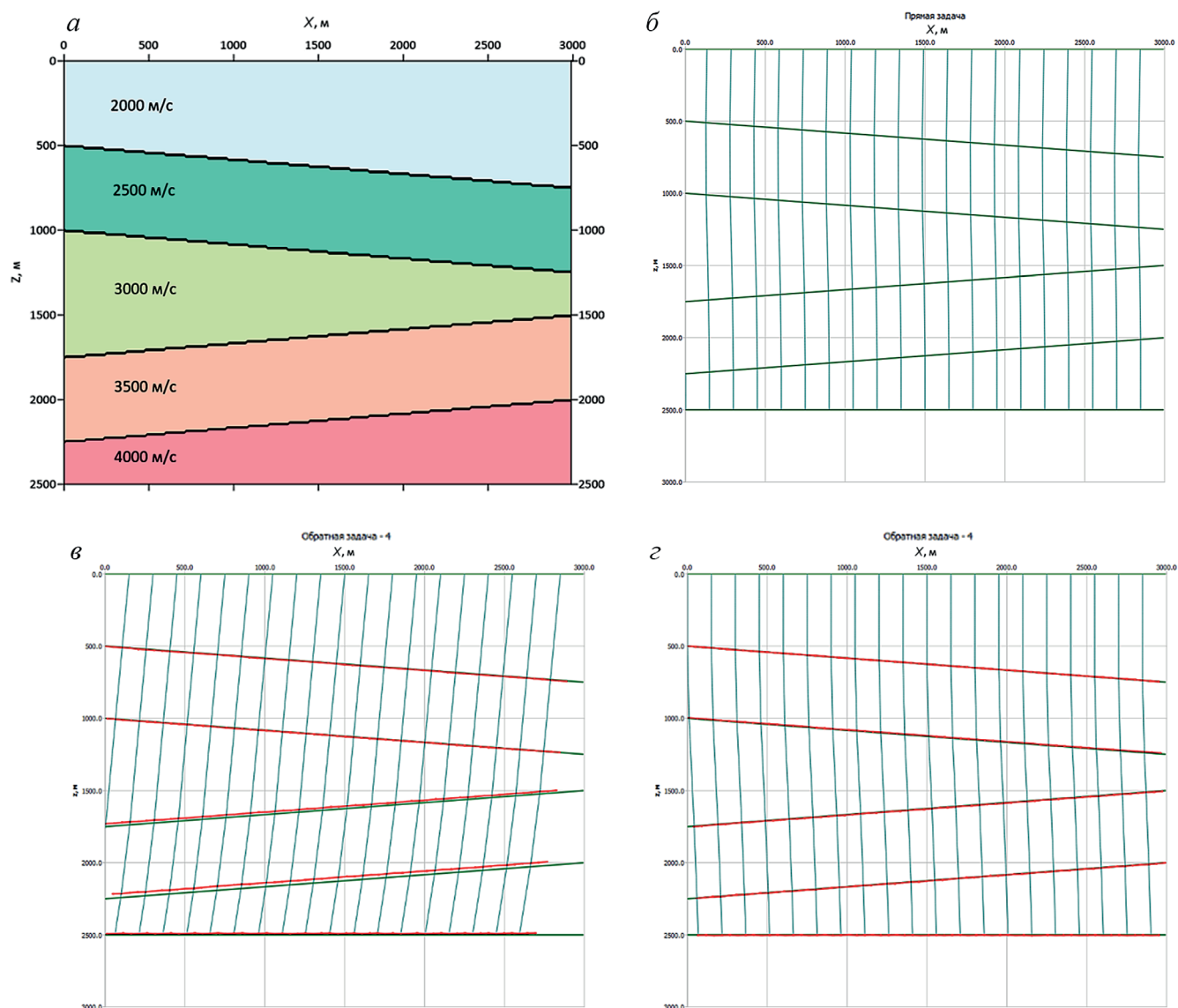


Рис. 1. Модель 1 (а) и решение прямой задачи для нее (б). Сравнение работы «классического» (в) и модифицированного, использующего «лучи изображения» (г), вариационных алгоритмов на примере модели 1

При проведении численных экспериментов по полученным в результате решения прямой кинематической задачи 2D временным изображениям границ (линиям t_0) решалась обратная кинематическая задача различными алгоритмами кинематической миграции и проводилось сравнение исходной модели и восстановленных глубинных границ, а также сравнение результатов, полученных с использованием «классического» и модифицированного вариационных алгоритмов.

Для расчетов использовались теоретические модели размером 3 км вдоль профиля и 3 км в глубину. Шаг пунктов возбуждения был выбран равным 50 м. При решении обратной задачи интегрирование системы дифференциальных уравнений лучей проводилось с шагом по времени 1 мс.

Модель 1. Наклонно-слоистая среда с разнонаправленным наклоном границ и постоянными пластовыми скоростями. На практике при интерпретации сейсмических разрезов МОВ-ОГТ неред-

ко встречаются геологические разрезы, в которых какой-либо слой выклинивается вдоль профиля. На рис. 1, а приведена такая модель с наклоном слоев равным 5° , что соответствует изменению глубины границы примерно 250 м на 1 км расстояния вдоль профиля. Скорости в слоях постоянны и составляют 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с.

На рис. 1, б представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Зеленым цветом показаны модельные глубинные границы, голубым — нормальные сейсмические лучи, прослеженные от нижней границы до земной поверхности.

На рис. 1, в, г представлен результат решения обратной кинематической задачи с использованием «классического» и модифицированного алгоритмов для данной модели среды. Красным цветом показаны глубинные границы, восстановленные при решении обратной кинематической задачи, зеленым — исходные модельные границы.

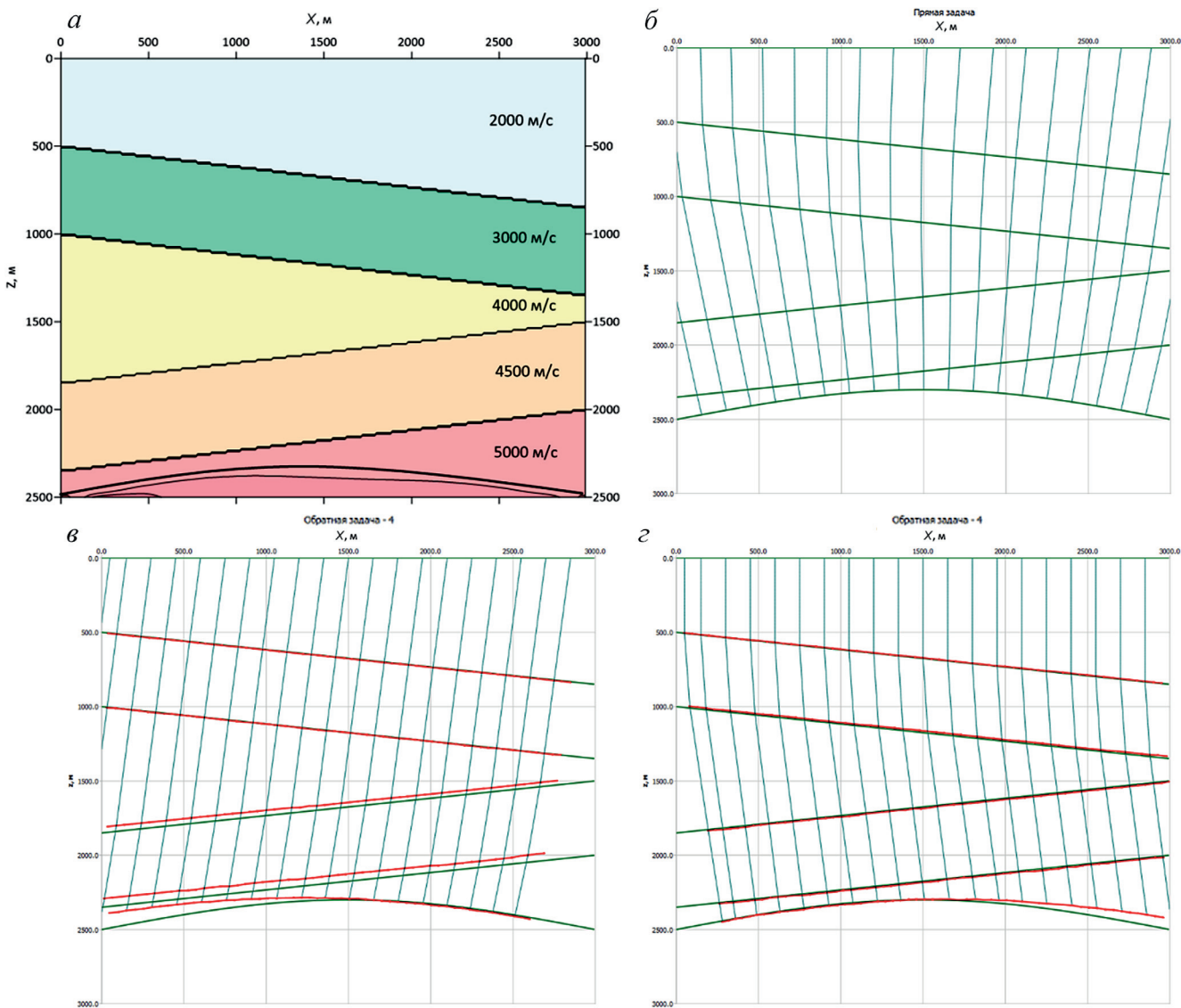


Рис. 2. Модель 2 (а) и решение прямой задачи для нее (б). Сравнение работы «классического» (в) и модифицированного, использующего «лучи изображения» (г), вариационных алгоритмов на примере модели 2

Голубым цветом показаны сейсмические лучи, прослеженные от земной поверхности до нижней границы.

Как видим, модифицированный алгоритм в данной ситуации позволил идеально восстановить положение модельных границ, что не удалось исходной версии вариационного алгоритма. Это объясняется практически полным совпадением восходящих лучей (для прямой задачи) и нисходящих (для модифицированного алгоритма) (рис. 1, б, г). Если стартовый угол определяется по наклону первой границы (рис. 1, в) для восстановления всех границ в модели (а не только первой), то в случае изменения наклона нижележащих границы (границы 3 и 4 в модели) мы получаем принципиально неверный результат восстановления границ. В случае же вертикального стартового угла выхода лучей от земной поверхности мы видим лишь небольшие ошибки для каждой наклонной границы, которые, даже с учетом накопления ошибки для нижних границ, не дают ви-

димых несовпадений исходных и восстановленных границ (рис. 1, г).

Модель 2. Наклонно-слоистая среда с разнонаправленным наклоном границ и антиклинальной нижней границей. Аналогичные результаты были получены для модели 2, отличающейся от предыдущей модели наклоном верхних границ, формой нижней границы и контрастом скоростей в слоях (рис. 2, а). Наклон слоев в модели составляет 7°, максимальная амплитуда нижней границы — 200 м. Скорости в слоях постоянны и составляют 2000, 3000, 4000, 4500, 5000 м/с. На рис. 2, б представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды.

На рис. 2, в, г представлен результат решения обратной кинематической задачи с использованием «классического» и модифицированного алгоритмов для данной модели среды. С использованием модифицированного вариационного алгоритма все границы восстановились практически идеально

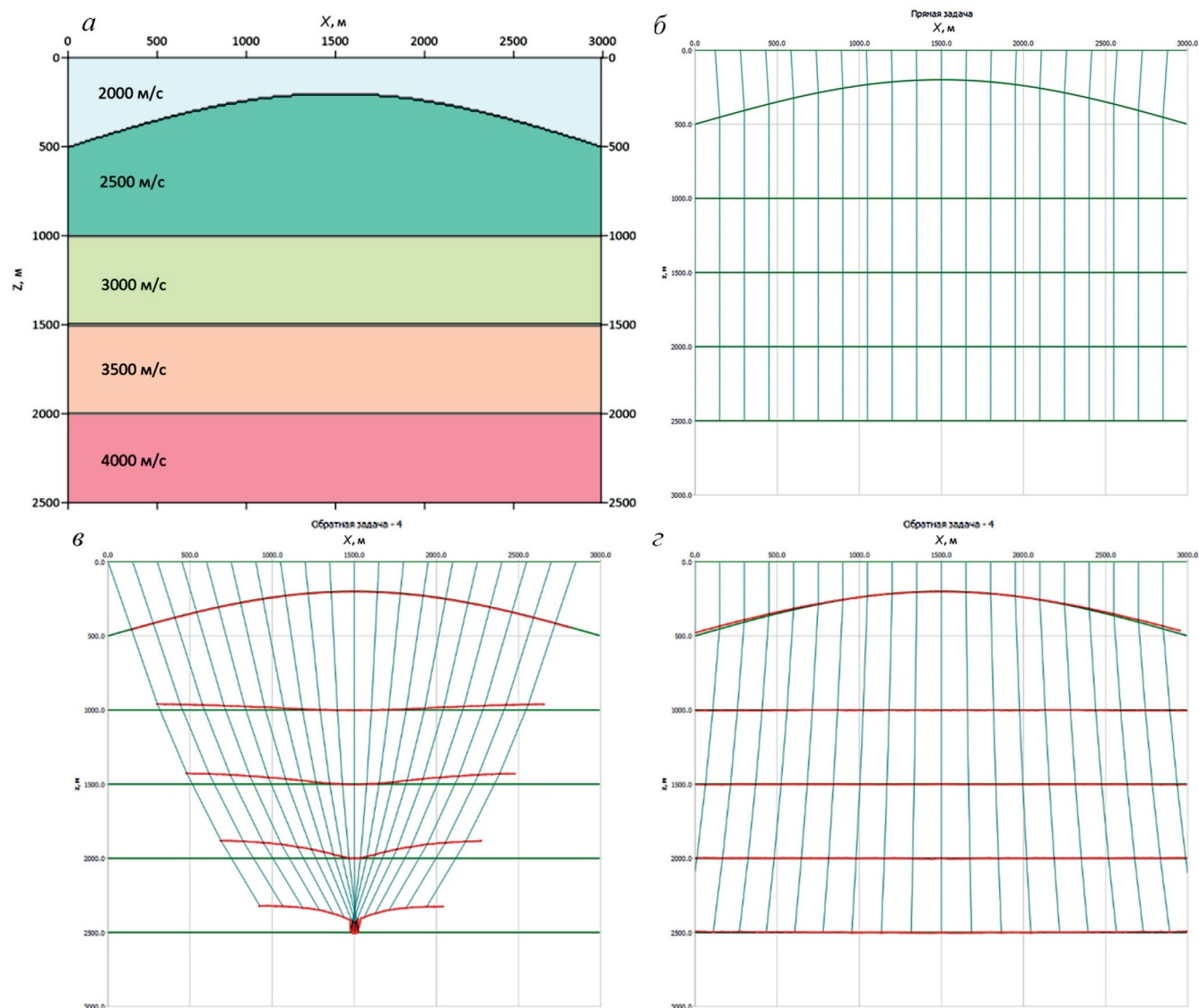


Рис. 3. Модель 3 (а) и решение прямой задачи для нее (б). Сравнение работы «классического» (в) и модифицированного, использующего «лучи изображения» (г), вариационных алгоритмов на примере модели 3

(рис. 2, г) за исключением нижней антиклинальной границы в правой части профиля, где очевидно, что лучи пришли не по нормали к отражающей поверхности. То есть в этой части модели среды принципиально нарушена сама идея восстановления границ способом лучевого трассирования, что привело с существенным погрешностям в работе алгоритма.

Модель 3. Горизонтально-слоистая среда с антиклинальной верхней границей. Исследуем горизонтально-слоистую модель с антиклинальной верхней границей (рис. 3, а). Амплитуда антиклинальной границы в центральной ее части составляет 100 м. Скорости в слоях модели постоянны и составляют 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с. На рис. 3, б представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды.

На рис. 3, в, г представлен результат решения обратной кинематической задачи с использованием классического и модифицированного алгоритмов для данной модели среды. Можно видеть (рис. 3, в),

что классический вариационный алгоритм абсолютно некорректно восстанавливает отражающие границы в силу особенностей распространения лучей в модели (определяемых формой первой границы), а его модификация, напротив, допустив некоторые неточности при определении положения первой искривленной границы, практически идеально восстанавливает все последующие границы в модели, так как он не учитывает существенную кривизну первой границы, и лучи распространяются в нижележащих слоях почти вертикально (рис. 3, г).

Однако было бы ошибкой делать вывод, что данная модификация вариационного алгоритма является универсальным инструментом для восстановления границ любой формы. Рассмотренные выше примеры являются скорее исключением из общего правила. Для большинства моделей модифицированный вариационный алгоритм не только не обеспечивает восстановление нижних границ точнее, чем «классический» алгоритм лучевого

трассирования, но и приводит к увеличению ошибок определения глубин и формы границ. Это объясняется тем, что для моделей с произвольной формой границ при решении прямой задачи нормальные лучи от каждой границы выходят на земную поверхность под углами, существенно отличными от 90° . Поэтому при решении обратной кинематической задачи выход лучей по нормали к земной поверхности далеко не всегда приводит к уменьшению вычислительных ошибок по сравнению с «классическим» вариационным алгоритмом. Таким образом, мы не можем рекомендовать данную версию алгоритма кинематической миграции в качестве универсального инструмента для проведения структурных построений по данным МОВ-ОГТ.

Вариационный алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с горизонтальным градиентом скорости, учитывающий наклон каждой границы. Проведенные на теоретических моделях расчеты позволили установить, что параллельность отражающих границ является залогом успеха применимости алгоритмов, вычисляющих стартовый угол выхода лучей по наклону первой границы при решении обратной задачи [Степанов, Гоманюк, 2023]. Например, в моделях 1 и 2 две верхние границы параллельны, и стартовый угол выхода лучей, вычисленный для верхней границы, подходит и для второй. При этом третья и четвертая границы наклонены в другую сторону, поэтому лучи, выпущенные от земной поверхности под углом, рассчитанным по первой границе, принципиально не будут соответствовать нормальным лучам для этих границ, которые трассировались при решении прямой задачи. Это является «слабым местом» классического вариационного алгоритма кинематической миграции, определяющим неточности в восстановлении границ в сложных моделях слоистых сред.

В работе [Степанов, Гоманюк, 2023] было показано, что простой с точки зрения математики среднескоростной алгоритм кинематической миграции, использующий прямолинейные лучи, но при этом учитывающий наклон всех отражающих границ, очень часто позволял получать гораздо более корректные результаты, чем «классический» вариационный алгоритм, основанный на решении системы дифференциальных уравнений и учитывающий преломление и искривление лучей в неоднородных средах. Это говорит в пользу учета наклона (при решении обратной кинематической задачи) не только верхней, но и нижележащих границ. Другими словами, корректное определение стартового угла выхода сейсмических лучей от земной поверхности отдельно для каждой границы имеет большее влияние на результат решения обратной кинематической задачи, чем учет кривизны сейсмических лучей и преломления на промежуточных границах. А в исходной постановке «классический» вариационный алгоритм предполагает определение начального угла только для первой границы [Облогина, Степанов,

2000]. Именно это является существенным недостатком вариационного алгоритма, который, как было показано авторами, во многих ситуациях не позволяет получить корректное решение обратной кинематической задачи из-за конфигурации первой границы, отличающейся от нижележащих границ [Степанов, Гоманюк, 2023].

Основываясь на вышесказанном, авторами была предложена идея модификации вариационного алгоритма решения обратной кинематической задачи, которая состоит в том, чтобы вычислять стартовый угол выхода лучей отдельно для каждой границы с использованием средней скорости для данной границы, чего не было в исходной версии алгоритма, предложенной Т.И. Облогиной. Была создана программа, реализующая данную модификацию вариационного алгоритма, и проведены расчеты на нескольких моделях, для которых «классический» вариационный алгоритм не дал приемлемых результатов.

Модель 1. Наклонно-слоистая среда с разнонаправленным наклоном границ и постоянными пластовыми скоростями. На рис. 4 представлены результаты расчетов для модели среды с разнонаправленным наклоном границ (модель 1), описание которой приведено выше. На рис. 4, б представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Зеленым цветом показаны модельные глубинные границы, голубым — нормальные сейсмические лучи, прослеженные от нижней границы до земной поверхности. Справа на рис. 4, в показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ.

Можно видеть, что «классический» вариационный алгоритм не позволил корректно восстановить положение границ (рис. 4, г). Это объясняется, как и в предыдущем случае, расхождением восходящего (для прямой задачи) и нисходящего (для вариационного алгоритма) лучей, что особенно ярко проявляется в этой модели (рис. 4, б, г). Интерес представляет сравнение результатов применения исходной версии вариационного алгоритма и его модификации для данной модели (рис. 4, г, д). Верхние две границы восстанавливаются одинаково хорошо по обоим алгоритмам, поскольку границы параллельны. А вот нижние границы имеют противоположный наклон и угол выхода лучей, рассчитанный по первой границе, для них принципиально не подходит, что и приводит к ошибкам восстановления нижних границ по «классическому» алгоритму (рис. 4, г). В то же время модифицированный алгоритм, который рассчитывает стартовый угол отдельно для каждой границы, позволил обойти эту ошибку и получить корректные результаты решения обратной задачи для данной модели среды (рис. 4, д).

Модель 2. Наклонно-слоистая среда с разнонаправленным наклоном границ и антиклинальной нижней границей. Аналогичные результаты получены для модели 2 (рис. 5), которая ранее являлась

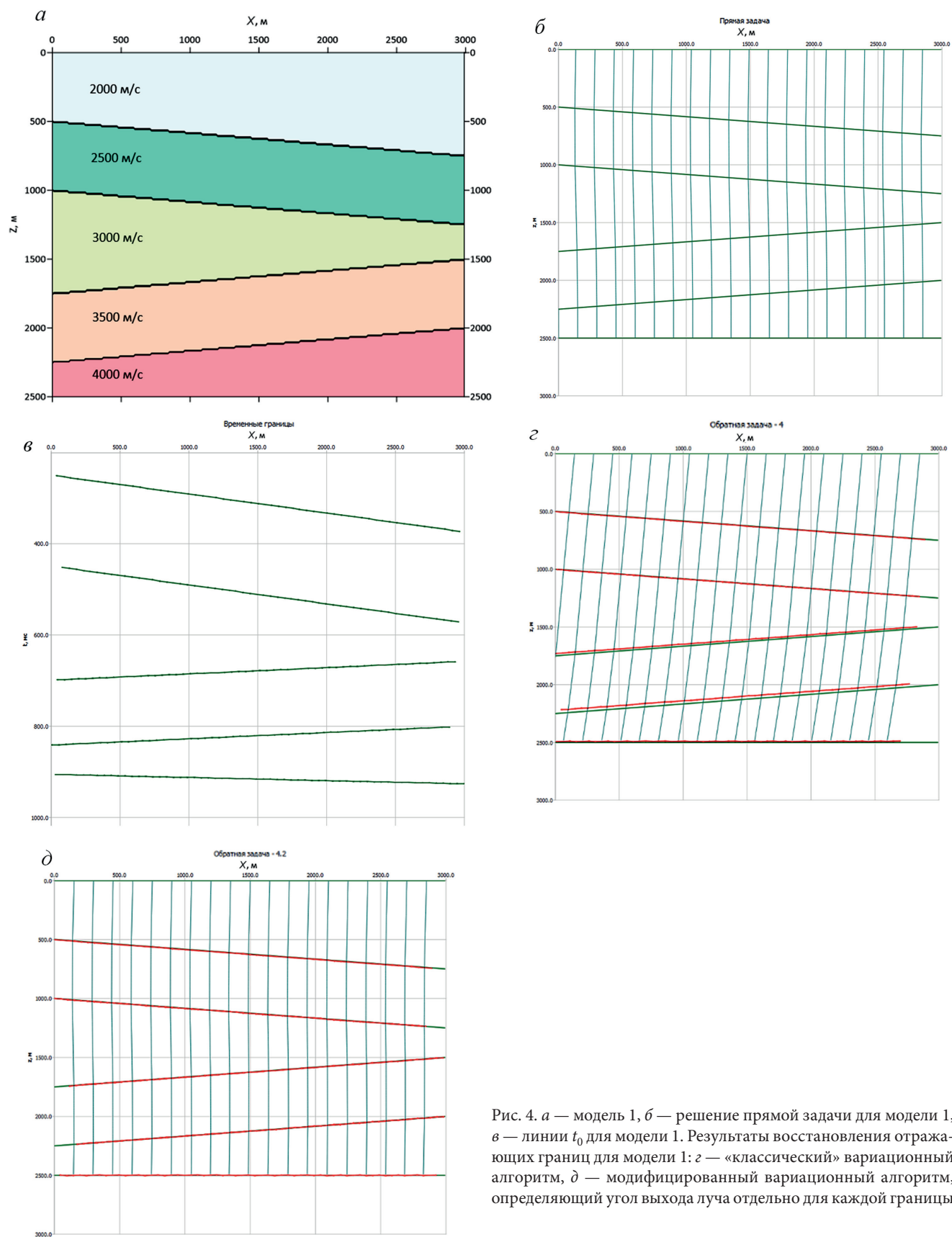


Рис. 4. а — модель 1, б — решение прямой задачи для модели 1, в — линии t_0 для модели 1. Результаты восстановления отражающих границ для модели 1: г — «классический» вариационный алгоритм, д — модифицированный вариационный алгоритм, определяющий угол выхода луча отдельно для каждой границы

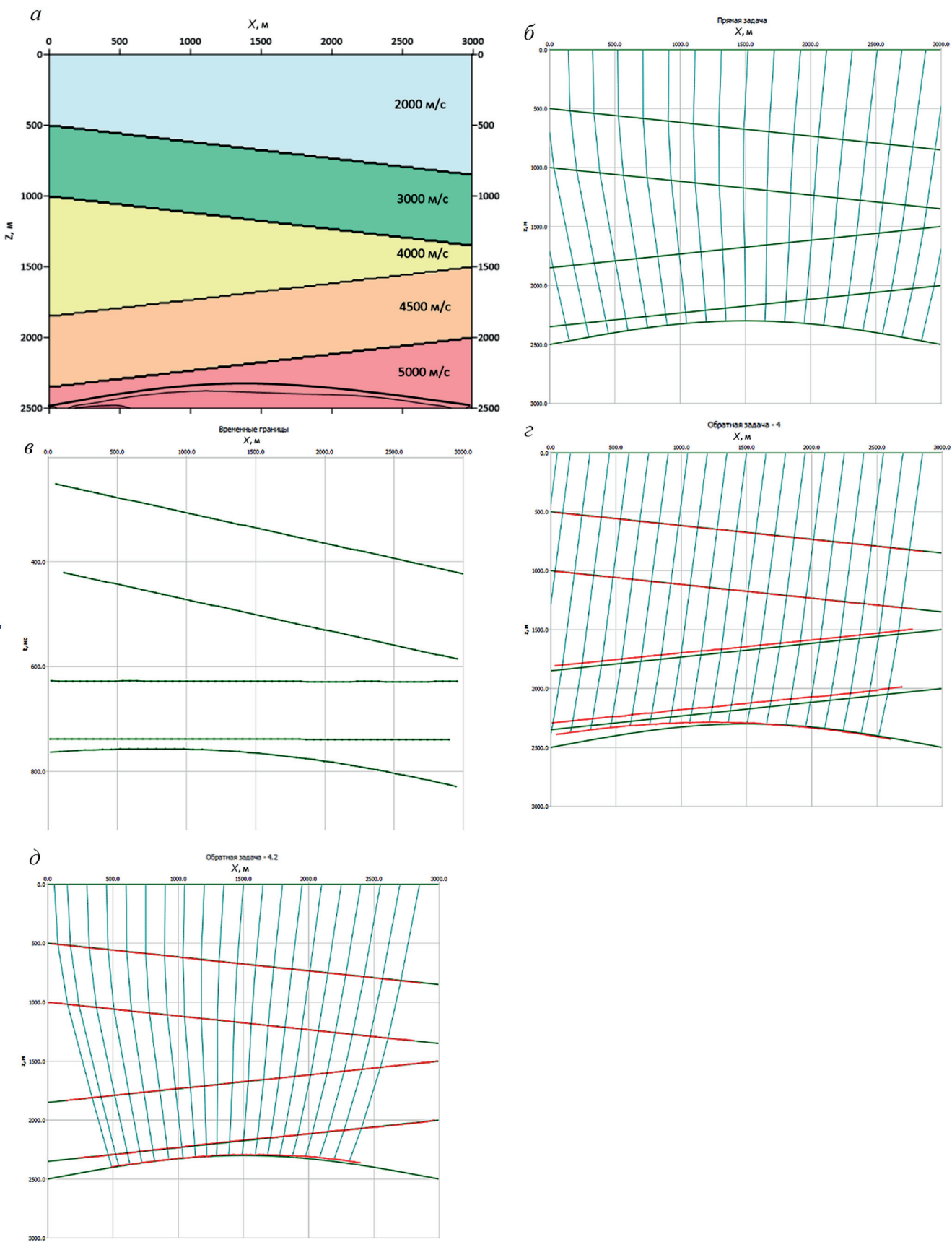


Рис. 5. а — модель 2, б — решение прямой задачи для модели 2, в — линии t_0 для модели 2; г, д — см. пояснения к рис. 4

непреодолимым препятствием для «классического» и модифицированного по «лучам изображения» вариационных алгоритмов (рис. 2). На рис. 5, б представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Справа на рис. 5, в показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ.

Можно видеть, что модифицированный вариационный алгоритм позволил получить корректные результаты для каждой из границ модели, что, безусловно, является следствием совпадения структуры лучевых полей для прямой и обратной задачи (рис. 5, б, д), которого удалось достичь в результате грамотного определения стартового угла выхода сейсмических лучей от земной поверхности для каждой отражающей границы.

Модель 3. Горизонтально-слоистая среда с антиклинальной верхней границей. Очень показательный результат получен при расчетах на модели горизонтально-слоистой среды с антиклинальной верхней границей (модель 3), описание которой также приведено выше (рис. 6, а). На рис. 6, б представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Справа на рис. 6, в показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ.

Анализируя результат решения обратной задачи для данной модели (рис. 6, г, д), можно сделать вывод, что неточное определение стартового угла выхода луча по «классическому» алгоритму приводит к абсолютно некорректному результату восстановления всех границ, за исключением верхней (рис. 6, г). Модифицированный же алгоритм, учитывающий недостатки всех алгоритмов кинематической миграции, рассмотренных в работе [Степанов, Гоманюк, 2023], позволил наиболее точно восстановить каждую границу в модели (рис. 6, д).

Модель 4. Горизонтально-слоистая среда с горизонтальным градиентом скорости в слоях. Исследуем влияние горизонтального градиента скорости на результат восстановления глубинных границ рассмотренными вариационными алгоритмами кинематической миграции (рис. 7). Рассматриваемая модель представляет собой горизонтально-слоистую среду со значительным горизонтальным градиентом скорости в слоях: 300 м/с на 1 км расстояния вдоль профиля (рис. 7, а).

На рис. 7, б представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. На рисунке видно, что лучи значительно искривляются из-за наличия в слоях значительного горизонтального градиента скорости. Справа на рис. 7, в показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ.

На рис. 7, г можно видеть, что для модели горизонтально-слоистой среды с выраженным градиентом скорости в слоях «классический» вариационный алгоритм сработал неэффективно, что объясняется некорректным определением

стартового угла выхода луча, а также значительным искривлением лучей в слоях вследствие большого градиента скорости (рис. 7, б, г). Корректно восстановить истинный угол выхода «прямого» луча на земную поверхность при использовании вариационных алгоритмов кинематической миграции в средах с существенным горизонтальным градиентом скорости не представляется возможным, поскольку формулы для определения стартового угла предполагают постоянство скорости и, как следствие, прямолинейность лучей. Тем не менее, вычисление стартового угла отдельно для каждой отражающей границы позволило при расчетах по модифицированному алгоритму получить траектории нисходящих лучей (рис. 7, д), близкие по форме к восходящим лучам в прямой задаче (рис. 7, б). В итоге результат восстановления нижних границ в сложной модели среды со значительным градиентом скорости в слоях для модифицированного вариационного алгоритма получился существенно более точным, чем для «классического» вариационного алгоритма (рис. 7, г, д).

Модель 5. Среда с синклинальными границами и горизонтальным градиентом скорости в слоях.

На рис. 8 представлены результаты расчетов для модели 5, содержащей синклинальную складку, осложненную наличием скоростного градиента, составляющего 150 м/с на 1 км расстояния вдоль профиля (рис. 8, а). Максимальная амплитуда в центральной части складки составляет 200 м для нижней границы. Вверх по разрезу складка выполаживается, для верхней границы максимальная амплитуда складки составляет 100 м. На рис. 8, б представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Справа на рис. 8, в показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ.

Можно видеть, что модифицированный вариационный алгоритм кинематической миграции справился с задачей восстановления истинного положения границ (рис. 8, д), в то время как «классический» алгоритм из-за формы границ в модели и искривления сейсмических лучей в слоях дал существенную ошибку при работе с нижними границами в правой части модели (рис. 8, г). Аналогичные результаты получены и для моделей синклинальных складок с постоянными скоростями в слоях.

Таким образом, можно заключить, что предложенная авторами идея модификации вариационного алгоритма, предполагающая определение угла выхода луча по наклону временного изображения с учетом средней скорости для каждой границы, полностью себя оправдала. Полученные на теоретических моделях результаты продемонстрировали эффективность решения обратной кинематической задачи данным способом в тех ситуациях, где остальные алгоритмы кинематической миграции либо вообще не сработали, либо дали посредственные результаты [Степанов, Гоманюк, 2023].

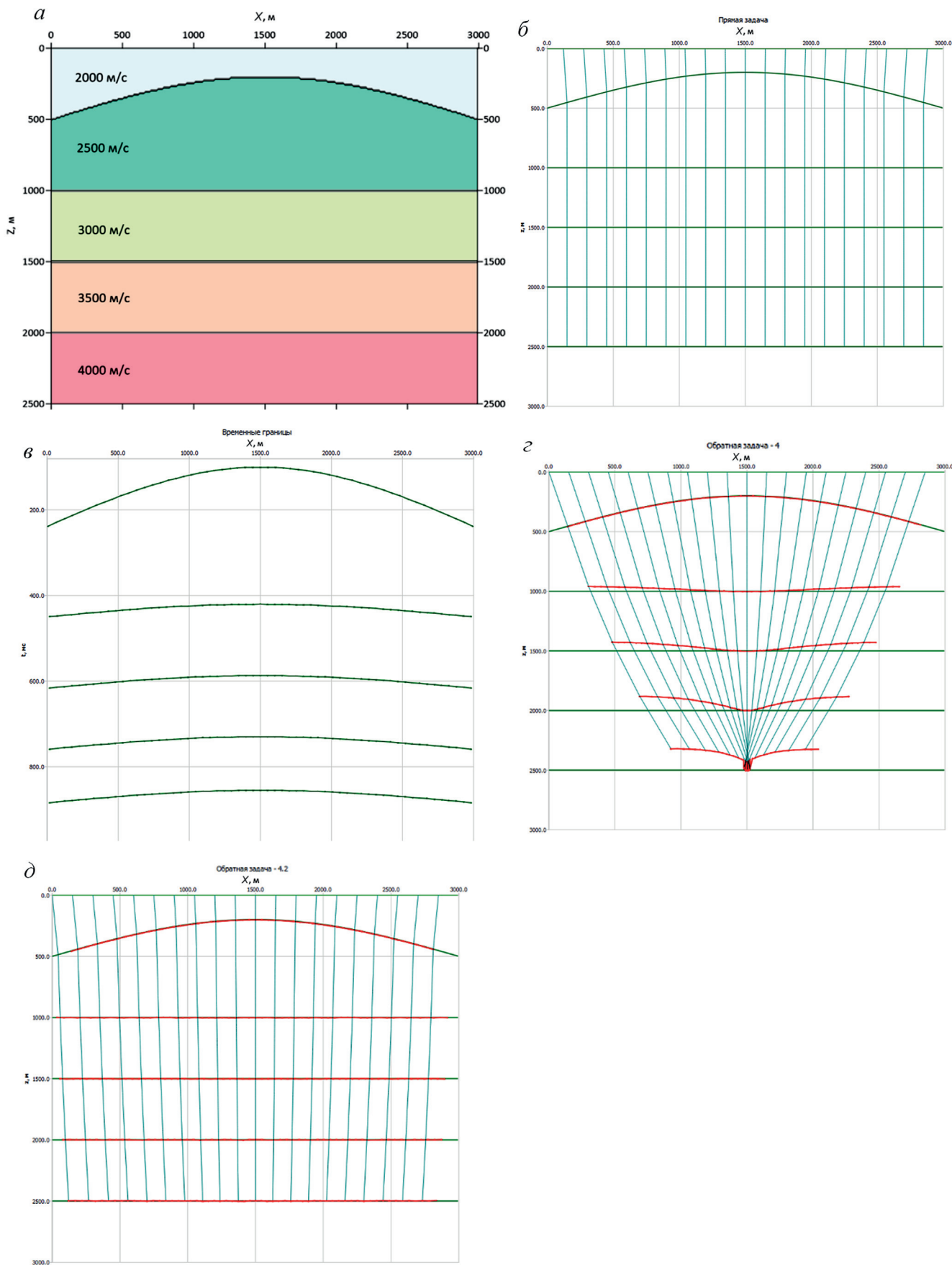


Рис. 6. *a* — модель 3, *б* — решение прямой задачи для модели 3, *в* — линии t_0 для модели 3; *г*, *д* — см. пояснения к рис. 4

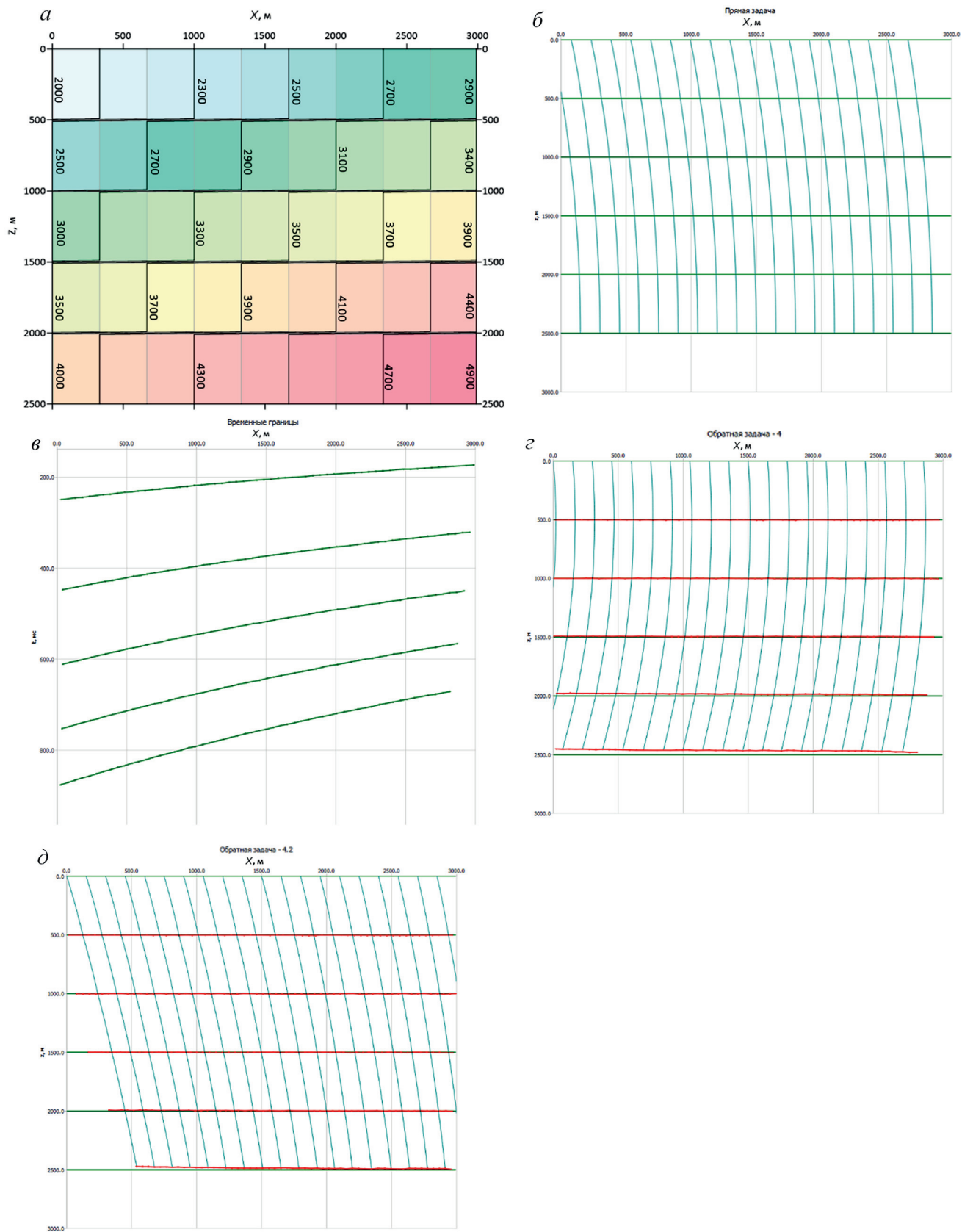


Рис. 7. *a* — модель 4, *б* — решение прямой задачи для модели 4, *в* — линии t_0 для модели 4; *з*, *д* — см. пояснения к рис. 4

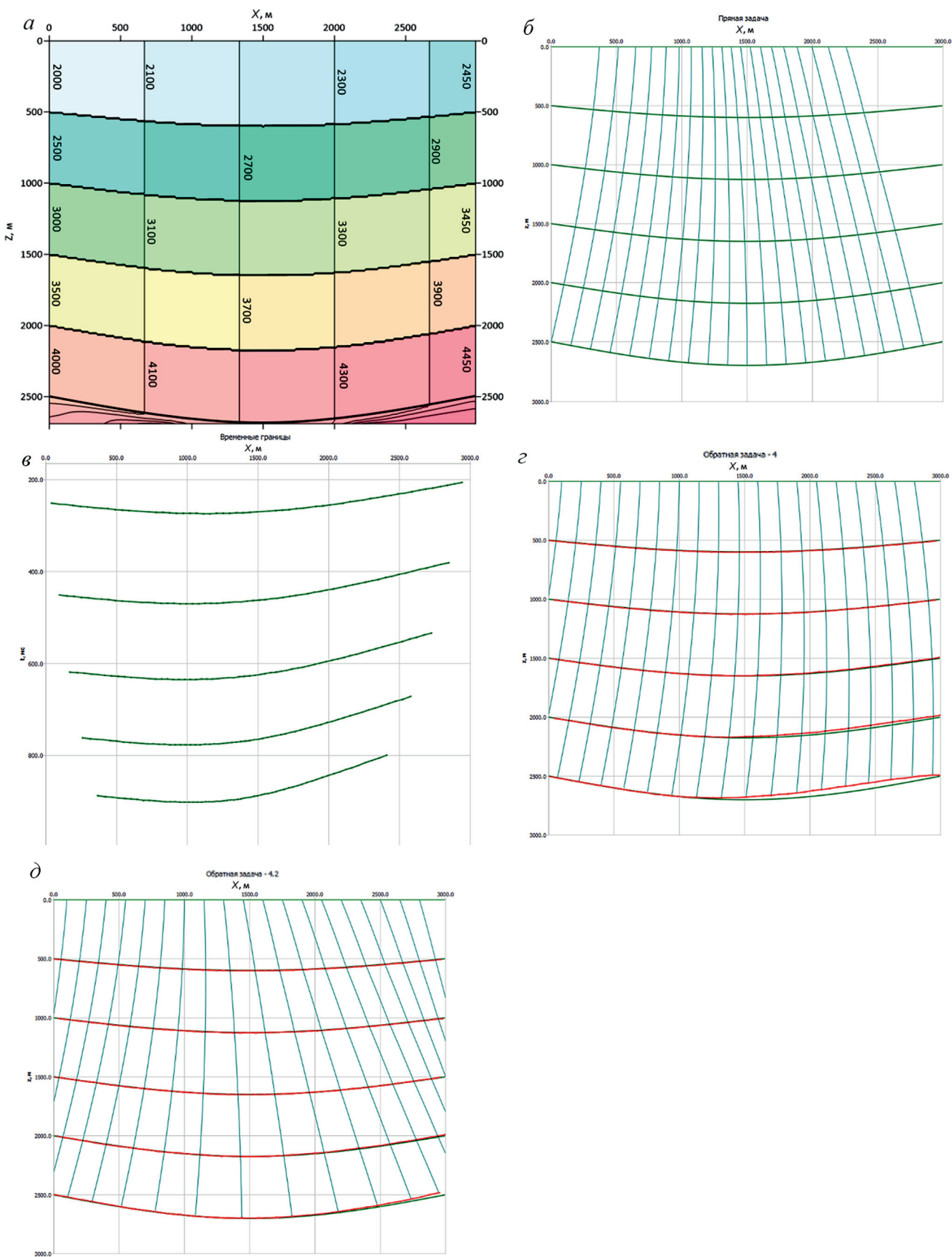


Рис. 8. а — модель 5, б — решение прямой задачи для модели 5, в — линии t_0 для модели 5; з, д — см. пояснения к рис. 4

Заключение. По результатам проведенных численных экспериментов с использованием трех рассмотренных в работе вариационных алгоритмов кинематической миграции были сделаны следующие выводы об эффективности применения каждого из алгоритмов для восстановления геологических границ в моделях сред различной сложности.

1. Параллельность границ, то есть унаследованность нижними границами формы верхних горизонтов, является залогом успеха применимости «классического» вариационного алгоритма кинематической миграции, вычисляющего стартовый угол выхода лучей по наклону первой границы — если нижние границы повторяют форму верхней, то алгоритм вполне корректно восстанавливает все глубинные горизонты. В противном случае (при различных наклонах отражающих границ) алгоритм работает с существенными погрешностями.

2. В моделях с разнонаправленными углами падения границ лучи, выпущенные от земной поверхности под углом, рассчитанным по наклону первой границы, принципиально не будут соответствовать нормальным лучам (рассчитанным при решении прямой задачи) для этих границ. Это является серьезным недостатком «классического» вариационного алгоритма, который зачастую не позволяет получить корректное решение из-за конфигурации первой границы.

3. Для большинства рассмотренных моделей модифицированный с использованием «лучей изображения» вариационный алгоритм не только не

обеспечил восстановление нижних границ точнее, чем «классический» алгоритм лучевого трассирования, но и привел к увеличению ошибок определения глубин и формы границ. Это объясняется тем, что для моделей с произвольной формой границ при решении прямой задачи нормальные лучи от каждой границы выходят на земную поверхность под углами, существенно отличными от 90° .

4. Установлено, что корректное определение стартового угла выхода сейсмических лучей от земной поверхности для каждой границы отдельно имеет большее влияние на результат решения обратной кинематической задачи, чем учет кривизны сейсмических лучей и преломления на промежуточных границах.

5. При восстановлении складчатых структур обязательно применение модифицированного вариационного алгоритма кинематической миграции, учитывающего наклон границ.

Проанализировав все вышесказанное, можно заключить, что в сложных сейсмогеологических условиях (среды с крутопадающими границами, осложненные складками различной формы и т.п.) для корректного восстановления глубинного положения границ необходимо применение модифицированного вариационного алгоритма кинематической миграции, учитывающего: а) наклон отражающих границ; б) искривление сейсмических лучей в слоях, вызванное неоднородностью среды; в) преломление лучей на промежуточных границах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воскресенский Ю. Н. Построение сейсмических изображений. М., 2006.
2. Глоговский В.М. Прикладная теория определения скоростных и глубинных параметров среды по данным сейсморазведки МОВ: Автореф. дисс. ... докт. физ.-мат. н. М., 1989. 33 с.
3. Глоговский В.М. Структурная устойчивость алгоритмов определения скоростных и глубинных параметров среды // Технологии сейсморазведки. 2011. № 4. С. 6–11.
4. Глоговский В.М., Лангман С.Л. Свойства решения обратной кинематической задачи сейсморазведки // Технологии сейсморазведки. 2009. № 1. С. 10–17.
5. Ермаков А.П., Степанов П.Ю. Сейсморазведка неоднородных сред. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 122 с.
6. Облогина Т.И. Кинематическая теория сейсмических волн в неоднородных анизотропных средах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 6. С. 52–59.
7. Облогина Т.И., Степанов П.Ю. Трехмерная кинематическая миграция в слоистых средах с горизонтальным

градиентом скорости // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2001. № 6. С. 40–47.

8. Степанов П.Ю. Алгоритмы глубинной кинематической миграции в трехмерных средах: Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2000. 137 с.

9. Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Математическое моделирование кинематики сейсмических волн в сложнопостроенных средах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 167–178.

10. Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Алгоритмы глубинной кинематической миграции в двумерных средах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 114–129.

11. Эльсгольц Л.Э. Дифференциальные уравнения и вариационное исчисление. М.: Наука, 1965. 530 с.

12. Cerveny V. Seismic Ray Theory. 1st ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. 713 p.

13. Rawlinson N., Hauser J., Sambridge M. Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media // Advances in Geophysics. 2007. Vol. 49. P. 203–267.

Статья поступила в редакцию 10.08.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 05.03.2024

УЧРЕДИТЕЛИ:

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н.Н. ЕРЕМИН — **главный редактор**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

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 28.02.2024. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 13,0. Тираж экз.

Изд. № 12620. 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»)