

Научный журнал

Основан в 2010 г.
Выходит 6 раз в год

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное
учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Коми научный центр УрО РАН»

ИЗВЕСТИЯ

КОМИ НАУЧНОГО ЦЕНТРА
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№1(41)

Серия «НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

2020

Главный редактор:

академик *А.М. Асхабов*

Зам. главного редактора – чл.-корр. РАН *В.Н. Лаженцев*

Ответственный секретарь – к.х.н. *А.Я. Полле*

Редакционная коллегия серии «Науки о Земле»:

д.г.-м.н. *В.Л. Андричев*, д.г.-м.н. *Л.Н. Андричева*, д.г.-м.н. *А.И. Антошкина*,
к.г.-м.н. *Е.В. Антропова* (ответственный секретарь), д.г.-м.н. *Т.М. Безносова*,
к.г.-м.н. *И.Н. Бурцев*, д.г.-м.н. *Д.А. Бушнев*, акад. *Л.А. Вайсберг*,
к.геогр.н. *Т.Е. Дмитриева*, д.г.-м.н. *В.А. Жемчугова*, к.г.-м.н. *А.В. Журавлев*,
д.г.-м.н. *С.Г. Ковалев*, д.т.н. *С.А. Кондратьев*, д.г.-м.н. *О.Б. Котова*,
д.г.-м.н. *Н.Б. Кузнецов*, д.г.-м.н. *С.К. Кузнецов*, чл.-корр. РАН *В.Н. Лаженцев*,
д.г.-м.н. *Н.А. Малышев*, д.г.-м.н. *В.В. Мурзин*, д.г.-м.н. *Н.Ю. Никулова*,
к.г.-м.н. *А.А. Соболева*, д.геогр.н. *Г.Г. Осадчая*, д.г.-м.н. *О.М. Прищепа*,
д.г.-м.н. *А.М. Пыстин* (ответственный редактор), д.г.-м.н. *В.И. Ракин*,
д.т.н. *В.И. Ростовцев*, д.г.-м.н. *В.А. Салдин*, д.г.-м.н. *С.А. Светов*,
к.г.-м.н. *Н.Н. Тимонина*, к.г.-м.н. *В.В. Удоратин*, д.г.-м.н. *Т.Г. Шумилова*,
д.г.-м.н. *В.В. Щипцов*, prof. *E.Ciftic* (Стамбул, Турция), prof. *P. Mannik* (Таллинн, Эстония)

Редакционный совет:

акад. *В.В. Алексеев*, чл.-корр. РАН *В.Н. Анфилогов*, д.и.н. *Е.Т. Артемов*,
чл.-корр. РАН *А.А. Барях*, д.м.н. *Е.Р. Бойко*, акад. *В.И. Бердышев*,
акад. *В.Н. Большаков*, д.э.н. *Н.М. Большаков*, проф. *Т.М. Бречко*, д.б.н. *М.В. Гецен*,
акад. *А.Д. Гвишиани*, д.б.н. *С.В. Дёгтева*, д.и.н. *А.Е. Загребин*,
д.э.н. *В.А. Ильин*, акад. *В.А. Коротеев*, чл.-корр. РАН *С.В. Кривовичев*,
д.и.н. *Е.Ф. Кринко*, чл.-корр. РАН *А.В. Кучин*, чл.-корр. РАН *Ю.Б. Марин*,
акад. *В.П. Матвеев*, д.и.н. *В.И. Меньковский*, акад. *Г.А. Месяц*,
д.и.н. *П.Ю. Павлов*, чл.-корр. РАН *Е.В. Пименов*, к.г.-м.н. *А.М. Плякин*,
чл.-корр. РАН *В.Н. Пучков*, чл.-корр. РАН *И.М. Роцевская*, акад. *М.П. Роцевский*,
д.х.н. *С.А. Рубцова*, д.и.н. *Э.А. Савельева*, к.и.н. *А.В. Самарин*, чл.-корр. РАН *А.Ф. Титов*,
д.филол.н. *Г.В. Федюнева*, акад. *В.Н. Чарушин*, д.т.н. *Ю.Я. Чукуреев*,
д.б.н. *Е.В. Шамрикова*, акад. *В.С. Шацкий*, д.б.н. *Д.Н. Шамаков*, д.т.н. *Н.Д. Цхадая*

Адрес редакции:

167982, Республика Коми, Сыктывкар, ул.Коммунистическая, 24
Коми научный центр УрО РАН, каб. 317.
Тел. (8212) 24-47-79, факс (8212) 24-22-64
E-mail: journal@frc.komisc.ru
www.izvestia.komisc.ru

Подписной индекс в каталоге «Почта России» 52047

ISSN 1994-5655

Зарегистрирован Федеральной службой по надзору за
соблюдением законодательства в сфере массовых ком-
муникаций и охране культурного наследия. Свид. о ре-
гистрации средств массовой информации ПИ № ФС 77-
26969 от 11 января 2007 г.

Журнал включен в перечень рецензируемых
научных изданий ВАК

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр УрО РАН», 2020

Science Journal
Founded in 2010
Published 6 times a year

Established by
Federal State Budgetary
Institution of Science
Federal Research Centre
«Komi Science Centre, Ural Branch, RAS»

PROCEEDINGS

OF THE KOMI SCIENCE CENTRE
URAL BRANCH
RUSSIAN ACADEMY OF
SCIENCES

№1(41)

«EARTH SCIENCES» series

2020

Editor-in-chief:

academician *A.M. Ashkhabov*

Deputy editor-in-chief – RAS corresp. member *V.N. Lazhentsev*

Executive Secretary – Cand. Sci. (Chemistry) *A.Ya. Polle*

Editorial Board «Earth Sciences»:

Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *V.L. Andreichev*, Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *L.N. Andreicheva*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *A.I. Antoshkina*, Cand. Sci. (Geol.&Mineral.) *E.V. Antropova* (Executive Secretary),
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *T.M. Beznosova*, Cand. Sci. (Geol.&Mineral.) *I.N. Burtsev*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *D.A. Bushnev*, acad. *L.A. Vaisberg*, Cand. Sci. (Geogr.) *T.E. Dmitrieva*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *V.A. Zhemchugova*, Cand. Sci. (Geol.&Mineral.) *A.V. Zhuravlev*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *S.G. Kovalev*, Dr. Sci. (Tech.) *S.A. Kondratyev*, Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *O.B. Kotova*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *N.B. Kuznetsov*, Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *S.K. Kuznetsov*,
RAS corresp. member *V.N. Lazhentsev*, Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *N.A. Malyshev*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *V.V. Murzin*, Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *N.Yu. Nikulova*,
Cand. Sci. (Geol.&Mineral.) *A.A. Soboleva*, Dr. Sci. (Geogr.) *G.G. Osadchaya*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *O.M. Prishchepa*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *A.M. Pystin* (executive editor of the series), Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *V.I. Rakin*,
Dr. Sci. (Tech.) *V.I. Rostovtsev*, Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *V.A. Saldin*, Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *S.A. Svetov*,
Cand. Sci. (Geol.&Mineral.) *N.N. Timonina*, Cand. Sci. (Geol.&Mineral.) *V.V. Udoratin*,
Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *T.G. Shumilova*, Dr. Sci. (Geol.&Mineral.) *V.V. Shchiptsov*,
Prof. *E. Ciftic* (Istanbul, Turkey), Prof. *P. Mannik* (Tallinn, Estonia)

Editorial Council:

acad. *V.V. Alekseev*, RAS corresp. member *V.N. Anfilogov*, Dr. Sci. (Hist.) *E.T. Artemov*,
RAS corresp. member *A.A. Baryakh*, Dr. Sci. (Med.) *E.R. Bojko*, acad. *V.I. Berdyshev*, acad. *V.N. Bolshakov*,
Dr. Sci. (Econ.) *N.M. Bolshakov*, Prof. *T.M. Brechko*, Dr. Sci. (Biol.) *M.V. Getsen*, acad. *A.D. Gvishiani*,
Dr. Sci. (Biol.) *S.V. Degteva*, Dr. Sci. (Hist.) *A.E. Zagrebin*, Dr. Sci. (Econ.) *V.A. Ilyin*, acad. *V.A. Koroteev*,
RAS corresp. member *S.V. Krivovichev*, Dr. Sci. (Hist.) *E.F. Krinko*, RAS corresp. member *A.V. Kuchin*,
RAS corresp. member *Yu.B. Marin*, acad. *V.P. Matveenkov*, Dr. Sci. (Hist.) *V.I. Men'kovsky*, acad. *G.A. Mesyats*,
Dr. Sci. (Hist.) *P.Yu. Pavlov*, RAS corresp. member *E.V. Pimenov*, Cand. Sci. (Geol.&Mineral.) *A.M. Plyakin*,
RAS corresp. member *V.N. Puchkov*, RAS corresp. member *I.M. Roshchevskaya*, acad. *M.P. Roshchevsky*,
Dr. Sci. (Chem.) *S.A. Rubtsova*, Dr. Sci. (Hist.) *E.A. Savelyeva*, Cand. Sci. (Hist.) *A.V. Samarin*,
RAS corresp. member *A.F. Titov*, Dr. Sci. (Philol.) *G.V. Fedyuneva*,
acad. *V.N. Charushin*, Dr. Sci. (Tech.) *Yu.Ya. Chukreev*, Dr. Sci. (Biol.) *E.V. Shamrikova*, acad. *V.S. Shatsky*,
Dr. Sci. (Biol.) *D.N. Shmakov*, Dr. Sci. (Tech.) *N.D. Tshkadaya*

Editorial Office:

Office 317, Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS
24, Kommunisticheskaya st., Syktyvkar 167982, Komi Republic
Tel. +7 8212 244779 Fax +7 8212 242264
E-mail: journal@frc.komisc.ru
www.izvestia.komisc.ru

The "Russian Post" catalogue subscription index 52047

ISSN 1994-5655

Registered by the Russian Federal Surveillance Service
for Compliance with the Law in Mass Communications
and Cultural Heritage Protection. The certificate of mass
media registration – ПИ № ФС 77-26969 dated 11 January,
2007.

*The journal is included in the list of peer-reviewed
scientific publications
of the Higher Attestation Commission
of the Russian Federation*

© Federal State Budgetary Institution of Science Federal Research Centre
"Komi Science Centre, Ural Branch, RAS", 2020

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Д.А. Груздев, А.Н. Плотицын, А.В. Журавлев, Е.В. Антропова, А.В. Ерофеевский. Лымбадъяхинская свита верхнего девона севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона: новые данные.	5
В.А. Салдин, С.Т. Ремизова. Стратиграфия и геологическое положение верхнепалеозойской органогенной постройки на р.Косью (западный склон Приполярного Урала)	16
Е.С. Пономаренко, Р.М. Иванова, И.В. Смолева. Литология, био- и хемотратиграфия верхнесерпуховско-нижнебашкирских отложений в разрезе Пача-Шор (р. Илыч, Северный Урал)	28
К.П. Рязанов, А.Е. Цыбульская, М.А. Афонин, Д.В. Громыко. Новые данные о лестаншорской свите триаса (юго-запад хребта Пай-Хой).....	35
К.С. Иванов. О выделении на Урале палеозойских фаций континентального подножия.....	43
М.Н. Буравская, Ю.В. Голубева. Фациально-генетическое расчленение современного аллювия в нижнем течении р.Куи на северо-западе Большеземельской тундры.....	49
В.В. Удоратин, А.Ш. Магомедова, Ю.Е. Езимова. Результаты геофизических исследований Западно-Тиманского разлома	55
В.И. Силаев, В.Н. Филиппов, А.Ф. Хазов, Б.А. Макеев, П.П. Юхтанов. Система черновита: новый взгляд через полвека после открытия минерала	69
Ю.В. Денисова. Петрохимия гранитов Яротского массива (Приполярный Урал): новые данные	80
Т.А. Вовчина, А.А. Соболева. Результаты U-Pb (SIMS) датирования циркона из позднерифейских плагиогранит-порфиров северо-западного Пай-Хоя.....	88
О.В. Удоратина, А.С. Шуйский, В.А. Капитанова. Гранитоиды Кожимского массива (Приполярный Урал): U-Pb, Lu-Hf данные.....	96

CONTENTS

D.A. Gruzdev, A.N. Plotitsyn, A.V. Zhuravlev, E.V. Antropova, A.V. Erofeevsky. Lymbada formation of the Upper Devonian of north of Pay-Khoy carbonate parautochthone: new data	5
V.A. Saldin, S.T. Remizova. Stratigraphy and geological situation of the Upper Paleozoic organogenic structure on the Kosyu river (Western slope of the Subpolar Urals).....	16
E.S. Ponomarenko, R.M. Ivanova, I.V. Smoleva. Lithology, bio- and chemostratigraphy of the Upper Serpukhovian-Lower Bashkirian deposits in the Pacha-Shor section (Ilych river, Northern Urals)	28
K.P. Ryazanov, A.E. Tsybulskaya, M.A. Afonin, D.V. Gromyko. New data on the Triassic Lestanshor formation (South-Western part of the Pay-Khoy ridge).....	35
K.S. Ivanov. The allocation of the Urals Paleozoic continental foot facies	43
M.N. Buravskaya, Yu.V. Golubeva. Facies and genetic dissection of modern alluvium in the lower reaches of the Kuya river in the northwest of the Bolshezemelskaya tundra	49
V.V. Udoratin, A.Sh. Magomedova, Yu.E. Ezimova. Results of geophysical researches of the West Timan fault	55
V.I. Silaev, V.N. Filippov, A.F. Khazov, B.A. Makeev, P.P. Yukhtanov. Black system: a new view in 50 years after the discovery of the mineral	69
Yu.V. Denisova. Petrochemistry of the Yarot massif granites (Subpolar Urals): new data.....	80
T.A. Vovchina, A.A. Soboleva. Results of U-Pb (SIMS) dating of zircon from Late Riphean plagiogranite-porphiries of northwestern Pay-Khoy	88
O.V. Udoratina, A.S. Shuisky, V.A. Kapitanova. Granitoids of the Kozhim massif (Subpolar Urals): U-Pb, Lu-Hf data.....	96

УДК 551.734.5(470.111)
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-5-15

**Д.А. ГРУЗДЕВ, А.Н. ПЛОТИЦЫН, А.В. ЖУРАВЛЕВ,
Е.В. АНТРОПОВА, А.В. ЕРОФЕЕВСКИЙ**

**ЛЫМБАДЪЯХИНСКАЯ СВИТА
ВЕРХНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРА ПАЙ-ХОЙСКОГО
КАРБОНАТНОГО ПАРАВТОХТОНА:
НОВЫЕ ДАННЫЕ**

*Институт геологии им. акад. Н.П.Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

gruzdev@geo.komisc.ru

**D.A. GRUZDEV, A.N. PLOTITSYN, A.V. ZHURAVLEV,
E.V. ANTROPOVA, A.V. EROFEEVSKY**

**LYMBADA FORMATION OF THE UPPER
DEVONIAN OF THE NORTHERN PAY-KHOY
CARBONATE PARAUTOCHTONE: NEW DATA**

*N.P. Yushkin Institute of Geology,
Federal Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktывkar*

Аннотация

В статье приведены новые данные по строению и возрасту лымбадьяхинской свиты (D_3-C_{1b}) Пай-Хойского карбонатного паравтохтона. Свита сложена отмельными детритовыми карбонатами с кремнисто-карбонатными конкрециями и многочисленными остатками бентосной фауны. На основе находок конодонтов и строматопороидей средняя часть свиты условно сопоставляется с зонами marginifera - нижняя expansa фаменского яруса, а верхняя часть свиты – с зонами duplicata - isosticha турнейского яруса. В кровле свиты предполагается перерыв, отвечающий верхнему турне – нижнему визе.

Ключевые слова:

Пай-Хойский паравтохтон, верхний девон, нижний карбон

Abstract

The new data on the composition and age of the Lymbada Formation (D_3-C_{1b}) of the Pay-Khoy carbonate parautochthon are considered. The formation is composed of shoaly carbonate deposits containing cherty concretions and abundant benthic fossils. Conodont and stromatoporoid data suggest correlation of the middle part of the formation with marginifera - Lower expansa conodont zones (Famennian), and correlation of the upper part of the formation with duplicata - isosticha conodont zones (Tournaisian). Famennian conodont associations are abundant (*Hindeodus albus*, *Mitrellataxis circularis*, and *Pol. semicostatus* among others) and include some specific forms (*Polygnathus* aff. *delenitor*, *Pol.* aff. *experplexus*, *Pol.* sp. A, and *Pol.* sp. B). Rare Tournaisian conodonts represented by *Polygnathus longiposticus* and *Plukidina* sp. occur in the uppermost part of the Lymbada Formation. The late Tournaisian age of the upper part of the Lymbada Formation is proved by the isotope ($\delta^{13}C_{carb}$) stratigraphy. The studied deposits contain remains of the Famennian stromatoporoids. The stromatoporoids are represented by *Labechia*, *Actinostroma*, *Anostylostroma*, *Trupetostroma*, and *Amphipora*. The disconformity corresponding to the upper Tournaisian - lower Visean is supposed at the upper boundary of the Lymbada Formation.

Keywords:

Pay-Khoy parautochthon, Upper Devonian, Carboniferous

Введение

Одной из крупных и неоднозначно интерпретируемых на севере Пай-Хоя тектонических структур является Пай-Хойский карбонатный паравтохтон [1]. Он сложен мелководными карбонатными образованиями нижнего и среднего палеозоя. Верх-

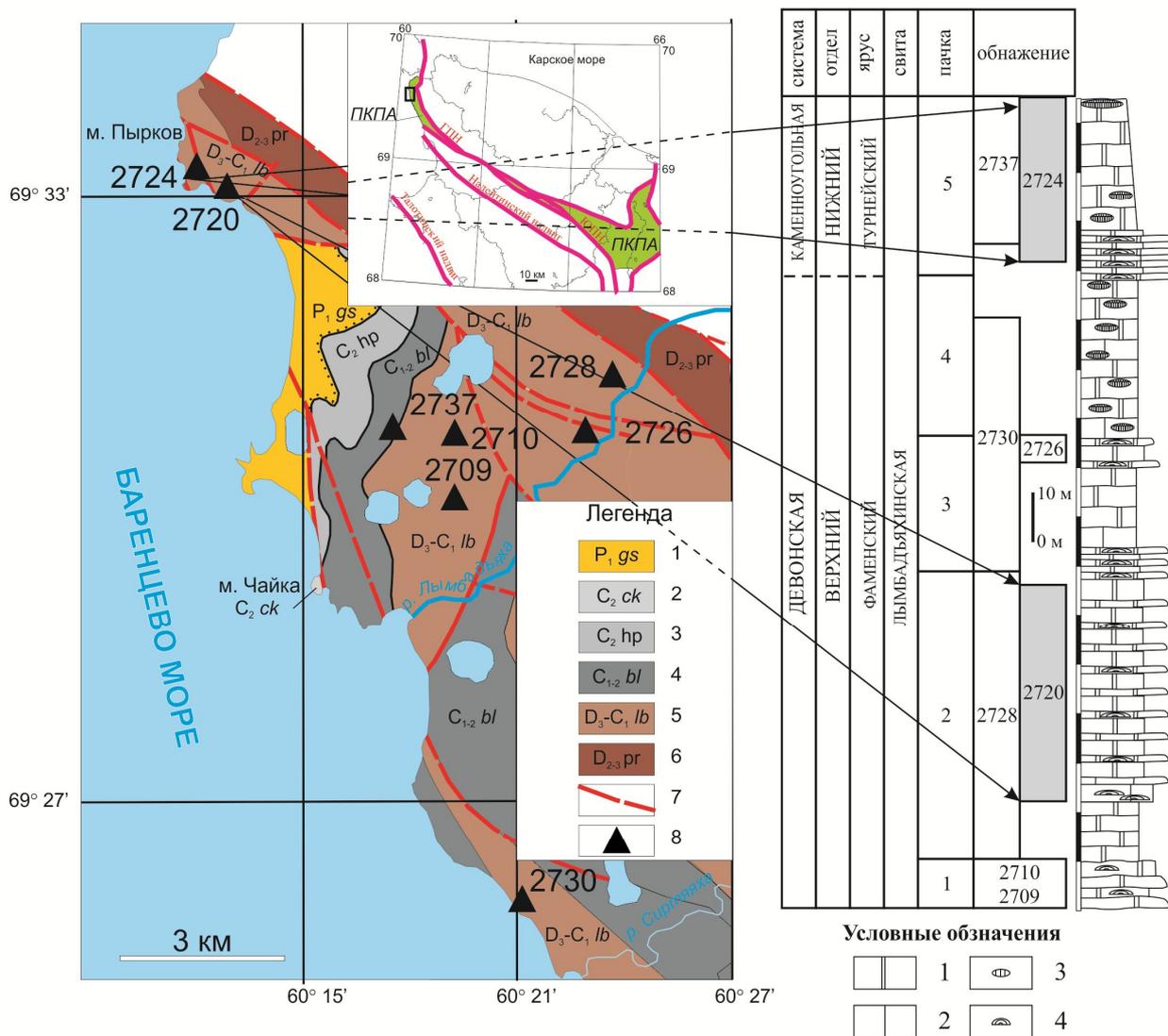


Рис. 1. Схема расположения обнажений (тектоническая (по [1]) и геологическая (по [2]) лымбадъяхинской свиты в типовой местности (по [2]). На тектонической схеме район обозначен прямоугольником. Условные обозначения: ЮПН – Южно-Пайхойский надвиг; ГПН – Главный Пайхойский надвиг; ПКПА – Пайхойский карбонатный паравтохтон. 1 – Гусиная свита (нижняя пермь). Волнисто-линзовидное чередование темно-серых алевролитов и аргиллитов, прослои песчаников тонкозернистых. Карбонатные конкреции и конкреционные плиты. Мощность более 100 м; 2 – Чайкинский риф (средний карбон, московский ярус). Комплекс брахиоподово-мшанковых органогенных построек, разделенных криноидными и брахиоподовыми детритовыми известняками. Мощность 150–200 м; 3 – Хойпонганасейская толща (средний карбон, московский ярус). Преимущественно волнисто-линзовидное чередование известняков от светло- до темно-серых, тонко- и среднетритовых с криноидеями и брахиоподами. Тонкие глинисто-карбонатные примазки. В верхней части мелкие брахиоподово-мшанковые биогермы. Мощность 150–200 м; 4 – Болванская свита (нижний карбон, визейский ярус – средний карбон, башкирский ярус). Преимущественно волнисто-линзовидное чередование известняков серых до темно-серых, тонко- и мелкодетритовых. Многочисленные линзовидно распределенные остатки ругоз и крупных продуктид. Горизонты кремнисто-карбонатных конкреций. Мощность 500–520 м; 5 – Лымбадъяхинская свита (верхний девон, фаменский ярус – нижний карбон, турнейский ярус). Известняки и доломиты серые, водорослево-строматопоровые, с кремнистыми и кальцитовыми стяжениями в верхней части. Водорослево-строматопоровые биогермы в нижней части. Мощность 130–170 м; 6 – Пыркдовская толща (средний девон, живетский ярус – верхний девон, франкий ярус). Известняки, доломиты, мергели и аргиллиты. Мощность около 60–80 м; 7 – Разрывные нарушения; 8 – Обнажения и их номера. Условные обозначения к сводной литологической колонке: 1 – доломит; 2 – известняк; 3 – кремнистые стяжения; 4 – колонии водорослей и строматопор. Серым закрашены обнажения, рассматриваемые в рамках настоящей работы.

Fig. 1. Locality map (tectonic scheme by [1]; geological scheme by [2]) of the outcrops of the Lymbadja Formation. The study area is marked by a rectangle on the tectonic scheme. Legend: ЮПН – South Pay-Khoy thrust; ГПН – Main Pay-Khoy thrust; ПКПА – Pay-Khoy carbonate parautochthone. 1 – Gusinaya Formation (Lower Permian). Wavy and lens-like alternation of dark-gray siltstones and claystones, layers of fine-grained

sandstone. Carbonate concretions. More than 100 m thick; 2 – Chaika Reef (Mid-Carboniferous, Moskovian stage). Brachiopode and bryozoan organogenic buildups intercolated with crinoid and brachiopode detrital limestones. 150–200 m thick. 3 – Khoiponganase Formation (Mid-Carboniferous, Moskovian stage). Wavy and lens-like alternation of light to gray-dark detrital limestones with crinoids and brachiopods. Thin clay-carbonate selvages. Small brachiopod-bryozoan bioherms in the upper part. 150–200 m thick; 4 – Bolvanian Formation (Lower Carboniferous, Visean stage – Mid-Carboniferous, Bashkirian stage). Wavy and lens-like alternation of gray to dark-gray detrital limestones. Abundant lens-like accumulations of rugose corals and productids. Layers of siliceous-carbonate concretions. 500–520 m thick; 5 – Lymbada Formation (Upper Devonian, Famennian stage – Lower Carboniferous, Tournaisian stage). Gray limestones and dolomites, algal-stromatoporoid, with cherty and calcite concretions in the upper part. 130–170 m thick; 6 – Pyrkov Formation (Middle Devonian, Givetian stage – Upper Devonian, Frasnian stage). Limestones, dolomites, marls, and claystones. About 60–80 m thick; 7 – Faults; 8 – Outcrops and their numbers. Legend for the generalized log: 1 – dolomite; 2 – limestone; 3 – cherty concretions; 4 – algal and stromatoporoid nodules. The outcrops under consideration are in gray.

неордовикско - нижнедевонский интервал слагают сармикская (O_3sr), посежская свиты (S_1-D_1/s) и рифовая толща (D_1rf). После перерыва, отвечающего среднему девону, залегает последовательность из следующих местных стратиграфических подразделений: пырковская толща (D_3pr), лымбадьяхинская (D_3-C_1b), болванская свиты ($C_{1-2}bl$), хойпонганасейская толща (C_2hp) и риф Чайка ($C_{2-3}ch$) [3, 4]. Из всех вышеперечисленных местных стратиграфических подразделений относительно неплохо изучен лишь риф Чайка [5–8], где более древние образования рассматриваются в единичных публикациях в общих чертах.

Среди наименее изученных подразделений среднего палеозоя Пайхойского карбонатного паравтохтона остается лымбадьяхинская свита. Выделенная с ареальным стратотипом [2] эта свита имеет недостаточную как литологическую, так и биоистратиграфическую характеристику. Особенно это касается верхней части свиты и ее границы с болванской свитой. Неопределенным остается стратиграфический объем перерыва в кровле лымбадьяхинской свиты, который ранее был определен достаточно условно, исходя из общих соображений и датировок подошвы болванской свиты.

Лымбадьяхинская свита в качестве практически значимого картируемого подразделения впервые была предложена в новом варианте местной стратиграфической схемы Пайхойского карбонатного паравтохтона [2]. Работы, проводимые в рамках ГДП-200 (R-41-XIX) с изучением разрезов на побережье Баренцева моря от м. Пырков до устья р. Сиртяяха и на р. Лымбадьяха, показали, что слабо различимые по литологической характеристике костяномысовская и карповская толщи малопригодны для задач полевого картирования на данной площади. В результате было предложено выделить лымбадьяхинскую свиту в низовьях р. Лымбадьяха и прилегающем побережье Баренцева моря (рис. 1). В настоящей работе приводится характеристика наиболее представительных средней и верхней частей разреза лымбадьяхинской свиты.

Методы

Химической дезинтеграции с целью выделения микрофаунистических остатков подвергнута 31 проба карбонатных и кремнистых пород лымбадьяхинской свиты (17 проб из обнажения 2720 и 14 проб из обнажения 2724). При химической обработ-

ке применялась стандартная методика растворения в 7–10%-ном растворе уксусной и в 10%-ном растворе плавиковой кислот. Фотоизображения кондонтовых элементов получены на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN (ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, оператор А.С. Шуйский).

Разложение карбонатов и измерение изотопного состава углерода и кислорода в режиме непрерывного потока производились на аналитическом комплексе, включающем в себя систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Fisher Scientific (Бремен, Германия). Значения $\delta^{13}C$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}O$ – стандарта SMOW. При калибровке были использованы международные стандарты МАГАТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Ошибка определения составляет $\pm 0,1\%$. Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (аналитик И.В. Смолева). Для анализа изотопных соотношений на диаграмме $\delta^{13}C$ карб - $\delta^{18}O$ карб значения $\delta^{18}O$ карб пересчитывались относительно стандарта PDB.

Литолого-палеонтологическая характеристика

Лымбадьяхинская свита сложена серыми известняками и доломитами с кремнистыми и кальцитовыми стяжениями в верхней части. Для свиты, исключая верхнюю часть, характерны маломощные водорослево-строматопоровые органогенные постройки [2], присутствуют отдельные скопления мелких брахиопод, одиночные и колониальные кораллы, редкие остатки известковых водорослей, фораминифер, криноидей и остракод. Мощность свиты около 150 м. Для прикровельной части свиты характерно интенсивное окремнение. Свита согласно или с незначительным перерывом залегает на пырковской толще (D_3pr) и с размывом перекрывается болванской свитой (C_1bl) [4, 2]. Далее приводится описание обн. 2720 и 2724, расположенных в поле развития лымбадьяхинской свиты (рис. 1).

Обнажение 2720 (координаты обн. N 69°32'59.5"; E 60°13'04.4") расположено на южном берегу мыса Пырков. Вскрывающиеся здесь отложения представлены следующей последовательностью слоев (рис. 2):

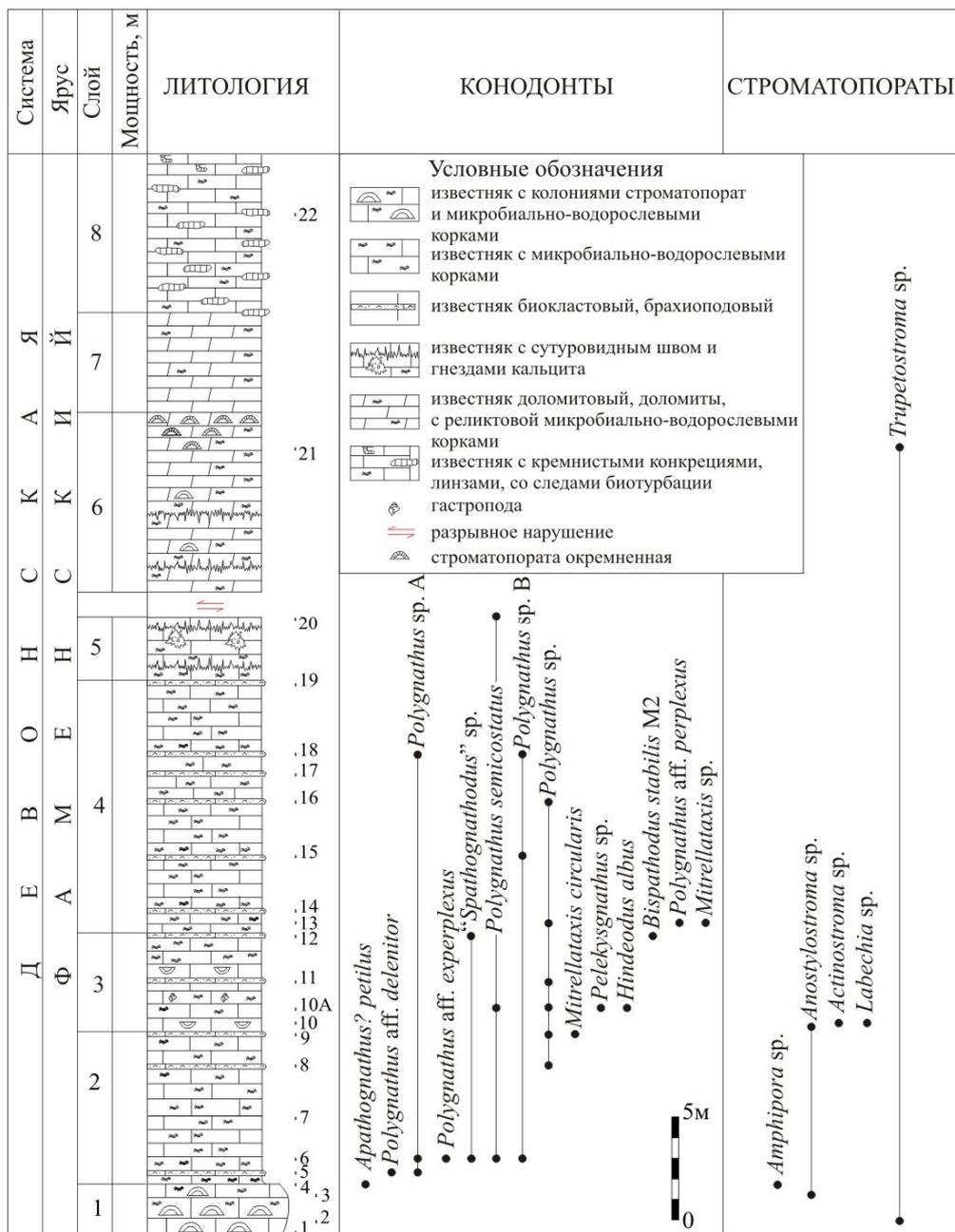


Рис. 2. Стратиграфическая колонка средней части лымбадъяхинской свиты (обн. 2720).
Fig. 2. Stratigraphic column of the middle part of the Lymbada Formation (outcrop 2720).

1. Известняк темно-серый массивный мелко-тонкодетритовый с обильными ценостеумами строматопороидей и микробальными корками. Количество строматопороидей вверх по слою уменьшается. В верхней части обнаружены конодонтовые элементы, которые диагностированы в качестве *Apathognathus? petilus* Varker. Мощность 2,5 м. Контакт пологоволнистый.

2. Известняк темно-серый мелко-тонкодетритовый, в нижней части массивный с выщелоченными микробальными корками, которые формируют так называемую "узорчатую" текстуру. В подошве – одиночные брахиоподы, обломки строматопороидей. Встречаются прослои с детритом брахиопод. Из микроостатков отмечены криноидеи и конодонты. Среди последних определены *Mitrella-*

taxis circularis Wang et Wang, *Polygnathus aff. delenitor* Drygant, *Polygnathus aff. experplexus* Sandberg et Ziegler, *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, *Polygnathus sp. A*, *Polygnathus sp. B* и "*Spathognathodus*" sp. (см. рис. 4). Мощность 7,5 м. Контакт пологоволнистый.

3. Известняк темно-серый, переслаивание массивных мелко-тонкодетритовых разностей с перевернутыми ценостеумами строматопороидей и микробальными корками и тонкоплитчатых известняков детритовых и цельнораковинных. Встречены единичные гастроподы, брахиоподы, криноидеи и конодонты: *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2, *Hindeodus albus* (Deulin), *Pelekysgnathus sp.*, *Polygnathus aff. perplexus* Thomas, *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, *Polygnathus sp.* и "*Spatho-*

gnathodus" sp. Мощность 4,5 м. Контакт пологоволнистый.

4. Известняк темно-серый массивный мелко-среднетерритовый с микробиальными корками и прослоями средне-мелкодетритовых известняков. Органические остатки представлены брахиоподами, сколекодонтами, криноидеями и конодонтами. Комплекс конодентов имеет следующий таксономический состав: *Mitrellataxis* sp., *Polygnathus* sp. и *Polygnathus* sp. В. Мощность 11,5 м. Контакт пологоволнистый.

5. Известняк серый массивный мелкодетритовый с сутуровидными прожилками и гнездовидными выделениями кристаллического кальцита, вероятно, по органическим остаткам. Из фауны обнаружены лишь единичные конодонтовые элементы, которые диагностированы в качестве *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl. Неполная мощность 2,5 м. Задернованный участок мощностью 1,7 м, вероятнее всего по разрывному нарушению.

6. Известняк серый массивный средне-мелкодетритовый доломитизированный в различной степени, вплоть до мелкокристаллического вторичного доломита, с редкими ценостеумами строматопоридей. В подошвенной части характерны сутуровидные прожилки. В кровле обильные строматопоридеи, формирующие протяженные участки с окремненными колониями. Мощность 9,5 м. Контакт пологоволнистый.

7. Известняк серый мелко-среднетерритовый с коричневатым оттенком, массивный с микробиальными корками, доломитизированный. Мощность 4,8 м. Контакт пологоволнистый.

8. Известняк серый с кремнистыми линзами, гнездами (4–5 см в поперечнике), часть из них по органическим остаткам. Стяжения кремней имеют вытянутую червячнообразную форму, местами заметна реликтовая волнисто-линзовидная текстура (возможно, микробиально-водорослевая). Отмечаются следы интенсивной биотурбации осадка. Неполная мощность 7.1 м. Кровля бугристая. Общая мощность описываемого интервала свиты составляет 51,7 м. Верхняя часть лымбадъяхинской свиты представлена в обн. 2724 (69°33'8.32"СШ 60°12'1.95"ВД) следующими слоями (рис. 3):

1. Известняк серый в нижней и верхней частях тонкодетритовый, в средней – тонко-мелкодетритовый, с остракодами, неотчетливо волнисто-слоистый. В верхней части присутствуют одиночные ругозы. Видимая мощность 1,4 м. Контакт не наблюдается.

2. Известняк серый мелкодетритовый массивный до неотчетливо волнисто-слоистого. Сутурные швы через 0,7–1 м. Рассеянно-послойное распределение одиночных ругоз, которые часто окремнены. Мощность 4,6 м. Контакт пологоволнистый.

3. Известняк серый до светло-серого от средне-мелкодетритового в нижней части до мел-

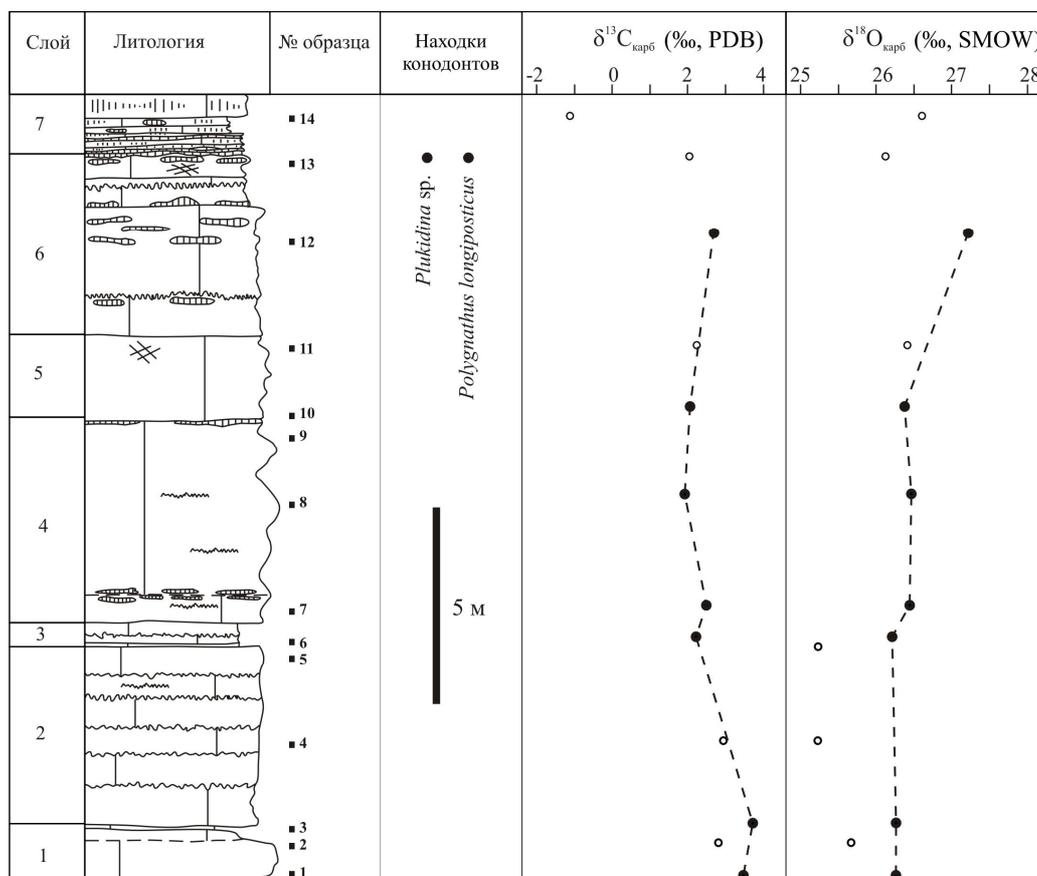


Рис. 3. Стратиграфическая колонка верхней части лымбадъяхинской свиты (обн. 2724). Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 3. Stratigraphic column of the upper part of the Lymbada Formation (outcrop 2724). For legend see Fig. 1.

кодетритового в верхней. Текстура от волнистолинзовиднослойчатой до массивной. В средней части слоя отмечается сутурный шов. Мощность 0,6 м. Пологоволнистый контакт.

4. Известняк серый мелкодетритовый массивный до комковатого. Редкие раковины гастропод, рассеянные одиночные ругозы (окремнены) и редкие ветвистые колонии ругоз в близком к прижизненному положению. В прикровельной части отмечаются ветвистые колонии ругоз и редкие раковины брахиопод. В 0,7 м от подошвы и в прикровельной части присутствуют кремнистые стяжения темно-серого цвета уплотненной формы. По всему слою окремнение развито по ругозам. Мощность 5,1 м. Волнистый контакт.

5. Известняк кремнистый серый до светло-серого, от мелкодетритового в нижней части до тонкодетритового в верхней, массивный. Органические остатки окремнены. Многочисленные рассеянные одиночные ругозы, колонии табулят *Syringopora* в средней и прикровельной части слоя. Мощность 2,1 м.

6. Известняк серый от мелкодетритового в нижней части до тонкодетритового в верхней, массивный до линзовиднослойчатого в верхней части. Линзы сложены мелким детритом. Присутствуют горизонты кремнистых конкреций темно-серого цвета неправильной формы. Многочисленные окремненные одиночные ругозы. В 0,5 м от кровли отмечены колониальные ругозы. В верхней части слоя обнаружены конодонты *Plukidina* sp. и *Polygnathus longiposticus* Branson et Mehl. Мощность 4,5 м. Бугристый контакт.

7. Известняк светло-серый до серого тонкодетритовый кремнистый с неотчетливой волнистой слойчатостью, подчеркнутой распределением кремнистости. Присутствуют многочисленные кремнистые конкреционные плиты темно-серого цвета. Видимая мощность 1,7 м. Выше расположен не обнаженный участок, в котором предполагается тектонический контакт, за ним обнажаются доломитистые известняки болванской свиты.

Биостратиграфия

Стратиграфический интервал лымбадьяхинской свиты отвечает нижнему фамену – турне на основании немногочисленных находок конодонтов, остракод и фораминифер [2], которые распределены в разрезе крайне неравномерно. Если из пелиттонкодетритовых известняков обнажения 2720 ранее отмечались крайне немногочисленные находки конодонтов, то обнажение 2724 диагностируемыми органическими остатками охарактеризовано не было.

Конодонты

Ранее в обнажении 2720 отмечались находки таких конодонтов, как *Jablonnodus erectus* Dzik, *Mehlina lindstroemi* Matveeva, Zhuravlev et Eremenko (S-элемент), *Polygnathus delenitor* Drygant, *Pol. flaccidus* Helms (верхняя часть пачки 1, в 0,1 м от кровли) и *Pol. sp.* (5 м от подошвы пачки 2) (см. рис. 3), совместное распространение которых характерно для зон верхняя *sperida* - *rhomboidea* [2]. Более

детальные палеонтологические исследования позволили существенно расширить комплекс конодонтов следующими таксонами: *Apathognathus? petilus* Varker (S и M элементы), *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2, *Hindeodus albus* (Deulin), *Mitrellataxis circularis* (Wang et Wang), *Polygnathus aff. delenitor* Drygant, *Pol. semicostatus* Branson et Mehl, *Pol. aff. experplexus* Sandberg et Ziegler и *Pol. aff. perplexus* Thomas. Обнаружены S элементы с эхелонном, которые на этом стратиграфическом уровне могут входить в состав аппарата *Mehlina lindstroemi* Matveeva, Zhuravlev et Eremenko или *Polygnathus diversus* Helms. Следует указать, что комплекс конодонтов представлен как конодонтами довольно широкого палеогеографического и стратиграфического распространения, так и характеризуется довольно специфическими и редкими экземплярами, таксономическая диагностика которых затруднена (рис. 4). Выделено несколько морфологически довольно специфических форм, которые в рамках настоящей работы диагностированы в качестве *Polygnathus* sp. А и *Polygnathus* sp. В. Достоверно диагностируемые конодонты имеют довольно широкое стратиграфическое распространение от зоны *marginifera* до зоны нижняя *expansa*, охватывающая стратиграфический интервал средней и верхней частей фаменского яруса.

При этом диагностированные авторами в качестве *Pol. aff. perplexus* Thomas экземпляры имеют также морфологическое сходство с группой *Polygnathus iconcinnus* Kuzmin et Melnikova - *Polygnathus vetus* Vorontzova [9], которые распространены в пределах зон верхняя *triangularis*, нижняя *trachytera*. Подобные экземпляры описаны в работах И.А. Бардашева в качестве *Polygnathus inconcinnus* Kuzmin et Melnikova (см. фиг. 15, табл. 21 в [10] из отложений, датированных фазой поздняя *postera*) и Т.В. Стрельченко и С.А. Кручек [11] в качестве *Polygnathus aff. vetus* Vorontzova из петриковского горизонта Припятского прогиба, который сопоставляется с зоной верхняя *rhomboidea*. При наибольшем морфологическом сходстве с *Polygnathus vetus* Vorontzova изученные нами экземпляры несколько отклоняются от типовой серии [9], впрочем, как и от голотипа *Polygnathus perplexus* Thomas [12]. Таким образом, при относительно неплохой представительности палеонтологического материала стратиграфическое положение исследуемого комплекса отложений неоднозначно. Формирование известняков обн. 2720 происходило, вероятно, в интервале фаз *marginifera* ранняя *expansa* в среднем-позднем фамене (мурзакаевско - кушелгинское время).

Отложения, изученные в обн. 2724, очень плохо охарактеризованы определяемыми органическими остатками. Единичные конодонтовые элементы обнаружены в единственном образце в верхней части обнажения (слой 6). Удалось диагностировать два таксона *Plukidina* sp. и *Polygnathus longiposticus* Branson et Mehl. Род *Plukidina* имеет широкий стратиграфический диапазон: известен в интервале от нижнего фамена до турнейского яруса включительно. Второй таксон, *Polygnathus longiposticus*, характеризует более узкий стратиграфиче-

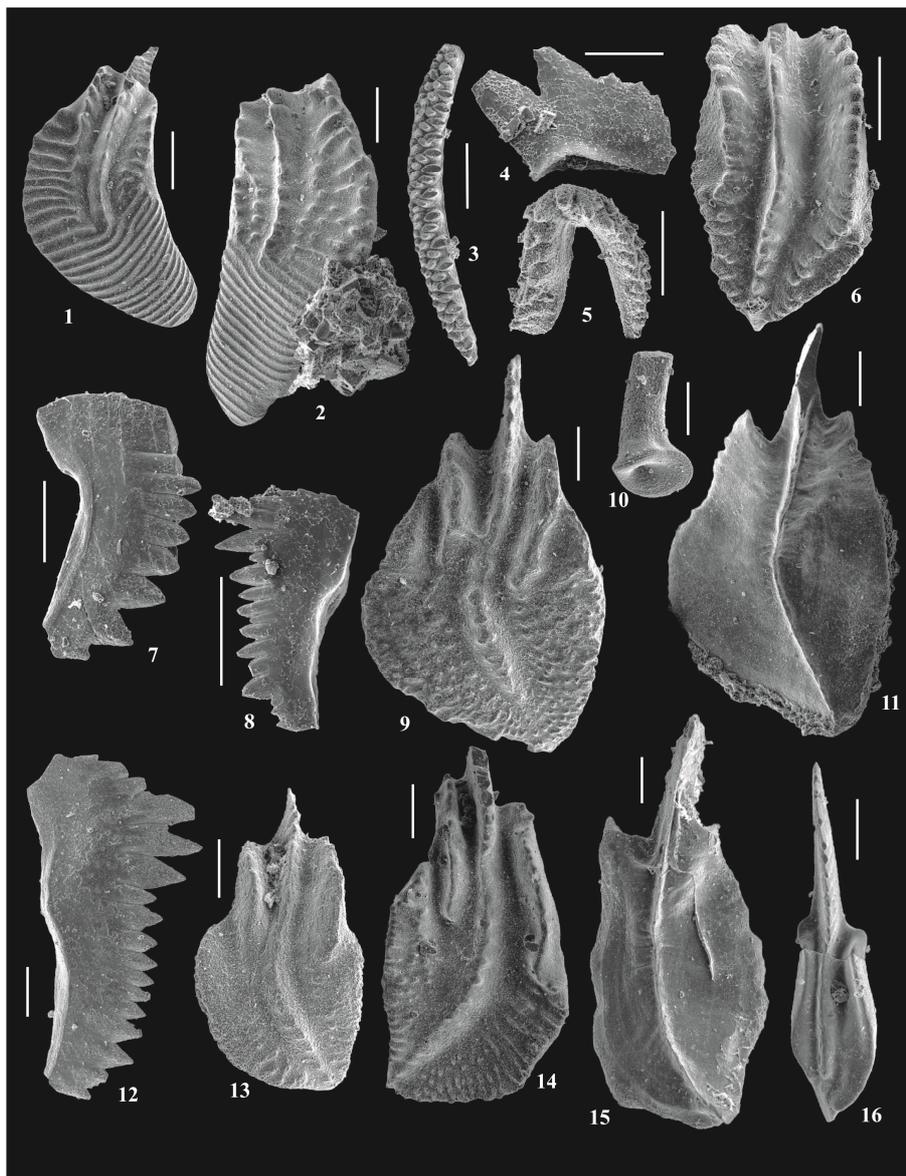


Рис. 4. Фамениские конодонты из средней части лымбадьяхинской свиты (обн. 2720): 1 – *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, колл. № 512/14-30, проба 2720/10А; 2 – *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, колл. № 512/14-24, проба 2720/6; 3 – S-элемент с эхелоном, колл. № 512/14-38, проба 2720/13; 4 – *Pelekysgnathus* sp., колл. № 512/14-31, проба 2720/10А; 5 – S-элемент с эхелоном, колл. № 512/14-34, проба 2720/12; 6 – *Polygnathus* aff. *perplexus* Thomas, колл. № 512/14-36, проба 2720/13; 7 – *Hindeodus albus* (Deulin), колл. № 512/14-32, проба 2720/10А; 8 – *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2, колл. № 512/14-35, проба 2720/12; 9 – *Polygnathus* sp. B, колл. № 512/14-27, проба 2720/6; 10 – *Mitrellataxis circularis* Wang et Wang, колл. № 512/14-29, проба 2720/9; 11 – *Polygnathus* sp. B, колл. № 512/14-39, проба 2720/15; 12 – «*Spathognathodus*» sp., колл. № 512/14-25, проба 2720/6; 13 – *Polygnathus* aff. *experplexus*, колл. № 512/14-23, проба 2720/6; 14 – *Polygnathus* sp. A, колл. № 512/14-22, проба 2720/5; 15 – *Polygnathus* sp. A, колл. № 512/14-26, проба 2720/6; 16 – *Polygnathus* aff. *delenitor* Drygant, колл. № 512/14-21, проба 2720/5. Масштабная линейка 0,2 мм.

Fig. 4. Famennian conodonts of the middle part of the Lymbada Formation (outcrop 2720): 1 – *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, specimen № 512/14-30, sample 2720/10A; 2 – *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, specimen № 512/14-24, sample 2720/6; 3 – echelon-bearing S-element, specimen № 512/14-38, sample 2720/13; 4 – *Pelekysgnathus* sp., specimen № 512/14-31, sample 2720/10A; 5 – echelon-bearing S-element, specimen № 512/14-34, sample 2720/12; 6 – *Polygnathus* aff. *perplexus* Thomas, specimen № 512/14-36, sample 2720/13; 7 – *Hindeodus albus* (Deulin), specimen № 512/14-32, sample 2720/10A; 8 – *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2, specimen № 512/14-35, sample 2720/12; 9 – *Polygnathus* sp. B, specimen № 512/14-27, sample 2720/6; 10 – *Mitrellataxis circularis* Wang et Wang, specimen № 512/14-29, sample 2720/9; 11 – *Polygnathus* sp. B, specimen № 512/14-39, sample 2720/15; 12 – «*Spathognathodus*» sp., specimen № 512/14-25, sample 2720/6; 13 – *Polygnathus* aff. *experplexus*, specimen № 512/14-23, sample 2720/6; 14 – *Polygnathus* sp. A, specimen № 512/14-22, sample 2720/5; 15 – *Polygnathus* sp. A, specimen № 512/14-26, sample 2720/6; 16 – *Polygnathus* aff. *delenitor* Drygant, specimen № 512/14-21, sample 2720/5. Scale bar 0.2 mm.

ский интервал от зоны *duplicata* до зоны *isosticha* турнейского яруса. Совместное нахождение этих таксонов позволяет приблизительно сопоставить отложения, вскрывающиеся в обн. 2724, со средней – верхней частью турнейского яруса (конодонтовые зоны *duplicata* – *isosticha*; упинский – кизеловский горизонты).

Строматопороидеи

Комплекс строматопороидеи представлен пятью видами пяти родов – *Labechia*, *Actinostroma*, *Anostylostroma*, *Trupetostroma*, *Amphipora* (рис. 2, 5).

В отложениях лымбадьяхинской свиты строматопороидеи имеют ряд палеоэкологических особенностей. Во-первых, они не встречаются отдель-

ными ценостеумами. Как правило, они образуют сложные скелетные постройки, представленные неравномерным чередованием ценостеумов строматопороидеи разных видов (рис. 5; 1, 4, 5, 6). Такое переслаивание в одной скелетной постройке, обилие инкрустирующих форм обусловлены ограниченной возможностью закрепиться на мягких грунтах с преобладанием микрита. Встречающиеся в некоторых образованиях прослойки микробиального карбоната (рис.5; 2, 3) фиксируют перерывы в росте и, следовательно, недолговременные изменения окружающей среды.

Комплекс строматопороидеи представлен пятью видами, впервые найденными на севере Урала и Пай-Хоя и нуждающимися в дополнитель-

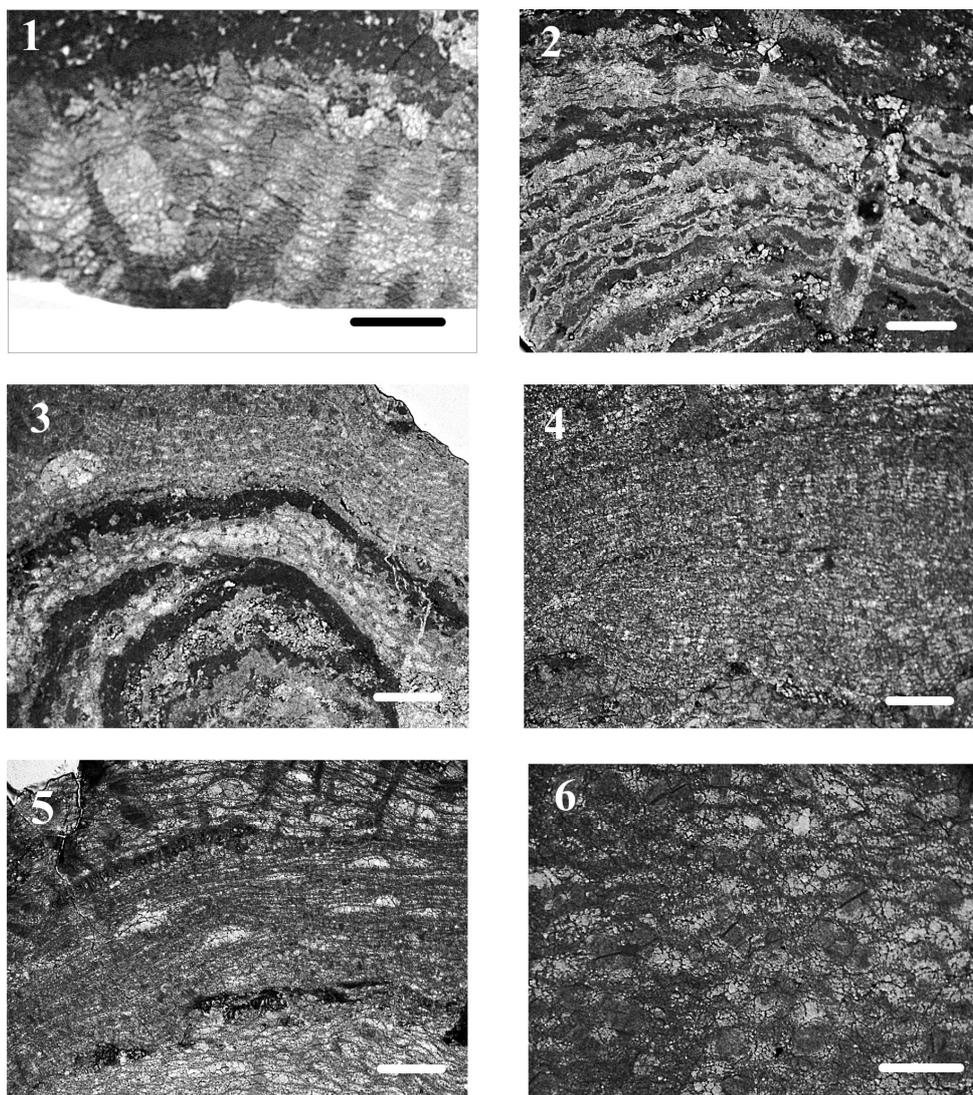


Рис. 5. Строматопороидеи лымбадьяхинской свиты.

1 – *Labechia* sp., обр.2720-1; 2 – переслаивание ламинарных фрагментов строматопороидеи с прослойками микробиального карбоната, обр.2720-2; 3 – переслаивание *Anostylostroma* sp., *Actinostroma* sp. с включениями микробиального карбоната, обр.2720-3; 4 – *Actinostroma* sp., обр.2720-10; 5 – переслаивание *Labechia* sp. и *Anostylostroma* sp., обр.2720-10; 6 – обр.2720-21 *Trupetostroma* sp. Шкала – 2 мм.

Fig.5. Stromatoporoids of the Lymbada Formation.

1 – *Labechia* sp., sample 2720-1; 2 – alteration of lamellar fragments of stromatoporoids with microbial carbonate interlayers, sample 2720-2; 3 – alteration of *Anostylostroma* sp., *Actinostroma* sp. with microbial carbonate inclusions, sample 2720-3; 4 – *Actinostroma* sp., sample 2720-10; 5 – alteration of *Labechia* sp. and *Anostylostroma* sp., sample 2720-10; 6 – *Trupetostroma* sp., sample 2720-21. Scale bar – 2 mm.

ном изучении. Это представители родов *Labechia*, *Actinostroma*, *Anostylostroma*, *Trupetostroma*, *Amphipora*. (рис. 5). Определенный здесь комплекс на родовом уровне подтверждает отнесение вмещающих отложений к фамену, однако некоторыми исследователями подчеркивается отсутствие лабехиид (род *Labechia*) в верхнем фамене, что дает основание предположительно ограничить интервал нижним-средним фаменом.

Изотопная стратиграфия

Для серии образцов из обн. 2724 был проведен анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов (рис. 3). Значительная часть образцов попадает на диаграмме $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ [13] в область диагенетически измененных карбонатов с облегченным изотопным составом карбонатного углерода и кислорода (рис.3, б). Остальные образцы по значениям изотопных соотношений близки к мелководным позднефаменско-турнейским карбонатам юга Печора-Кожвинского мегавала [14].

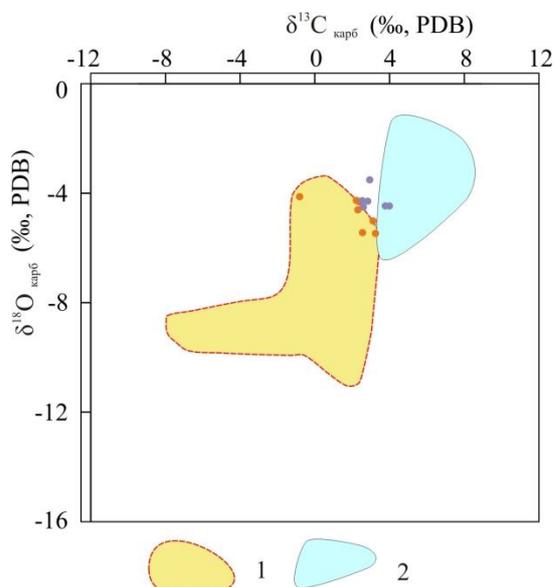


Рис. 6. Диаграмма изотопного состава карбонатного углерода и кислорода для образцов из верхней части лымбадьяхинской свиты (обн. 2724). Условные обозначения: 1 – область вероятных диагенетических изменений (по [13]); 2 – область аномальных значений для верхнетурнейского интервала в мелководных отложениях Печорской плиты (по [15,16]).
Fig. 6. Biplot diagram of carbonate carbon and oxygen isotope composition of the samples from the upper part of Lymbada Formation (outcrop 2724). Legend: 1 – area of probable diagenetic changes (by [13]); 2 – area of the Upper Tournaisian isotope anomaly in the shallow-water deposits of the Pechora Plate (by [15,16]).

Относительно тяжелый для мелководных образований изотопный состав углерода (до 4‰ в нижней части разреза, рис. 3, б) дает основание предположить соответствие рассматриваемого интервала ранней фазе позднетурнейского изотопного события (TICE), охватывающей верхнюю часть конодонтовой зоны *isosticha* [13, 14]. Однако зату-

шеванность изотопного сигнала вторичными преобразованиями не позволяет однозначно интерпретировать эти данные. Значительное облегчение изотопного состава углерода в верхней части обн. 2724 (слой 7), скорее всего, отвечает постдиагенетическим изменениям, возможно, в субэаральных или крайне мелководных условиях с участием атмосферных вод. Другая возможная причина может состоять в позднедиагенетических изменениях отложений в процессе окремнения. В целом, имеющиеся данные подтверждают сопоставление разреза, вскрывающегося в обн. 2724, с верхней частью турнейского яруса (вероятно, зона *isosticha*, кизеловский горизонт).

Выводы

Таким образом, в результате проведенных исследований существенно дополнена биостратиграфическая характеристика лымбадьяхинской свиты. Возраст второй пачки (обн. 2720) ограничен интервалом фаз *marginifera* - ранняя *expana* среднего-позднего фамена (мурзакаевское – кушелгинское время). С учетом данных по строматопороидеям можно предположить соответствие только мурзакаевскому горизонту. Пятая, верхняя, пачка свиты (обн. 2724) приблизительно может быть сопоставлена со средней – верхней частью турнейского яруса (конодонтовые зоны *duplicata* – *isosticha*; упинский – кизеловский горизонты). Низы вышележащей болванской свиты ранее были сопоставлены с верхним визе (зона *bilineatus*). Соответственно объем перерыва на границе с вышележащей болванской свитой отвечает интервалу от зоны *tyricus* до зоны *texapus* (косьвинский – бобриковский горизонты). Вторая пачка лымбадьяхинской свиты соответствует средней части косяномысовской свиты, а пятая – нижней части карповской свиты, выделяемых на о-ве Вайгач. При этом в вайгачских разрезах отсутствует перерыв, коррелянтом которого является нижняя часть болванской свиты.

Зафиксированная в обнажениях слоевая последовательность дополнила литологический облик второй, четвертой и пятой пачек лымбадьяхинской свиты. Во второй пачке охарактеризовано местонахождение фаменских строматопороидей.

Литература

1. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 227 с.
2. Журавлев А.В., Герасимова А.И., Вевель Я.А. Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-среднекаменноугольного интервала севера Пайхойского карбонатного паравотона // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. №4. С. 8–13.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка/М.А.Шишкин, С.И.Шкарубо, Е.В.Молчанова, Н.В.Маркина, Е.В.Молчанова, Б.Г.Ванштейн, А.Г.Зинченко, О.Н.Зуйкова, С.В.Ка-

- лаус, С.А.Козлов, Д.А.Костин, Г.В.Котляр, М.С.Парамонова, В.С.Певзнер, М.Я.Попов, С.К.Пухонто, Г.Б.Савенкова, С.Ф.Солонина, Д.В.Чудакова, Э.В.Шипилов, Т.В. Яковлева. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с.
4. *Журавлев А.В., Вевель Я.А., Груздев Д.А.* Местная стратиграфическая схема верхнего девона и карбона севера Пай-Хоя // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2/19_2018.pdf
 5. *Новое о среднем карбоне Юго-Западного Пай-Хоя / Д.Л.Степанов, А.А.Султанаев, Л.П.Гроздилова, Д.Д.Дегтярев, О.Н.Кручинина, Н.Н.Лапина, В.А.Муромцева, А.И.Николаев, А.В.Попов, М.А.Симакова, И.Д. Ткачева // Вестник ЛГУ. 1977. № 24. С. 25–32.*
 6. *Барсков И.С., Кононова Л.И.* О конодонтах каменноугольных отложений мыса Чайка (Юго-Западный Пай-Хой) // Известия АН СССР. Геология. 1983. №5. С. 1163–1167.
 7. *Соловьева М.Н.* Нижняя граница верхнего карбона по фауне фораминифер Югорского полуострова // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 121–155.
 8. *Ерофеевский А.В., Калашников Н.В.* Продуктиды московского и касимовского ярусов мыса Чайка (Пай-Хой) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 2005. № 6. С. 58–78. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 6).
 9. *Воронцова Т.Н.* Род *Polygnathus sensu lato* (конодонты): филогения и систематика // Палеонтологический журнал. 1993. №3. С. 66–78.
 10. *Бардашев И.А.* Стратиграфия и конодонты девона Таджикистана. Душанбе: “Дониш”, 2018. 316 с.
 11. *Стрельченко Т.В., Кручек С.А.* Стратиграфия нижнефаменских отложений Припятского прогиба (Белоруссия) по конодонтам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. №2. С. 22–42.
 12. *Thomas L.A.* Devonian-Mississippian formations of Southeast Iowa // Bulletin of the geological society of America. 1949. Vol. 60. P. 403–438.
 13. *Qie W.K., Zhang X.H., Du Y.S., Zhang Y.* Lower Carboniferous carbon isotope stratigraphy in South China: Implications for the Late Paleozoic glaciation // Sci. China Earth Sci. – 2011. № 54. P. 84–92. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4062-4>
 14. *Ерофеевский А.В., Журавлёв А.В.* Перспективы использования изотопно-стратиграфического метода ($\delta^{13}\text{C}$ карб) для корреляции верхнедевонско-каменноугольного интервала востока Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т.14. №1. http://www.ngtp.ru/rub/2019/9_2019.html DOI:10.17353/2070-5379/9_2019
 15. *Журавлев А.В., Вевель Я.А.* Позднегурнейское событие в разрезах Косью-Роговской впадины и ее обрамления (Тимано-Печорская провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т.13. №1. http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2018.pdf
 16. *Позднегурнейские мелководные отложения востока Тимано-Печорской провинции (р. Кожва)/А.В.Журавлев, Я.А.Вевель, А.Н.Плотицын, А.В.Ерофеевский, В.Ю. Лукин // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т.14. №4. http://www.ngtp.ru/rub/2019/37_2019.html*

References

1. *Timonin N.I., Yudin V.V., Belyaev A.A.* Paleogeodinamika Paj-Hoya. [Paleogeodynamics of Pay-Khoy]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, 2004. 227 p.
2. *Zhuravlev A.V., Gerasimova A.I., Vevel' Ya.A.* Mestnaya stratigraficheskaya skhema verhnedeavonsko-srednekaemennougol'nogo intervala severa Pajhojskogo karbonatnogo paravotthona [Local stratigraphical scheme of the Upper Devonian-Middle Carboniferous interval of Northern Pay Khoy carbonate paravotchthone] // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2015. No. 4. P. 8–13.
3. *Shishkin M.A., Shkarubo S.I., Molchanova E.V., Markina N.V. et al.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation)]. South-Kara series. R-41- Amderma. Explanatory note. St.Petersburg: Cartographic factory VSEGEI, 2012. 383 p.
4. *Zhuravlev A.V., Vevel' Ya.A., Gruzdev D.A.* Mestnaya stratigraficheskaya skhema verhnego devona i karbona severa Paj-Hoya [Local stratigraphic scheme of the Upper Devonian and Carboniferous of the northern Pay-Khoy] // Neftgazovaya geologiya. Teoriya i praktika [Oil-gas geology. Theory and Practice]. 2018. Vol. 13. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2/19_2018.pdf
5. *Novoe o srednem karbone Yugo-Zapadnogo Paj-Hoya* [New on the Middle Carboniferous of the South-Western Pay-Khoy] / D.L.Stepanov, A.A.Sultanaev, L.P.Grozdilova, D.D.Degtyarev, O.N.Kruchinina, N.N.Lapina, V.A.Muromtseva, A.I.Nikolaev, A.V.Popov, M.A.Simakova, I.D. Tkacheva // Bull. of Leningrad State Univ. 1977. No. 24. P. 25–32.
6. *Barskov I.S., Kononova L.I.* O konodontah kaemennougol'nyh otlozhenij mysa Chajka (Yugo-Zapadnyj Pai-Khoi) [About conodonts of the Carboniferous deposits of Chaika Cape (South-Western Pay-Khoy)]. Proc. of the USSR Ac. Sci. Geology. 1983. P. 1163-1167.
7. *Solovyeva N.M* Nizhnyaya granica verhnego karbona po faune foraminifer Yugorskogo poluostrova [Lower boundary of the Upper Carboniferous based on foraminifera fauna of Yugor Peninsula] // Upper Carboniferous of the USSR. Moscow: Nedra Publ., 1984. P. 121–15.
8. *Erofeevsky A.V., Kalashnikov N.V.* Produktidy moskovskogo i kasimovskogo yarusov mysa

- Chajka (Pai-Khoi) [Productides of Moskovian and Kasimovian stages of Chaika Cape (Pay-Khoy)]// Syktyvkar Paleontological Collection. Syktyvkar, 2005. № 6. P. 58–78.
9. Vorontsova T.N. Rod Polygnathus sensu lato (konodonty): filogeniya i sistematika [Genus Polygnathus sensu lato (conodonts): phylogeny and systematics] //Paleontological J. 1993. №3. P. 66–78.
 10. Bardashev I.A. Stratigrafiya i konodonty devona Tadzhikistana [Devonian stratigraphy and conodonts of Tajikistan]. Dushanbe: “Donish”, 2018. 316 p.
 11. Strel'chenko T.V., Kruchek S.A. Stratigrafiya nizhnepamenskikh otlozhenij Pripyatskogo progiba (Belorussiya) po konodontam [Conodont stratigraphy of lower Famennian deposits of Pripyat depression (Belarus)] // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya [Stratigraphy. Geological Correlation]. 2013. Vol. 21. №2. P. 22–42 p.
 12. Thomas L.A. Devonian-Mississippian formations of Southeast Iowa // Bull. of geological society of America. 1949. Vol. 60. P. 403–438.
 13. Qie W.K., Zhang X.H., Du Y.S., Zhang Y. Lower Carboniferous carbon isotope stratigraphy in South China: Implications for the Late Paleozoic glaciation // Sci. China Earth Sci. 2011. No. 54. P. 84–92. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4062-4>
 14. Erofeevsky A.V., Zhuravlev A.V. Perspektivy ispol'zovaniya izotopno-stratigraficheskogo metoda ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) dlya korrelyatsii verhnedevonsko-kamennougol'nogo intervala vostoka Timano-Pechorskoj provincii [Perspectives of application of isotope-stratigraphy ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) for correlation of the Upper Devonian – Carboniferous interval of the east of Timan-Pechora Province] // Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika [Oil-gas geology. Theory and Practice]. 2019. Vol.14. №1. http://www.ngtp.ru/rub/2019/9_2019.html DOI:10.17353/2070-5379/9_2019
 15. Zhuravlev A.V., Vevel' Ya.A. Pozdneturnejskoe sobytie v razrezah Kos'yu-Rogovskoj vpadiny i ee obramleniya (Timano-Pechorskaya provinciya) [The Late Tournaisian event in the successions of the Kosyu-Rogovaya depression and adjacent areas (Timan-Pechora province)]// Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika [Oil-gas geology. Theory and Practice]. 2018. Vol.13. №1. http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2018.pdf
 16. Pozdneturneiskie melkovodnie otlozheniya vostoka Timano-Pechorskoi provincii (r. Kozhva) [Late Tournaisian shallow-water deposits of the eastern part of Timan-Pechora province (Kozhva River)] / A.V.Zhuravlev, Ya.A.Vevel', A.N.Plotitsyn, A.V.Erofeevsky, V.Yu.Lukin // Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika [Oil-gas geology. Theory and Practice]. 2019. Vol.14. №4. http://www.ngtp.ru/upload/iblock/091/37_2019.pdf

Статья поступила в редакцию 20.12.2019.

УДК 552.58:551.735.2
DOI10.19110/1994-5655-2020-1-16-27

В.А. САЛДИН*, С.Т. РЕМИЗОВА**

**СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ
ОРГАНОГЕННОЙ ПОСТРОЙКИ НА Р. КОСЬЮ
(ЗАПАДНЫЙ СКЛОН
ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)**

**Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

***Российский государственный
педагогический университет им. А.И. Герцена,
г. С.-Петербург*

litgeo@geo.komisc.ru

V.A. SALDIN*, S.T. REMIZOVA**

**STRATIGRAPHY AND GEOLOGICAL SITUATION
OF THE UPPER PALEOZOIC ORGANOGENIC
STRUCTURE ON THE KOSYU RIVER
(WESTERN SLOPE
OF THE SUBPOLAR URALS)**

**N.P. Yushkin Institute of Geology,
Federal Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktывkar*

***A.I. Herzen State
Pedagogical University of Russia,
St.Petersburg*

Аннотация

Приведены состав пород и палеонтологическая характеристика среднекаменноугольно-нижнепермской (?) органогенной постройки мощностью до 200 м на р. Косью (Приполярный Урал). Установлено строение геологического разреза и последовательность отложений. Выяснено изменение состава пород снизу вверх по разрезу от средне-верхнекаменноугольных, преимущественно водорослевых известняков, на гжелско-сакмарские (?) биоцементолиты. Изученная постройка сопоставляется с другими верхнепалеозойскими органогенными постройками севера Урала и Предуралья и классифицируется как скелетный холм.

Ключевые слова:

стратиграфия, верхний палеозой, рифогенные известняки, скелетный холм, Приполярный Урал

Abstract

Organogenic buildups are reliable indicators of the tectonic regime and paleogeographic conditions, important hydrocarbon reservoirs. Middle Carboniferous-Lower Permian buildups are traced as separate massifs along the entire western slope of the Urals. They are distributed within the Pre-Ural foredeep and the West Ural megazone. Their structural-tectonic position and relationships with replacing, overlapping and underlying facies in the section remain controversial. The paleogeographic position of the Upper Paleozoic buildups is interpreted ambiguously. Previously, based on lithological and paleoecological studies, the Middle Carboniferous-Lower Permian organogenic buildups of the Northern and Subpolar Urals were assigned to skeletal mounds.

The age, structure, and material composition of these buildups have been studied unevenly. One of the little-studied is an organogenic buildup on the Kosyu river, which is located directly on the boundary of two large tectonic structures.

Based on structural constructions, the structure of the geological section and the sequence of the Upper Paleozoic deposits on the Kosyu river were revealed. The deposits are divided into five packs upward the section: 1) the Mychkovsky horizon of the Moscovian stage with thickness of about 30 m, 2) the Protriticites pseudomontiparus - Obsoletes obsoletus zone of the Kasimovian stage with thickness of 75 m, 3) the Triticites acutus - Rausserites quasiarcticus zone with thickness of 20 m, 4) Upper Carboniferous Gzhelian stage and Asselian-Sakmarian stages of the Lower Permian with thickness of 100 m and 5) overlapping clay-siliceous calcareous deposits of the Artinskian stage with thickness of 18 m. The first four packs make an organogenic buildup.

As a result of the research, the authors came to the following conclusions: 1) the types of rocks and structural and texture features of the organogenic structure are similar to the previously known skeletal mounds. 2) the tendency of changes in the composition of rock-forming organisms upward the section was established – in the lower middle-upper Carboniferous part algal limestones were widespread, and the upper one was composed mainly of biocementolites, tubifites-bryozoans, microclots and micritic limestones, 3) the structure of the Upper Paleozoic section on the Kosyu

river shows that the change of shallow-water carbonate (organogenic buildup) sedimentation to deep-water terrigenous one does not occur immediately, but through the transitional slope setting.

Keywords:
stratigraphy, Upper Paleozoic, reef-geneous limestones, skeletal mound, Subpolar Urals

Введение

Верхнепалеозойские органогенные постройки прослеживаются в виде отдельных массивов вдоль всего западного склона Урала. Они являются надежными индикаторами тектонического режима и палеогеографических условий, важными коллекторами углеводородов и особенно чистым известняковым сырьем для народного хозяйства. Среднекаменноугольно-нижнепермским органогенным постройкам северной части Предуралья (Верхнепечорской, Большесынинской и Косью-Роговской впадин) и западного склона Урала (Елецкая структурно-формационная зона) посвящен ряд работ [1–5 и др.]. Они наблюдаются в естественных выходах в долинах рек и вскрыты скважинами. Возраст, строение и вещественный состав этих построек изучены неравномерно. Их структурно-тектоническое положение и взаимоотношения с отложениями фациально сменяющимися, перекрывающимися и подстилающимися в разрезе остаются спорными [2, 6–8].

Одной из малоизученных является органогенная постройка на р. Косью (рис. 1), материалы по которой представлены в настоящей работе. Средне- и верхнекаменноугольные отложения на этом участке, в районе устья руч. Ошъель, впервые были выделены А.А. и Г.А. Черновыми [9]. Они палеонтологически обосновали среднекаменноугольный возраст брекчиевых известняков, развитых также на реках Вангыр и Кожим, ранее лишь условно относимых к среднему карбону. На правом берегу реки, в 250 м ниже руч. Ошъель, по находкам фузулинид *Fusulinella bocki* Moell., *Pulchrella pulchra* Raus. et Bell. была установлена принадлежность известняков, слагающих антиклинальную складку (обн. 47), к низам верхнего карбона. На левом берегу ниже по реке отмечены два скальных выхода известняков (обн. 46, согласно нашему расчленению пачка 5 и, по-видимому, верхняя часть пачки 4, рис. 2), разделенных ручьем и не обнаженным участком длиной в 100 м. Согласно представлениям А.А. и Г.А. Черновых, известняки слагают западное крыло антиклинальной складки. Важно отметить,

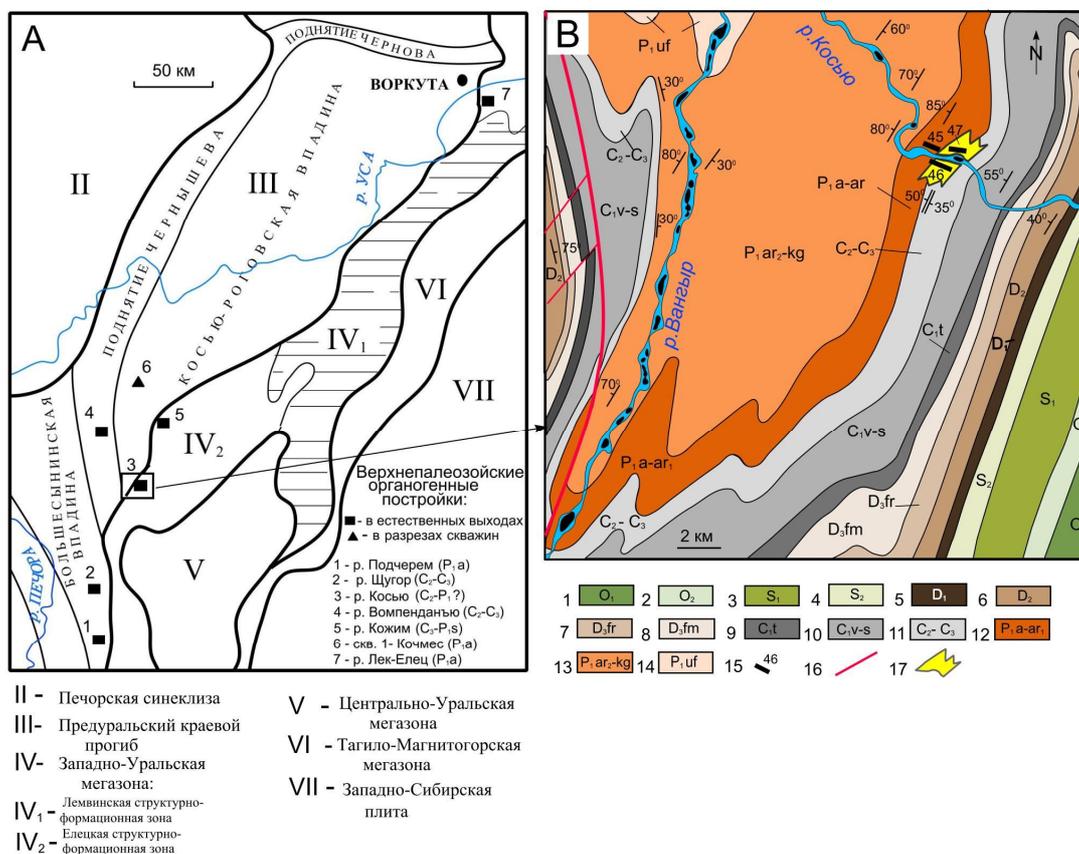


Рис. 1. Местоположение Косьюской органогенной постройки. А – Расположение верхнепалеозойских органогенных построек на структурно-тектонической схеме севера Урала и Предуралья; В – Геологическая карта масштаба 1:200000, составленная из фрагментов листов Q–40–XXIII (В.П.Липатов, Б.И.Тарбаев, В.А.Дружи-

нин, 1964), Q-40-XXIV (Б.В.Грибанов, Б.Н. Андросов, 1971), Q-40-XXIX (Б.В.Грибанов, 1966), Q-40-XXX (Г.И.Дашкевич, В.Н.Гессе, 1988) с изменениями автора.

Условные обозначения: 1 – нижний ордовик. Кварцевые, кварцитовидные песчаники, алевролиты, алевроитовые глинистые сланцы; 2 – средний и верхний ордовик. Доломиты, известняки, доломитизированные известняки, известковые сланцы; 3 – нижний силур. Доломиты битуминозные, известняки доломитизированные, брекчиевые известняки и доломиты; 4 – верхний силур. Доломитизированные битуминозные известняки, доломитовые брекчии, глинистые известняки и сланцы; 5 – нижний девон. Известняки биокластовые, глинистые и доломитизированные известняки, доломиты, кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты; 6 – средний девон. Известняки биокластовые и глинистые, аргиллиты, песчаники кварцевые и алевролиты; 7 – верхний девон. Франский ярус. Глинистые известняки и сланцы, битуминозные известняки; 8 – верхний девон. Фаменский ярус. Кремнистые известняки, глинистые сланцы с кремнистыми конкрециями; 9 – Турнейский ярус. Известняки, глинистые и кремнистые сланцы; 10 – Визейский – Серпуховский ярусы. Кварцевые песчаники, аргиллиты, глинистые и биокластовые известняки; 11 – средний и верхний отделы каменноугольной системы. Биокластовые, брекчиевые и рифогенные известняки; 12 – ассельский, сакмарский и артинский (низы) ярусы нижней перми. Рифогенные, кремнисто-глинистые спиккуловые известняки, граувакковые песчаники, алевролиты и аргиллиты (флишевая формация); 13 – артинский (верхи) и кунгурский ярусы нижней перми. Граувакковые песчаники, алевролиты и аргиллиты (нижнемолассовая формация); 14 – Уфимский ярус (?) нижней перми. Граувакковые песчаники, алевролиты и аргиллиты (верхнемолассовая формация); 15 – номера обнажений; 16 – разрывные нарушения; 17 – Косьюская органогенная постройка.

Fig. 1. Location of the Kosyu organogenic buildup. A – Location of the Upper Paleozoic organogenic buildups on the structural-tectonic scheme of the north of the Urals; B - Geological map of scale 1:200000, composed of fragments of sheets Q-40-XXIII (V.P. Lipatov, B.I. Tarbaev, V.A. Druzhinin, 1964), Q-40-XXIV (B.V. Griбанov, B.N. Androsov, 1971), Q-40-XXIX (B.V. Griбанov, 1966), Q- 40-XXX (G.I. Dashkevich, V.N. Hesse, 1988) with changes by the author.

Legend: 1 – Lower Ordovician. Quartz, quartzitic sandstones, siltstones, silt clay, shales; 2 – Middle and Upper Ordovician. Dolomites, limestones, dolomitic limestones, calcareous shales; 3 – Lower Silurian. Bituminous dolomites, dolomitic limestones, breccia limestones and dolomites; 4 – Upper Silurian. Dolomitic bituminous limestones, dolomitic breccias, clay limestones and slates; 5 – Lower Devonian. Limestones bioclastic, clay and dolomitic limestones, dolomites, quartz sandstones, siltstones, mudstones; 6 – Middle Devonian. Bioclastic and clay limestones, mudstones, quartz sandstones and siltstones; 7 – Upper Devonian. Frasnian stage. Clay limestones and slates, bituminous limestones; 8 – Upper Devonian. Famennian stage. Siliceous limestones, clay shales with siliceous nodules; 9 – Tournaisian stage. Limestones, clay and siliceous shales; 10 – Viséan - Serpukhovian stages. Quartz sandstones, mudstones, clayey and bioclastic limestones; 11 – Middle-Upper Carboniferous. Bioclastic, breccia and rifogenic limestones; 12 – Asselian, Sakmarian and Artinskian (lower) stages of the Lower Permian. Rifogenic, siliceous-clay spikuclic limestones, graywack sandstones, siltstones and mudstones (flysch); 13 – Artinskian (upper) and Kungurian Stages of the Lower Permian. Graywack sandstones, siltstones and mudstones (lower molasse); 14 – Ufimian stage (?) of the Lower Permian. Graywack sandstones, siltstones and mudstones (Upper Molasse); 15 – outcrop numbers; 16 – discontinuous dislocations; 17 – Kosyu organogenic buildup.

что в верхнем (по течению реки) выходе на левом берегу ими были найдены мшанки и богатый комплекс брахиопод, позволявший уверенно сопоставлять их с известняками на р. Кожим, выделенных ранее Г.Н. Фредериксом в кожим-терровейскую свиту, которая представляет собой органогенную постройку позднекаменноугольно-раннепермского возраста [1]. Позднее, в 60-х гг. прошлого столетия, А.И. Елисеев, целенаправленно проводивший исследования каменноугольных отложений Тимано-Североуральского региона, расчленил отложения в районе устья руч. Ошьель более детально, выделив нижнемосковский и верхнемосковский подъярусы среднего карбона и верхнекаменноугольный отдел [10]. Известняки верхнемосковского подъяруса и верхнекаменноугольного отдела он классифицировал как гидрактиниоидные, впервые установив их биогермную природу [2]. По его данным нижняя часть разреза на р. Косью сложена верхнемосковскими отложениями мощностью 90 м, а верхняя часть – касимовскими отложениями зоны *Protriticites pseudomontiparus* – *Obsoletes obsoletus* (20 м) и зоны *Triticites arcticus* (40 м) [10]. Возраст самых верхних слоев обн. 46, не содержащих фауну фузулинид, остался не выясненным. Отметим, что именно

эти известняки, охарактеризованные богатым комплексом брахиопод, А.А. и Г.А. Черновы сопоставляли с кожим-терровейской свитой на р. Кожим.

Изучая артинскую флишевую терригенную формацию в районе устья руч. Ошьеля, нам необходимо было установить возрастную границу с нижележащими карбонатными отложениями и строение разреза. Это было важно для определения начала терригенного осадконакопления, однозначно указывающего на время заложения Предуральского краевого прогиба на данной территории, а также понять резкую смену относительно мелководноморской обстановки, в которой формировалась органогенная постройка, на глубоководную терригенную, характерную для флишевых отложений. Дополнительным стимулом исследования органогенных известняков послужили определения З.П. Михайловой (как выяснилось позднее ошибочные) ассельских фузулинид, собранных В.А.Салдыным в 1997 г. в средней части разреза. Эти определения фузулинид существенно изменяли представления о стратиграфическом объеме органогенной постройки, поэтому было необходимо повторно и более подробно исследовать стратиграфию рифогенных известняков.

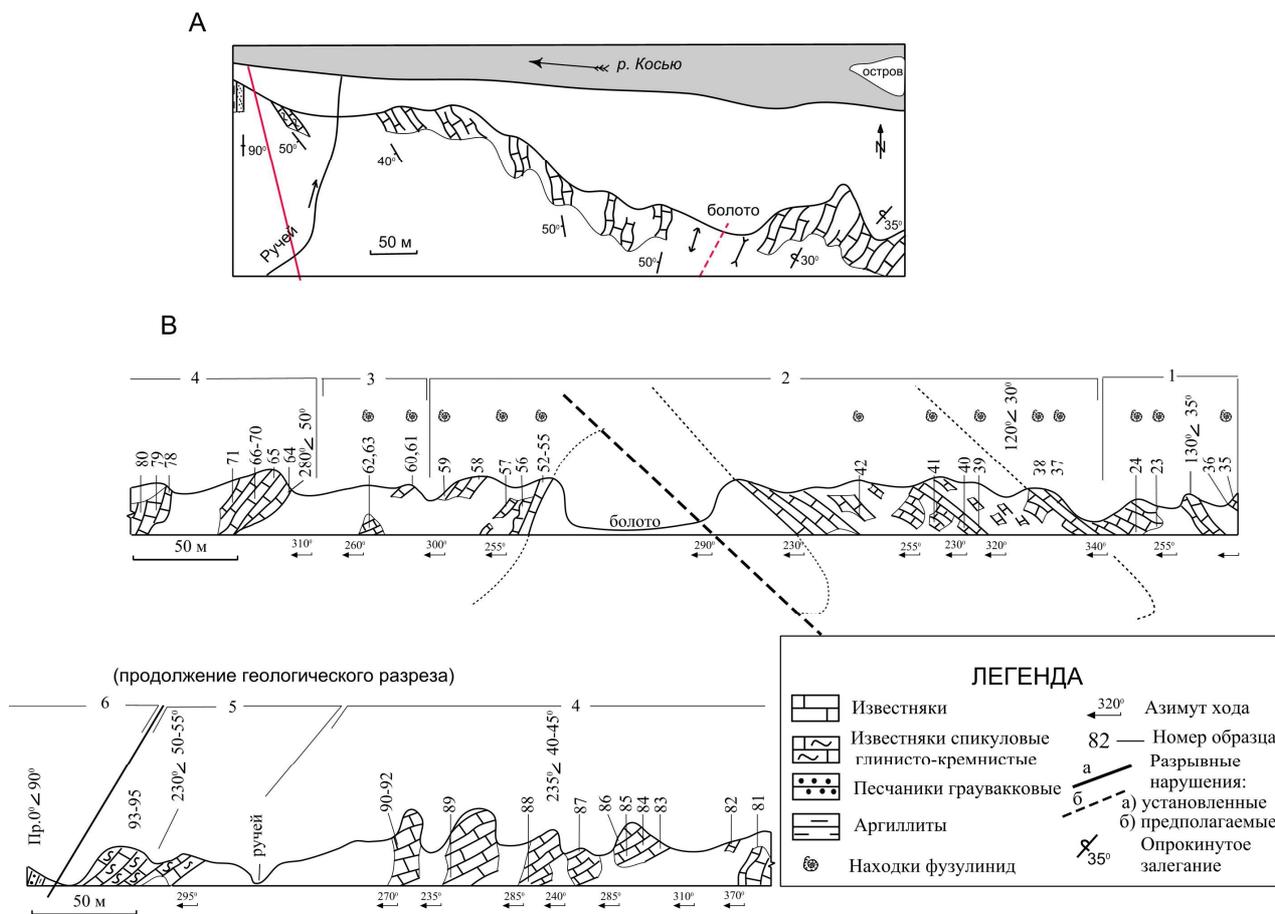


Рис.2. План выходов (А) и рисунок геологического разреза в зеркальном отображении (В) рифогенных известняков обн. 46 на р.Косью.
 Fig. 2. Plan of outcrops (A) and geological sectional drawing in mirror image (B) of reefogenic limestones outcrop 46 on the Kosyuu River.

Геологическая и палеогеографическая ситуация

Среднекаменноугольно-нижнепермские органогенные сооружения в географическом плане распространены в Предуралье и на Западном склоне Урала и в структурно-тектоническом отношении приурочены к Предуральскому краевому прогибу и Западно-Уральской мегазоне. Предполагается, что эти крупные тектонические структуры на севере Урала разделяются Главным Западно-Уральским надвигом [11]. Этот надвиг отделяет часто известняки Елецкой структурно-формационной зоны Западно-Уральской мегазоны на востоке от терригенных нижнепермских флишевых отложений Предуральского краевого прогиба на западе. Органогенная постройка на р. Косью развита непосредственно на границе этих двух структур, представляя крайние западные выходы пород Западно-Уральской мегазоны (рис. 1, А, В). Ближайшие верхнекаменноугольные отложения установлены в 35 км южнее, на руч. Черный (правый приток р.Б. Сыня) и в 50 км севернее на р. Кожим. На руч. Черный они представлены переслаивающимися глинистыми и биокластовыми известняками, интерпретируемыми как депрессионные фации. На р. Кожим верхнека-

менноугольно-нижнепермские отложения рифогенных и депрессионных фаций находятся на разных берегах напротив друг друга [12–14]. На геологических картах района р. Косью, изданных в прошлом веке, объединенные средне- и верхнекаменноугольные отложения показаны в виде узкой полосы субмеридионального направления (рис. 1, В). Существование крупной органогенной постройки не отражено на картах и стратиграфической легенде.

В палеогеографическом аспекте положение каменноугольно-нижнепермских органогенных построек связывают с западной бровкой мигрирующего на запад краевого прогиба [6, 8], с восточной окраиной внутришельфовой депрессии [2], с образованием на приподнятых участках относительно глубокого шельфового моря [7] и, как считают некоторые исследователи, могли представлять барьерный риф вдоль бровки шельфа и континентального склона. На основании литолого-палеоэкологических исследований среднекаменноугольно-нижнепермские органогенные постройки Северного и Приполярье Урала были отнесены к скелетным холмам (куполам) на склонах карбонатных плато, развитие которых проходило в обстановках низкой энергии водной среды открытого моря [1]. Скелетные холмы от рифов отличаются, прежде всего, присутствием

небольших сессильных организмов, а не колониальных, обилием биокластового материала и кристификационного цемента, формирующего каркас органогенного сооружения [1, 15].

Материалы и результаты исследований

Наиболее последовательный разрез рифогенных отложений на р. Косью, в районе устья р. Ошъель, находится на левом берегу (обн. 46, нумерация по А.А. и Г.А. Черновым). Массивные известняки светло-серого цвета в виде гривок высотой 8–10 м, отделенные друг от друга не обнаженными участками, прослеживаются на расстоянии около 700 м (рис. 2, А). Большая часть поверхности пород покрыта мхом, что затрудняет наблюдения за их структурно-текстурными особенностями. Верхние (по течению реки) выходы находятся в 250 м в удалении от русла реки, а самые нижние подходят близко к руслу. Граница с подстилающими отложениями не наблюдается. По данным А. И. Елисеева, выше по реке и ниже по разрезу распространены нижнемосковские брекчи, которые перекрываются биокластовыми верхнемосковскими известняками мощностью не менее 10 м [10].

Определения фораминифер и присутствие слоя (?) водорослевых известняков мощностью до 1 м позволили выявить структуру этого обнажения (рис. 2, В). А. А. и Г. А. Черновы ознакомились лишь с последними (по течению) выходами обн. 46, а А. И. Елисеев, по-видимому, полагал моноклиналиное залегание слоев с падением на запад. Однако строение геологического разреза оказалось более сложным. Средне-верхнекаменноугольные породы верхней части обн. 46 (до заболоченного участка длиной около 130 м) слагают опрокинутое восточное крыло синклиналиной складки. После заболоченного участка верхнекаменноугольные и, по-видимому, нижнепермские породы слагают западное крыло антиклиналиной складки с падением на запад и северо-запад под углом 40–50°.

Верхнепалеозойские отложения на р. Косью (обн. 46) нами расчленены на пять стратиграфических подразделений снизу вверх по разрезу (рис. 3): 1) мячковский горизонт московского яруса; 2) зона *Protriticites pseudomontiparus* – *Obsoletes obsoletus* касимовского яруса; 3) зона *Triticites acutus* – *Rauserites quasiaarcticus*; 4) гжельский ярус верхнего карбона и ассельско-сакмарские яруса нижней перми и 5) перекрывающие глинисто-кремнисто известковые отложения артинского яруса (рис. 3). Первые четыре из них составляют органогенную постройку.

1. Мячковский горизонт московского яруса сложен массивными биокластовыми и фораминиферо-водорослевыми, микробно-водорослевыми известняками светло-серого цвета. Они распространены в самом верхнем (по течению) конце обнажения на восточном крыле опрокинутой синклиналиной складки. В среднекаменноугольных известняках породобразующими компонентами служат остатки зеленых водорослей из семейства *Beresellaceae* (роды *Beresella*, *Claracrusta*) и семейства *Anchicodiaceae* (*Anchicodium*, *Eugonophyllum*). Ши-

роко развиты микробные образования, обрастающие другие органические остатки или в виде отдельных комков (пеллоидов). В одном из образцов встречены остатки *Microcodium* (организмы неясного происхождения), указывающие на крайнее обмеление морского водоема. В составе биокластового материала есть остатки иглокожих, мшанок, остракод, брахиопод и их игл. Целые раковины присутствуют у остракод, брахиопод, мелких и крупных фораминифер. Среди последних определены *Pulchrellula pulchra* (Rauser et Beljaev), *P. eopulchra* (Rauser), *Fusulinella* ex gr. *bocki* (Moeller), *F. aff. pokojamiensis* Lebedeva, *F. aff. minuta* Grozdilova, *Usvaella usvae* (Dutkevich), *Kanmeraia* aff. *alta* (Verville, Thompson, Lokke). Мощность около 30 м.

2. Отложения зоны *Protriticites pseudomontiparus*–*Obsoletes obsoletus* касимовского яруса вскрыты на восточном крыле синклиналиной и западном крыле антиклиналиной складок (рис. 2, В). Они представлены массивными водорослевыми, палеоаплизиново-водорослевыми, микробиокласто-криноидными и сгустково-комковатыми (микробными?) известняками. Все типы пород характеризуются микросгустковой структурой основной массы, но встречаются участки, сложенные кристаллическим кальцитом. В строении толщи здесь наблюдаются разнообразные сообщества багряных и зеленых водорослей (см. таблицу). Багрянки представлены семействами *Ungdarellaceae* (*Komia abundans* Korde и *Ungdarella* sp.), зеленые водоросли – семействами *Beresellaceae* (*Beresella polyramosa* Kulik, *Dvinella bifurcata* Maslov et Kulik, *Uraloporella variabilis* Korde, *Claracrusta catenoides* (Homann)), *Wetheredellaceae* (*Asphaltina cordillerans* Mamet), *Cyclocrinaceae* (*Pseudoepimastopora* aff. *likana* (Kochansky et Herak)) и *Anchicodiaceae* (*Eogonophyllum johnsoni* Konishi et Wray). В этой части разреза широко развиты остатки *Paleoaplysiniidae* (проблематичные гидроиды) и распространены микробные образования. Отмечаются участки, где зеленые водоросли и микробные образования обрастают палеоаплизини. Присутствуют фрагменты иглокожих, брахиопод, остракод, единичных мшанок, кораллов, пелеципод и гастропод, также целые раковины брахиопод, остракод и фораминифер. Среди последних определены *Obsoletes polinae* Konovalova, *O. aff. concinnus* Remizova, *Obsoletes* sp., *Protriticites semikhatovae* Grozdilova, *P. cf. ovatus* Putrja, *P. aff. semikhatovae* Grozdilova, *P. jucundus* Remizova, *Pr. sp. Parawedekindellina uralica* (Dutkevich), *Praeobsoletes timanicus* (Volozhanina), *Fusiella typica* Lee et Chen, *Ozawainella* cf. *angulata* (Colani), *Nipperella spatiosa* Solovieva, *Neotuberitina maljavkini* (Mikhailov). Мощность отложений оценивается около 75 м.

3. Отложения зоны *Triticites acutus*–*Rauserites quasiaarcticus* касимовского яруса представлены массивными фораминиферо-криноидно-микробными известняками, слагающими западное крыло антиклиналиной складки. Известняки содержат фрагменты брахиопод, сферолиты и остракоды. Встречаются цианобактерии семейства *Girvanellaceae* и остатки гастропод с хорошо сохранившейся структурой в

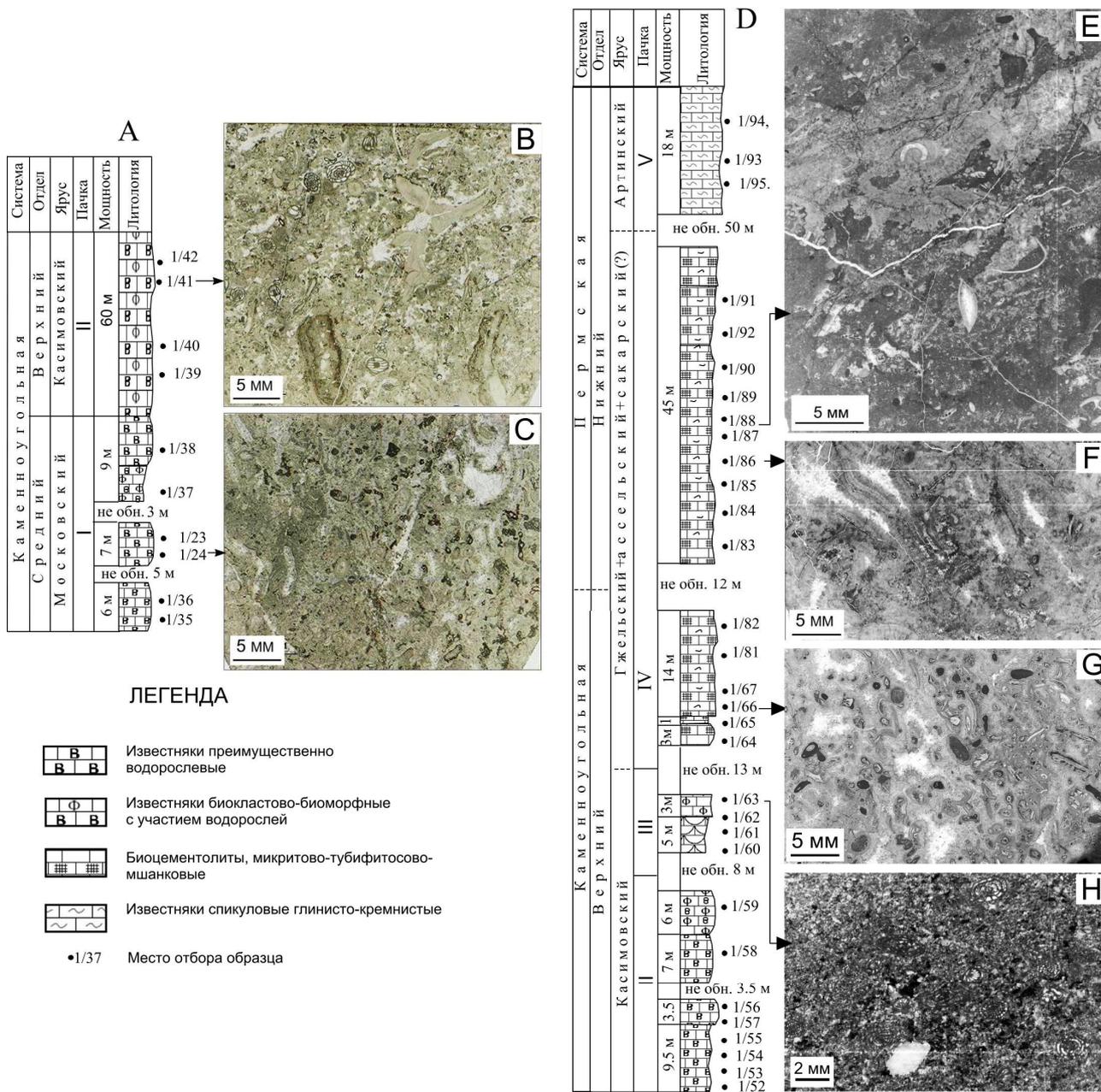


Рис. 3. Сводная литолого-стратиграфическая колонка (А, D) и некоторые типы известняков в шлифах (В,С, Е–Н): В–фораминиферо-микробно-водорослевый; С– микробно-водорослевый; Е–микритовый известняк с крустификационными структурами и включениями несортированных органических остатков (брахиопод, мшанок, остракод и др.); F– мшанковый биоцементолит; G–биокластово-тубифитосово-мшанковый биоцементолит; H– фораминиферо-микробный известняк.

Fig. 3. A composite lithological-stratigraphic section (A, D) and some types of limestones in thin sections (B, C, E – H): B – foraminifer – microbial – algal; C – microbial – algal; E – micritic limestone with crustific structures and inclusions of unsorted organic residues (brachiopods, bryozoans, ostracods, etc.); F– bryozoan biocementolite; G – bioclast-tubifites-bryozoic biocementolite; H– foraminiferous-microbial).

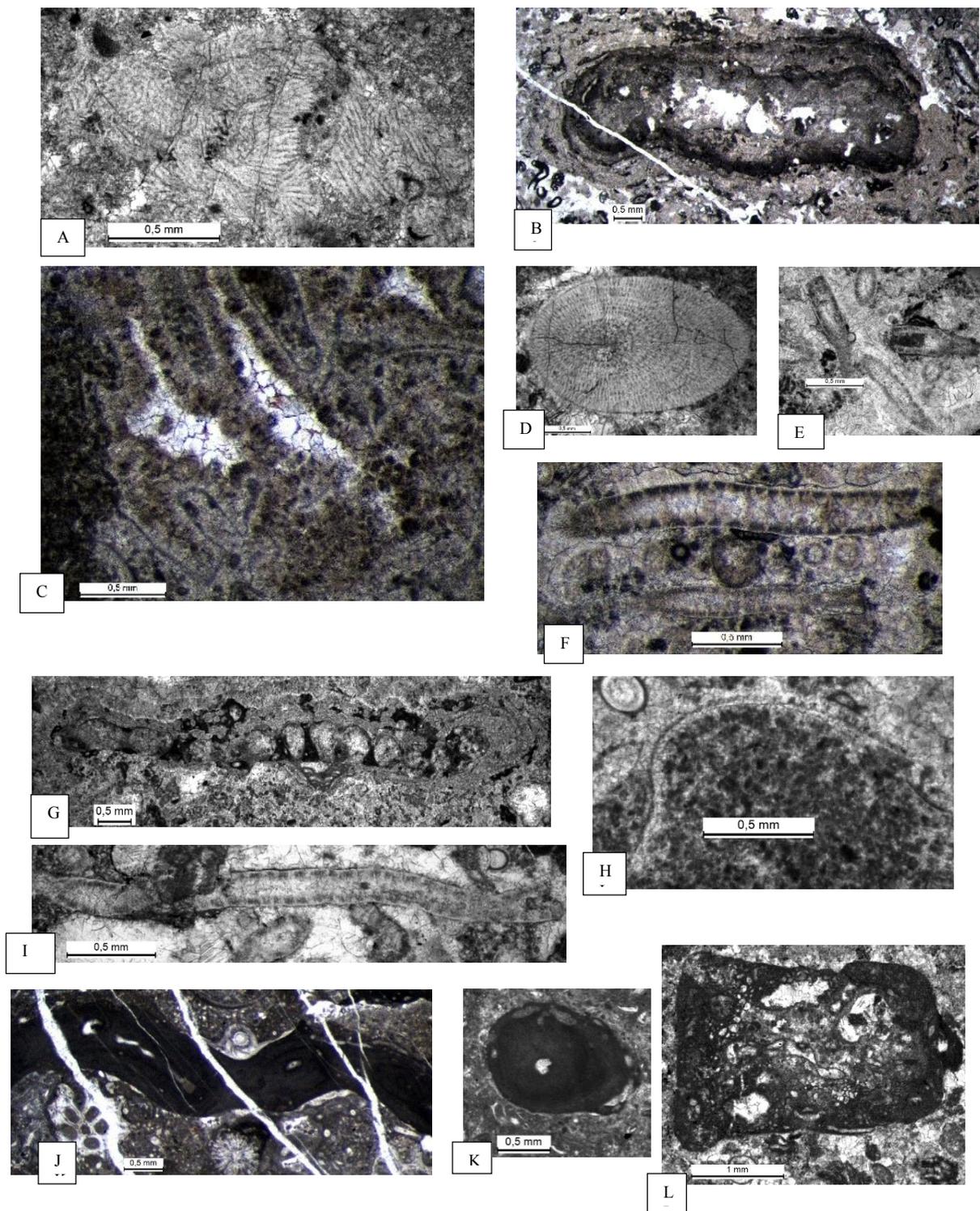


Таблица. Известковые водоросли в органогенной постройке на р. Косью:

A – *Ungdarella* sp., обр. 1/39; B – *Clarachrasta catenoides* (Homann), обр. 1/41; C – *Eoghonophyllum johnsoni* Konishi et Wray, обр. 1/55; D – *Komia abundans* Korde, обр. 1/42; E – *Uraloporella variabilis* Korde, обр. 1/56; F – *Dvinella bifurcata* Maslov et Kulik, обр. 1/56; G – *Pseudoepimastopora aff. likana* (Kochansky et Herak), обр. 1/55; H – *Anchicodium* sp., обр. 1/61; I – *Beresella polyramosa* Kulik, обр. 1/59; J, K – *Tubiphytes obscurus* Maslov (проблематичные организмы), обр. 1/64; L – *Arhaeolithophyllum* sp., обр. 1/62.

Table. Lime algae in the organogenic buildup on the river Kosyu:

A – *Ungdarella* sp., Arr. 1/39; B – *Clarachrasta catenoides* (Homann), arr. 1/41; C – *Eoghonophyllum johnsoni* Konishi et Wray, Sample 1/55; D – *Komia abundans* Korde, arr. 1/42; E – *Uraloporella variabilis* Korde, arr. 1/56; F – *Dvinella bifurcata* Maslov et Kulik, Sample 1/56; G – *Pseudoepimastopora aff. likana* (Kochansky et Herak), arr. 1/55; H – *Anchicodium* sp., Arr. 1/61; I – *Beresella polyramosa* Kulik, arr. 1/59; J, K – *Tubiphytes obscurus* Maslov (problematic organisms), arr. 1/64; L – *Arhaeolithophyllum* sp., Arr. 1/62.

толстостенных раковинах. Отмечены также единичные фрагменты зелёных водорослей (*Dvinella* sp., *Anchicodium* sp.) и красных водорослей *Arhaeolithophyllum* sp., участвующих обычно в строительстве органогенных банок в сублиторальных условиях. В этой части разреза определены фораминиферы: *Triticites tumefactus* Remizova, *Usvaella porifera* (Remizova), *Rugosofusulina* sp., *Rauserites* sp. Мощность около 20 м.

4. Гжельский ярус верхнего карбона и асельско-сакмарские (?) яруса нижней перми на р. Косью выделены условно на основании их стратиграфического положения между отложениями касимоского яруса верхнего карбона и артинского яруса нижней перми. Эта часть органогенной постройки сложена массивными известняками с крустификационными структурами и остатками мшанок, брахиопод и *Tubiphytes* (проблематичные организмы). Известняки с таким характерным строением, где преобладает кальцитовый цемент фибровой структуры, классифицируются как биоцементолиты [16]. Среди них господствуют микробно-мшанковые биоцементолиты. Кроме того, в этом стратиграфическом интервале распространены микритовые и микросгустковые известняки, включающие обилие мшанок, брахиоподы, членики криноидей и микробные образования в виде корок. В них отмечаются остатки гастропод, пелеципод, остракод и иногда множество известковых спикул губок. Среди микросгустково-микритовой массы много неопределимых обломков шламовой размерности и пеллоиды сферовой формы. Альгофлора представлена редкими фрагментами филлоидных водорослей *Eoghonophyllum johnsoni* Konishi et Wray, *Anchicodium* sp. Видимая мощность около 100 м.

5. Отложения артинского яруса отделены от последних выходов массивных рифогенных известняков задернованным участком длиной 120 м (по мощности около 50 м). Они представлены коричневатыми кремнисто-глинистыми спикуловыми известняками с мелкими внутрислоевыми складками оползания (размах крыльев складок до 10 см). Большая часть спикул губок кальцитизирована. Их видимая мощность составляет 18 м. Органических остатков, достоверно определяющих их возраст, в этих выходах не найдено.

Ниже по реке в 40 м начинаются выходы песчаников, алевролитов и аргиллитов флишевой формации. Судя по резко различным элементам залегания слоев известняков и терригенных пород, на задернованный участок приходится разрывное нарушение. Продолжение разреза терригенных отложений наблюдается на правом берегу реки (обн. 45, рис.1, В), где их возраст датирован артинскими аммоноидеями *Uraloceras involutum* (Voinova), *Uraloceras* sp., *Neopronorites* sp. (определения К.В. Борисенкова).

Обсуждение результатов

В целом по датировкам фораминифер разрез от древних к молодым отложениям наращивается сверху вниз по реке, но элементы залегания, установленные по слою (?) филлоидных водорослей в

нижней части постройки, свидетельствуют о присутствии тектонических нарушений. Необходимо заметить, что элементы залегания в органогенных постройках устанавливаются исключительно по ватерпасам, к сожалению, нами не обнаруженных. Встреченный же слой (?) водорослевых известняков, прослеженный по склону на расстоянии около 10 м, возможно, указывает на существование в данном разрезе не одной постройки, а двух. Падение слоя на юго-восток с направлением стратиграфического разреза на запад в верхнем конце (по течению) обн. 46 указывает на опрокинутое залегание слоев на этом участке (рис. 2, В). По-видимому, здесь обнажены породы восточного крыла опрокинутой синклинали складки. Можно предположить, что в полосе развития верхнекаменноугольных пород на заболоченном участке скрыты замки синклинали и антиклинали складок и, вероятно, здесь же проходит разрывное нарушение. Наше предположение косвенно подтверждается антиклинали складкой, установленной А.А. и Г.А. Черновыми в верхнекаменноугольных известняках на правом берегу Косью в обн. 47. Логично объяснить тектоническую нарушенность рифогенных известняков их положением на границе двух крупных тектонических структур. Однако в других органогенных постройках, расположенных на этой же границе (например, на р. Кожим), нет следов таких деформаций [14]. Они неизвестны в органогенных сооружениях палеозоя севера Урала и других регионах. Для выяснения данного вопроса необходимо провести целенаправленные структурные исследования.

Органогенная постройка сложена разнообразными водорослевыми, палеоаплизинно-водорослевыми, фораминиферо-водорослевыми, биокластовыми, микробно-криноидными, сгустково-комковатыми, фораминиферо-криноидно-микробными, биоцементолитовыми, тубифитесо-мшанковыми, микритовыми и микросгустковыми известняками. Органические остатки, принятые А.И. Елисеевым [10] за гидрактиниоды, оказались широко распространенными в среднем и верхнем карбоне зелеными филлоидными водорослями (см. таблицу). Гидрактиниоды (палеоаплизинны) присутствуют на р. Косью лишь в верхней, не датированной фузулинидами части разреза. Состав пород, большую роль в образовании которых играли микроорганизмы, их массивное строение, широкое распространение по всему разрезу крустификационных структур, указывает на сходство изученной органогенной постройки с верхнепалеозойскими скелетными холмами севера Урала. Нами выявлена тенденция изменения пороодообразующих организмов снизу вверх по разрезу. Нижняя среднекаменноугольная часть постройки состоит преимущественно из известняков, в которых существенную роль играют различные водоросли, а ее верхняя, предположительно гжельско-нижнепермская, сложена биоцементолитами, тубифитесо-мшанковыми и микритовыми известняками. Нам не удалось выяснить более детальный характер распространения типов пород по разрезу, поэтому осталась неясной эволюция рифовой эко-

системы, выявленная для ряда палеозойских построек севера Урала [1, 3, 5].

Нижняя средне-верхнекаменноугольная часть органогенной постройки по стратиграфическому объему близка скелетным холмам разреза «Верхние ворота» на р. Щугор (Большесынинская впадина Предуральского краевого прогиба), охарактеризованной в ряде работ [1, 5, 17]. В «Верхних воротах» на обоих берегах реки подобно разрезу р. Косью вскрыты средне-верхнекаменноугольные рифогенные известняки, залегающие на верхнемосковских известняковых брекчиях. Из-за тектонического контакта рифогенных известняков с более молодыми артинскими терригенными отложениями флишевой формации на правом берегу и ассельскими глинисто-карбонатными отложениями депрессионных фаций на левом берегу нет ясности в понимании строения этой постройки в целом. Известны обломки (до 6–7 м в диаметре) рифогенных известняков с гжельско-сакмарской фауной оползневоего происхождения в артинских кремнисто-глинистых спиккуловых известняках на р. Б. Паток, распространенных в 15 км севернее от «Верхних ворот» по простиранию геологической структуры [17–19]. Они однозначно указывают на существование органогенной постройки в это время, а позднее разрушенной. Возможно, источником обломков была нижнепермская часть органогенной постройки, низы которой обнажены в разрезе «Верхних ворот» р. Щугор.

Верхняя (по разрезу) часть Косьюской органогенной постройки мощностью около 100 м, в которой не обнаружены фузулиниды, нами условно отнесена к гжельско-сакмарскому стратиграфическому интервалу. Основанием послужили следующие факты: богатый комплекс брахиопод (сборы А.А. и Г.А.Черновых, определения Б.К. Лихарева [9]), сходный с комплексом гжельско-сакмарской органогенной постройки на р. Кожим; резкое отличие типов пород от средне-верхнекаменноугольной части постройки; залегание в стратиграфическом разрезе над рифогенными известняками кремнисто-глинистых спиккуловых известняков. Последние на севере Предуральского краевого прогиба, охарактеризованные артинскими аммоноидеями и конodontами, интерпретируются как склоновые отложения и всегда занимают стратиграфическое положение между рифогенными известняками и флишевыми песчаниками и аргиллитами [14, 19, 20]. Распространение этих отложений смешанного состава в строении верхнепалеозойского разреза на р. Косью, хотя и фрагментарное, еще раз подтверждает закономерный переход от образования органогенных построек через склоновые отложения к флишу на Приполярье Урале.

Логично, согласно стратиграфическому кодексу [21], выделить эту важную для палеореконокструкций мощную толщу верхнепалеозойских рифогенных известняков в отдельное литостратиграфическое подразделение для легенды геологических карт нового поколения площади бассейна р. Косью.

Нам представляется важным подчеркнуть пространственно-временные особенности верхне-

палеозойских органогенных построек северной части западного склона Урала и Предуралья от близких по составу органогенных построек более южных районов, включая Верхнепечорскую впадину Предуральского краевого прогиба. На севере они развивались длительное время (в течение нескольких веков) на одном и том же месте, в то время как на юге органогенные сооружения росли на бровке краевого прогиба и мигрировали вслед за ним на запад [6, 8, 22]. Формирование верхнепалеозойских органогенных построек на севере не ограничивается Предуральем и западным склоном севера Урала. Они весьма широко распространены на платформе, в разных частях Печорской синеклизы [23–26]. Эти две особенности органогенных построек северных территорий трудно связать с развитием мигрирующего краевого прогиба. Строение разреза верхнепалеозойских отложений, состав, возраст и площадное распространение органогенных построек в пределах западного склона севера Урала и Предуралья указывают, что постройки образовались на поднятиях относительно глубоководного открытого шельфа до начала заложения краевого прогиба [7, 27].

Выводы

1. Рифогенные массивные известняки на р. Косью деформированы в складки, что необычно для таких пород. Обнажены породы восточного крыла опрокинутой синклинальной складки и западного крыла антиклинальной. Стратиграфический разрез в целом наращивается сверху вниз по реке. Дополнительными находками фораминифер подтвержден средне-позднекаменноугольный возраст отложений нижней части постройки и уточнена ее мощность.

2. Типы пород и породообразующие организмы органогенной постройки на р. Косью сходны с породами и комплексами организмов верхнепалеозойских скелетных холмов, изученных более детально в других районах севера Урала, но распределение их по разрезу отличается. Установлена тенденция изменения состава породообразующих организмов снизу вверх по разрезу. В строении нижней части постройки, охватывающей мячковский горизонт московского яруса среднего карбона и зону *Protriticites* - *Obsoletes* касимовского яруса, широко участвуют водорослевые известняки, а самую верхнюю, предположительно гжельско-сакмарскую, часть слагают биоцементолиты, тубифитесомшанковые, микросгустковые и микритовые известняки.

3. Строение разреза верхнего палеозоя на р. Косью показывает, что смена мелководного карбонатного (органогенная постройка) осадконакопления к глубоководному терригенному флишу происходит не сразу, а через переходную склоновую обстановку (отложения смешанного состава пачки 5).

Авторы благодарят А.И. Антошкину и Е.С. Пономаренко за консультации и ценные замечания.

Работа проводилась в рамках темы НИР ГРН № АААА-А17-117121270034-3 и частичной финансовой поддержки Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект №18-5-31.

Литература

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 204 с.
3. Пономаренко Е.С. Генезис нижнепермской органогенной постройки на р. Илыч (Северный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона № 7. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С.5 – 23 (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 124).
4. Равикович А.И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя бассейна Верхней Печоры (р.Унья) // Бюлл. МОИП Отд.геол.Т.XXXI (2). 1956. С.37 – 59.
5. Сандула А.Н. Верхнемосковско-касимовские биогермные образования в среднем течении р. Щугор // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 7. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С.24 – 37 (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 124).
6. Мизенс Г.А. Об этапах формирования Предуральского прогиба//Геотектоника. 1997. №5.
7. Салдин В.А. Пространственное распределение среднекаменноугольно-нижнепермских органогенных построек и депрессионных отложений на севере Урала // Материалы Всероссийского литологического совещания "Рифы и карбонатные псефитолиты". Сыктывкар:Геопринт, 2010. С. 155 – 157.
8. Чувашов В.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. №3. С.22–37.
9. Чернов А.А., Чернов Г.А. Геологическое строение бассейна р.Косью в Печорском крае (Отчет геологического отряда Печорской комплексной экспедиции СОПС Академии наук. 1935). М.-Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1940. 103 с.
10. Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала Л.: Наука, 1973. 95 с.
11. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ, Наука, 1994. 285 с.
12. Енокян Н.В., Беляков Л.Н., Коновалова М.В. О возрасте и палеоструктурном положении верхнепалеозойских рифовых образований на р. Кожим //Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. №8. С.110–113.
13. Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожым / Под ред. А. Ю. Розанова и др. М.: ПИН РАН, 1995. 45 с.
14. Салдин В.А. Новые данные по геологии нижнепермских отложений р.Кожым (Приполярный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 4. Сыктывкар, 2002. С. 11–34. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып 111).
15. James N.P., Bourque P.A. Reefs and Mounds Facies Models – Response to Sea-Level Change/ Ed. R.G. Wallker, N.P James // Geol. Assoc.Can. 1992.P.323–347.
16. Антошкина А.И. Эволюция рифообразования и биогенных каркасов в палеозое северо-востока Европейской платформы // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. №5. С. 10–13.
17. Чувашов Б.А., Мизенс Г.А., Черных В.В. Верхний палеозой бассейна р. Щугор (правобережье Средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. Вып. №2. С. 38 – 81.
18. Черных В.А., Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П. О следах размыва отложений швагеринового горизонта на р. Б.Паток // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1965. С.31–40.
19. Салдин В.А. Экзотические глыбы в нижнепермских отложениях на р.Большой Паток// Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 1999. №11. С. 2–4.
20. Салдин В.А. Оселокская свита нижней перми в стратотипической местности (р.Подчерем, Северный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми, 13–16 апреля 2009 г. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 155–157.
21. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с. (МСК России, ВСЕГЕИ).
22. Шершнев К.С., Софроницкий П.А. Геология и нефтегазоносность Предуральского краевого прогиба в пределах Уфимско-Печорского междуречья // Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980. С. 130–136.
23. Сливкова Р.П., Иоффе Г.А., Коновалова М.В., Фирер Г.М. Раннепермские биогермные фации Тимано-Печорской провинции// ДАН СССР. 1975. Т.225, №6. С. 1400–1402.
24. Важенин Г.В., Иоффе Г.А. Закономерности распространения органогенных построек в нижнепермском карбонатном комплексе Тимано-Печорской провинции//Закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в Тимано-Печорской провинции: Сборник научных трудов. Л.: ВНИГРИ, 1986. С.80–88.
25. Богацкий В.И., Жемчугова В.А. Система рифогенных образований Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность // Наследие А.Я.Кремса в трудах ухтинских геологов. Ухта, 1992. С.97–114.
26. Никонов Н.И., Зарипова И.Ю., Беда И.Ю. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтеносности нижнепермских органогенных построек Хорейверской впадины // Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 67–70.
27. Салдин В.А., Инкина Н.С. Время заложения северной части Предуральского краевого

прогиба) // Геодинамика, вещество, рудоге-
нез Восточно-Европейской платформы и ее
складчатого обрамления: Материалы науч-
ной конференции с международным участи-
ем. Сыктывкар: Институт геологии Коми
НЦ УрО РАН, 2017. С.188–190.

References

1. *Antoshkina A.I.* Rifoobrazovanie v paleozoe (na primere severa Urala i sopredel'nykh territoriy) [Reef formation in the Paleozoic (on the example of the North of the Urals and adjacent territories)]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, 2003. 303 p.
2. *Eliseev A.I.* Formatsii zon ogranicheniya severo-vostoka Yevropeyskoy platformy [Formations of the North-East restriction zones of the European platform]. Leningrad: Nauka, 1978. 204 p.
3. *Ponomarenko E.S.* Genezis nizhnepermiskoy organogennoy postroyki na r. Ilych (Severnnyy Ural) // Litogenez i geohimiya osadochnykh formatsiy Timano-Ural'skogo regiona [Genesis of the Lower Permian organogenic structure on the Ilych river (Northern Urals) // Lithogenesis and geochemistry of sedimentary formations of the Timan-Pechora region]. № 7. Syktyvkar: Geoprint, 2009. P. 5–23 (Proc. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS; Issue 124).
4. *Ravikovich A.I.* K kharakteristike biogermnykh fatsiy verkhnego paleozoya basseyna Verkhney Pechory (r. Un'ya) [On the characteristics of biogermic facies of the Upper Paleozoic basin of the Upper Pechora (Unya river)] // Bull. of MOIP. Geol. Dept. Vol. XXXI (2). 1956. P. 37–59.
5. *Sandula A.N.* Verkhnemoskovsko-kasimovskiy biogermnyye obrazovaniya v srednem techenii r. Shchugor // Litogenez i geohimiya osadochnykh formatsiy Timano-Ural'skogo regiona [Upper Moscovian-Kasimov biohermic formations in the middle reaches of the Shchugor river // Lithogenesis and geochemistry of sedimentary formations of the Timan-Pechora region]. № 7. Syktyvkar: Geoprint, 2009. P. 24–37 (Proc. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS; Issue 124).
6. *Mizens G.A.* Ob etapakh formirovaniya Predural'skogo progiba [On the stages of formation of the pre-Ural deflection] // Geotectonics. 1997. № 5.
7. *Saldin V.A.* Prostranstvennoye raspredeleniye srednekamennougol'nonizhnepermiskikh organogennykh postroyek i depressionnykh otlozheniy na severe Urala [Spatial distribution of mid-Carboniferous-Lower Permian organogenic structures and depressive deposits in the North of the Urals // Materials of the all-Russian lithological meeting "Reefs and carbonate psefitolites"]. Syktyvkar: Geoprint, 2010. P. 155–157.
8. *Chuvashov B.I.* Dinamika razvitiya Predural'skogo krayevogo progiba [Dynamics of the development of the pre-Ural regional deflection] // Geotectonics. 1998. № 3. P. 22–37.
9. *Chernov A.A., Chernov G.A.* Geologicheskoye stroeniye basseyna r. Kos'yu v Pechorskoy kraye (Otchet geologicheskogo otryada Pechorskoy kompleksnoy ekspeditsii SOPS Akademii nauk. 1935) [Geological structure of the Kosyu river basin in the Pechora region (Report of the geological group of the Pechora complex expedition of the Academy of Sciences. 1935)]. Moscow-Leningrad: USSR. Ac. Sci. Publ., 1940. 103 p.
10. *Eliseev A.I.* Karbon Lemvinskoy zony Severa Urala [Carboniferous of the Lemvinsk zone of the Northern Urals]. Leningrad: Nauka, 1973. 95 p.
11. *Yudin V.V.* Orogenez severa Urala i Pay-Khoya [Orogeny of the North of the Urals and Pay-Khoy]. Ekaterinburg: UIF. Nauka. 1994. 285 p.
12. *Enokyan N.V., Belyakov L.N., Konovalova M.V.* O vozraste i paleostruktornom polozhenii verhnepaleozoyskikh rifovykh obrazovaniy na r. Kozhim [On the age and paleostructural condition of the Upper Paleozoic reef formations on the Kozhim river // Materials on geology and minerals of the North-East of the European part of the USSR]. Syktyvkar, 1976. № 8. P. 110–113.
13. *Putevoditel' ekskursii na permskiye otlozheniya r. Kozhim* [Guide excursions to the Permian deposits of the Kozhim river] / Ed. Yu.A. Rozanov et al. Moscow: PIN RAS, 1995. 45 p.
14. *Saldin V.A.* Novyye dannyye po geologii nizhnepermiskikh otlozheniy r. Kozhim (Pripolyarnyy Ural) // Litogenez i geokhimiya osadochnykh formatsiy Timano-Ural'skogo regiona [New data on the geology of the Lower Permian deposits of the Kozhim river (Subpolar Urals) // Lithogenesis and geochemistry of sedimentary formations of the Timan-Ural region]. № 4. Syktyvkar, 2002. P. 11–34. (Proc. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS; Issue 111).
15. *James N.P., Bourque P.A.* Reefs and Mounds. Facies Models – Response to Sea-Level Change / Ed. R.G. Wallker, N. P James // Geol. Assoc. Can. 1992. P. 323–347.
16. *Antoshkina A.I.* Evolyutsiya rifoobrazovaniya i biogermnykh karkasov v paleozoye severo-vostoka Yevropeyskoy platformy [Evolution of reef formation and biogenic frameworks in the Paleozoic of the North-East of the European platform] // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2008. № 5. P. 10–13.
17. *Chuvashov B A., Mizens G.A., Chernykh V.V.* Verkhniy paleozoy basseyna r. Shchugor (pravoberezhnye Sredney Pechory, zapadnyy sklon Pripolyarnogo Urala) [Upper Paleozoic of the Shchugor river basin (right bank of the Middle Pechora, western slope of the Subpolar Urals)] // Materials on stratigraphy and paleontology of the Urals. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, 1999. Issue 2. P. 38–81.
18. *Chernykh V.A., Kuz'kokova N.N., Mikhailova Z.P.* O sledakh razmyva otlozheniy shvagerinovogo gorizonta na r. B. Patok [On the trac-

- es of erosion sediments of swiering horizon on the river Bolshoy Patok] // Proc. of Inst. of Geology, Komi Branch, USSR Ac. Sci., 1965. P. 31–40.
19. *Saldin V.A.* Ekzoticheskiye glyby v nizhnepermskikh otlozheniyakh na r. Bol'shoy Patok [Exotic blocks in the Lower Permian deposits on the B.Patok river] // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 1999. № 11. P. 2–4.
 20. *Saldin V.A.* Oselokskaya svita nizhney permi v stratotipicheskoy mestnosti r. Podcherem, Severnyy Ural [Oselok formation of Lower Permian in the stratotypic area (Podcherem river, Northern Urals)] // Geology and mineral resources of the European North-East of Russia: Materials of the 15th Geological Congress of the Komi Republic, April 13-16, 2009. Vol II. Syktyvkar: Geoprint, 2009. P. 155–157.
 21. *Stratigraficheskiy kodeks* Rossii. Izdaniye tret'ye, ispravlennoye i dopolnennoye [Stratigraphic code of Russia. Edition 3, revised and updated]. St.Petersburg: VSEGEI, 2019. 96 p.
 22. *Shershnev K.S., Sofronitsky P.A.* Geologiya i neftegazonosnost' Predural'skogo kraevogo progiba v predelakh Ufimsko-Pechorskogo mezhdurech'ya. // Geologicheskoye stroyeniye i neftegazonosnost' kraevykh progibov [Geology and oil and gas content of the pre-Ural regional deflection within the Ufa-Pechora interfluvium // Geological structure and oil and gas content of the regional deflections]. Moscow: Nauka, 1980. P. 130–136.
 23. *Slivkova R.P., Ioffe G.A., Konovalova M.V., Firer G.M.* Rannepermskiye biogermnyye fatsii Timano-Pechorskoy provintsii [Early Permian biogerm facies of the Timan-Pechora province] // Doklady Earth Sciences. 1975. Vol. 225. № 6. P. 1400–1402.
 24. *Vazhenin G.V., Ioffe G.A.* Zakonomernosti rasprostraneniya organogennykh postroyek v nizhnepermskom karbonatnom komplekse Timano-Pechorskoy provintsii // Zakonomernosti razmeshcheniya zon neftegazonakople-niya v Timano-Pechorskoy provintsii [Regularities of distribution of organogenic structures in the Lower Permian carbonate complex of the Timan-Pechora province // Regularities of placement of oil and gas accumulation zones in the Timan-Pechora province]: (Collection of sci. papers). Leningrad: VNIGRI, 1986. P. 80–88.
 25. *Bogatsky V.I., Zhemchugova V.A.* Sistema rifogennykh obrazovaniy Timano-Pechorskoy provintsii i ikh neftegazonosnost' // Naslediye A. Ya. Kremsa v trudakh ukhtinskikh geologov [The system of reef formations of the Timan-Pechora province and their oil and gas potential // The Legacy of A.Ya. Krems in the works of Ukhta geologists]. Ukhta, 1992. P. 97–114.
 26. *Nikonov N.I., Zaripova I.Yu., Beda I.Yu.* Novyye dannyye o geologicheskoy stroyeni i perspektivakh neftenosnosti nizhnepermskikh organogennykh postroyek Khoreyverskoy vpadiny [New data on geological structure and petroleum potential of the Lower Permian organogenic structures of the Khoreiver depression] // Materials of 16th Geological Congress of the Komi Republic. Vol. III. Syktyvkar: Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS, 2014. P. 67–70.
 27. *Saldin V.A., Inkina N.S.* Vremya zalozheniya severnoy chasti Predural'skogo kraevogo progiba // Geodinamika, veshchestvo, rudogenez Vostochno-Evropeyskoy platformy i eye skladchatogo obramleniya. Mat-ly nauchnoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem [Time of laying of the Northern part of the Pre-Ural regional deflection // Geodynamics, matter, ore genesis of the East European platform and its folded frame: Materials of a scientific conference with intern participation]. Syktyvkar: Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS, 2017. P. 188–190.

Статья поступила в редакцию 15.01.2020.

УДК 234.851 (551.735.1+551.735.15):550.42
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-28-34

Е.С. ПОНОМАРЕНКО*, Р.М. ИВАНОВА,
И.В. СМОЛЕВА***

**ЛИТОЛОГИЯ,
БИО- И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ
ВЕРХНЕСЕРПУХОВСКО-
НИЖНЕБАШКИРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
В РАЗРЕЗЕ ПАЧА-ШОР
(Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)**

**Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

***Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
г. Екатеринбург*

**esponomarenko@geo.komisc.ru
**ivanovarm@igg.uran.ru*

E.S. PONOMARENKO*, R.M. IVANOVA,
I.V. SMOLEVA***

**LITHOLOGY,
BIO- AND CHEMOSTRATIGRAPHY
OF THE UPPER SERPUKHOVIAN-
LOWER BASHKIRIAN DEPOSITS
IN THE PACHA-SHOR SECTION
(ILYCH RIVER, NORTHERN URALS)**

**N.P.Yushkin Institute of Geology,
Federal Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktывkar*

***A.N. Zavaritsky Institute
of Geology and Geochemistry, Ural Branch,
RAS, Ekaterinburg*

Аннотация

В статье рассмотрены биостратиграфия, литология и изотопный состав углерода верхнесерпуховского и нижнебашкирского подъярусов в разрезе Пача-Шор на р. Илыч, Северный Урал. Установлено утяжеление изотопного состава углерода между суранским и акавасским горизонтами башкирского яруса, что совпадает с изменением типов пород и, следовательно, со сменой условий осадконакопления. В то же время изучение изотопного состава углерода отдельных компонентов породы выявили разные значения $\delta^{13}\text{C}$ между микробными сгустками и карбонатом створок брахиопод.

Ключевые слова:

башкирский ярус, биостратиграфия, изотопия, карбонатные породы, брахиоподы

Abstract

The trend of increase in the carbon isotopic composition at the Bashkirian base is noted in many sections of the world. However, detailed works in the Urals show that this trend does not always coincide with the Serpukhovian/Bashkirian boundary. Biostratigraphic, lithological and isotopic analysis of the Upper Serpukhovian and Lower Bashkirian deposits in the Pacha-Shor section of the Northern Urals revealed the main variations of the carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$). In the Protvian-Suranskian interval, represented by the brachiopod-microbial organogenic buildup, a gradual decrease of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ from 2.10‰ to 0.35‰ is noted. Between Suranskian and Akavaskian horizons, the carbon isotopic composition increased. On the Akavaskian-Askynbashskian interval, represented by bedded bioclastic and algal limestones, a gradual decrease of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ from 2.71‰ to 1.36‰ is noted. This indicates that the carbon isotopic composition increase in the Pacha-Shor section at the Suranskian-Akavaskian boundary is the result of changing sedimentation conditions from semi-isolated lagoons to open-marine environments. At the same time, the carbon isotopic composition analysis of the individual components of the limestone sample (Suranskian horizon) showed higher values in the carbonate of brachiopod shells ($\delta^{13}\text{C}_{\text{brach}}=1.9-4.79\text{‰}$), while in individual components $\delta^{13}\text{C}_{\text{comp}}$ vary within 0.07-0.5‰. These data clearly indicate that the carbon isotopic values of the entire rock and the brachiopod shell carbonate can have significant differences. The explanation of this fact should be the subject of future research.

Keywords:

Bashkirian stage, biostratigraphy, isotopy, carbonate rocks, brachiopods

Введение

Граница серпуховского и башкирского ярусов совпадает с границей нижнего и среднего отделов каменноугольной системы ОСШ и миссисипской и пенсильванской подсистем Международной страти-

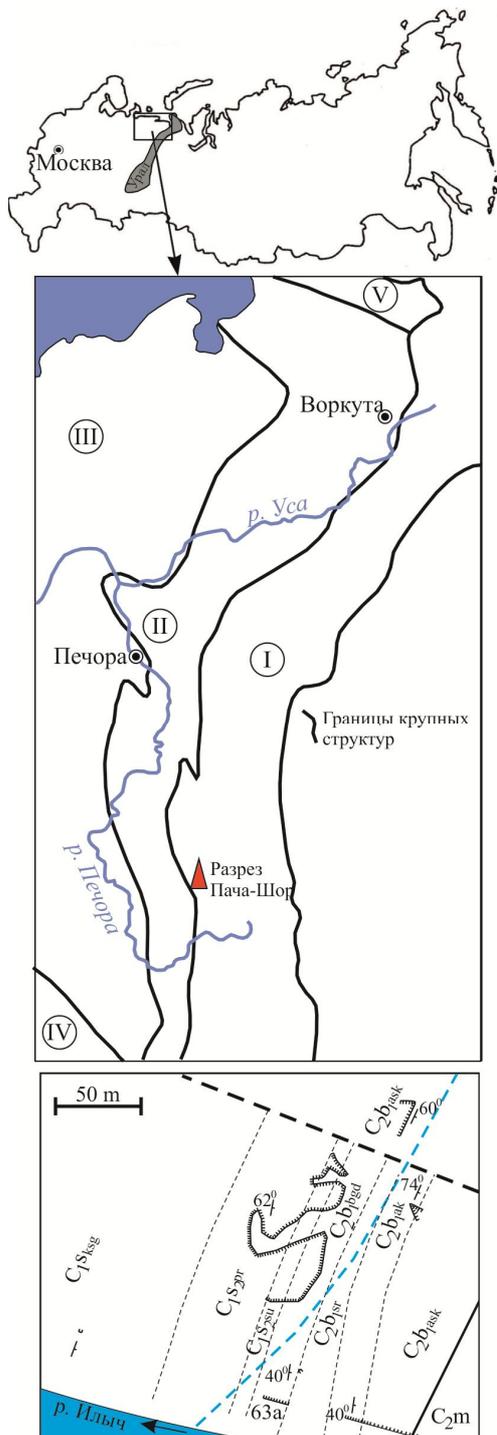


Рис. 1. Месторасположение разреза Пача-Шор. I – Уральская складчатая система; II – Предуральский краевой прогиб; III – Печорская синеклиза; IV – Тиман; V – Пай-Хой. Внизу: карта-схема приустьевое участка сухого ручья Пача-Шор. Тонкие пунктирные линии – границы между стратиграфическими подразделениями; жирные линии – тектонические нарушения.

Fig. 1. Location of the Pacha-Shor section. 1 – Urals folded system; II – Pre-Ural foredeep; III – Pechora syncline; IV – Timan; V – Pay-Khoy. Down below: map-diagram of the estuary section of the dry stream Pacha-Shor. Thin dotted lines represent boundaries between stratigraphic divisions; bold lines represent tectonic disturbances.

графической шкалы. Широкое развитие и использование изотопного состава углерода и кислорода в последние несколько десятилетий позволило установить во многих разрезах положительную аномалию в пограничных отложениях миссисипия и пенсильвания [1–5 и др]. Но этот уровень не всегда совпадает с биостратиграфической границей серпуховского и башкирского ярусов, как это показано на примере гипостратиграфического разреза на р. Аскын, Башкортостан [6]. По мнению этих авторов, на изменения изотопного состава углерода и кислорода могли иметь влияние смены условий осадконакопления.

На западном склоне Северного Урала, в бассейне р. Илыч, в обнажениях в районе устья сухого ручья Пача-Шор (рис. 1) нами описан разрез верхнего серпухова и нижнего башкира [7]. Целью статьи является анализ биостратиграфических, литологических и изотопных данных и их возможной взаимосвязи.

Материал и методы

Разрез Пача-Шор вскрыт в районе устья одноименного сухого ручья (правый приток р. Илыч) в 1.0–1.5 км выше урочища Лёк Из. Нами этот разрез был изучен во время полевых исследований летом 2015 г. Описание проводилось по ряду профилей, пересекающих постройку Пача-Шор в разных местах, которые впоследствии были скоррелированы друг с другом для получения ясной картины строения этого геологического тела. Шаг отбора образцов определялся мощностью той или иной литологической разности пород (от 1.0 до 4.0 м). Однако при объединении профилей в одну колонку уровни отбора проб накладывались друг на друга и, следовательно, частота проб в вертикальном разрезе увеличивалась. Породы в районе устья ручья Пача-Шор охарактеризованы 37 образцами, из которых было сделано 75 шлифов для изучения литологического состава и микрофаунистических остатков. Шлифы исследовались под поляризационным микроскопом ЛОМО Полам РП-1.

На изотопный состав углерода и кислорода проанализировано 22 пробы известняков. Образцы для изотопного анализа растирались в агатовой ступке, а затем квартовались. Из одного образца, отобранного из центральной части органогенной постройки на уровне сюранского горизонта, ручной микродрелью были высверлены дополнительные пробы для изотопного анализа, характеризующие разные компоненты породы. Разложение карбонатов в ортофосфорной кислоте и измерение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов производилось на базе ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Использовался метод проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия) с системой подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относи-

тельно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения составляет $\pm 0.15\%$.

Результаты и обсуждение

Исследования охватывают три направления: биостратиграфия, литология и изотопный анализ.

Биостратиграфический анализ проводился на основании фауны фораминифер в соответствии со схемой стратиграфического расчленения [8]. В разрезе Пача-Шор установлены протвинский и староруткинский горизонты серпуховского яруса, а также богдановский, сюранский, акавасский и аскынбашский горизонты башкирского яруса (рис. 2).

Протвинский горизонт (сл. 1–7; 26.1 м) не содержит зональных видов фораминифер, поэтому установлен по стратиграфическому положению между староруткинским горизонтом и нижнесерпуховскими отложениями, вскрытыми в небольшом выходе 62а на р. Илыч. Породы представлены светло-серыми массивными биокластовыми брахиоподовыми известняками и цементолитами с подчиненным развитием сгустковых разностей.

Староруткинский горизонт (сл. 8–10; 12.2 м) как и во многих разрезах Среднего и Южного Урала выделяется по появлению *Plectostaffella varvariensis* и *Pl. varvariensiformis*, являющихся зональными видами. Он сложен светло-серыми массивными биокластовыми брахиоподовыми известняками и цементолитами с линзами сгустковых известняков.

Богдановский горизонт (сл. 11–16; 10.5 м) в принятой авторами стратиграфической схеме соответствует нижней части башкирского яруса [8]. Он выделяется на основании появления вида-индекса *Plectostaffella bogdanovkensis*. Обращает на себя внимание, что в основании башкирского яруса здесь отмечается лишь *Pl. ex gr. bogdanovkensis* (рис. 2), но в этом же слое присутствуют первые *Millerella umbilicata* и *Pl. varvariensiformis tenuissima*, чье появление происходит совместно с *Pl. Bogdanovkensis* [8]. Богдановский горизонт на руч. Пача-Шор сложен биокластовыми брахиоподовыми известняками и цементолитами, однако на р. Илыч он характеризуется линзовидным чередованием биогермных пятнистых брахиоподово-микробиальных известняков и неяснослоистых органогенных песчаников.

Сюранский горизонт (сл. 17; 2.0 м) во многих разрезах Северного и Среднего Урала отвечает фораминиферовой зоне *Eostaffella postmosquensis*. Однако первые особи этого вида известны уже в серпуховском веке. Впоследствии для сюранского горизонта Южного Урала и краснополянского горизонта Восточно-Европейской платформы в качестве зональной формы был предложен вид *Semistaffella variabilis* [8]. В разрезе Пача-Шор он установлен из выходов биогермных брахиоподово-сгустковых известняков.

Выше отмечен не обнаженный интервал около 25 м по мощности.

Акавасский горизонт (сл. 19–22; 5.3 м) сложен серыми и темно-серыми плитчатыми биокла-

стовыми и биоморфными водорослевыми известняками с обилием *Donezella* и *Ungdarella* и с подчиненными прослоями известняков пелитоморфных и биокластовых с пелитоморфным цементом. Зональные виды, такие как *Pseudostaffella antiqua* и *Ps. grandis*, так и *S. cf. minor* (Raus.), появляются только в верхней части этого интервала. Однако В.А. Варсанофьева и Д.М. Раузер-Черноусова [9] во многих обнажениях на р. Илыч отмечают серые плитчатые известняки с обильными донецеллами, ундареллами и *Ps. antiqua* (северокельтменский горизонт). Это позволяет предположить, что вся эта толща относится к акавасскому горизонту.

Аскынбашский горизонт (сл. 23–25; 3.7 м) представлен известняками биокластовыми, иногда с преобладанием фрагментов водорослей *Ungdarella*. Нижняя граница горизонта проводится по первому появлению вида-индекса *Pseudostaffella praegorsky*.

Литологически отложения в районе устья сухого руч. Пача-Шор можно разделить на два комплекса: (1) протвинско-сюранский биогермный и (2) акавасско-аскынбашский открыто-морской.

Протвинско-сюранский комплекс (видимая мощность 50.8 м) представляет собой брахиоподово-микробную органогенную постройку и её фланкирующие слои, развивавшуюся с условиях полуизолированной лагуны [7]. Она сложена брахиоподово-сгустковыми и биокластовыми брахиоподовыми известняками с линзами цементолитов. В меньшей степени отмечаются прослои криноидных разностей и фенестровых сгустковых известняков.

Акавасско-аскынбашский комплекс (видимая мощность 9.0 м) сложен в основном плитчатыми биокластовыми и водорослевыми (ундарелловыми и/или донецелловыми) известняками и представляет отложения открытого мелкого моря. Эти слои характеризуют начало раннебашкирской трансгрессии.

Характер распределения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ показывает следующую картину (табл. 1; рис. 2):

1. На протвинско-сюранском интервале отмечается постепенное облегчение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от 2.1 до 0.4...0.5‰ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ от 28.3 до 26.1‰.

2. Породы нижней части акавасского горизонта характеризуются более утяжеленным $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (2.71‰) по сравнению с породами верхней части богдановского и сюранского горизонтов (0.4...0.5‰).

3. В акавасско-аскынбашской части разреза, в целом, отмечается постепенное облегчение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от 2.7 до 1.4‰.

Таким образом, характер распределения величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ в основании башкирского яруса не показал значительных колебаний. Заметное утяжеление $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ между сюранским и акавасским горизонтом связано, вероятно, с изменением условий осадконакопления, так как совпадает с отложениями, характеризующими установление открыто-морского режима вследствие подъема уровня моря. Такое утяжеление близко к распределению $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе Аскын на Южном Урале, где повышение $\delta^{13}\text{C}$ также совпадает с обширной трансгрессией [6]. Главным отличием между разре-

Таблица 1

Значения $\delta^{13}C_{carb}$ и $\delta^{18}O_{carb}$ для пород разреза Пача-Шор, Северный Урал

Table 1

Values of $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{18}O_{carb}$ for whole rocks of the Pacha-Shor section, Northern Urals

№ обр.	Горизонт	Тип породы	$\delta^{13}C, \text{‰}$, PDB	$\delta^{18}O, \text{‰}$, SMOW
П-ПШ3/7	аскынташский	Известняк биокластовый водорослевый	1.4	27.4
П-ПШ3/5	акавасский	Известняк биокластовый с пелитоморфным цементом	2.0	28.0
П-ПШ3/4		Известняк биоморфный водорослевый	2.3	27.5
П-ПШ3/2		Известняк биокластово-пелитоморфный	1.3	25.8
П-ПШ3/1		Известняк биоморфный водорослевый	2.7	27.3
П-ПШ1/1	сюранский	Известняк брахиоподово-сгустковый	0.5	26.2
П-Ил63/5	богдановский	Органогенный песчаник	0.4	27.1
П-Ил63/4		Известняк биокластовый брахиоподовый	1.4	26.4
П-ПШ2/4		Известняк биокластовый брахиоподовый	1.5	26.7
П-ПШ2/12		Известняк биокластовый брахиоподовый	1.1	26.7
П-Ил63/2		Органогенный песчаник	1.5	27.6
П-Ил63/1		Известняк биогермн. брахиоподово-сгустковый	1.3	27.5
П-ПШ2/13	староуткинский	Известняк сгустковый	1.3	26.3
П-ПШ2/15		Цементолит брахиоподовый	1.8	26.8
П-ПШ2/16	протвинский	Известняк сгустковый	1.8	27.1
П-ПШ2/5		Цементолит биокластовый	1.7	27.2
П-ПШ2/6		Цементолит биокластовый	2.2	26.5
П-ПШ2/7		Известняк биокластовый брахиоподовый	1.8	28.0
П-ПШ2/8		Известняк биокластовый брахиоподовый	1.6	28.1
П-ПШ2/9		Известняк биокластовый брахиоподовый	1.5	27.4
П-ПШ2/10		Цементолит брахиоподовый	2.00	27.7
П-ПШ2/11		Известняк сгустковый	2.1	28.3

зами Пача-Шор и Аскын является то, что на Южном Урале смена регрессивного этапа осадконакопления трансгрессивным произошла в начале богдановского времени, а на Северном Урале, по всей видимости, в начале акавасского, что может быть связано с разновременностью тектонических движений.

Анализ изотопного состава углерода и кислорода отдельных компонентов породы из образца биогермного брахиоподово-сгусткового известняка (табл. 2) сюранского возраста показал следующую картину (рис. 3):

Таблица 2

Изотопный состав углерода и кислорода компонентов пород ($\delta^{13}C_{компл}$, $\delta^{18}O_{компл}$) и карбоната раковин брахиопод ($\delta^{13}C_{брах}$, $\delta^{18}O_{брах}$) в образце брахиоподово-сгусткового известняка сюранского возраста

Table 2

Isotopic composition of C and O of rock components ($\delta^{13}C_{comp}$, $\delta^{18}O_{comp}$) and carbonate of brachiopod shells ($\delta^{13}C_{brach}$, $\delta^{18}O_{brach}$) from a sample of brachiopod-clumped limestone of the Suransian age

№ на рис. 3	Компонент	$\delta^{13}C, \text{‰}$, PDB	$\delta^{18}O, \text{‰}$, SMOW
1	раковина брахиоподы 1	4.8	28.0
2	сгустковый кальцит внутри раковины брахиоподы 1	0.4	26.3
3	темная микробная корка внутри раковины брахиоподы 1	0.5	26.4
4	раковина брахиоподы 2	1.9	26.3
5	темная микробная корка внутри раковины брахиоподы 2	0.1	26.3
6	сгустковый кальцит между раковинами брахиопод	0.5	26.2
7	биокластовые участки	0.5	26.1

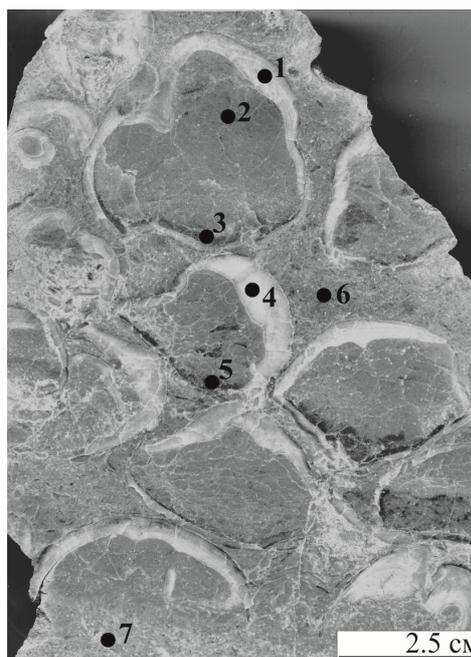


Рис. 3. Биогермный брахиоподово-сгустковый известняк. Сюранский горизонт. Слой 17. Обр. П-ПШ1/1. Точки указывают места отбора проб на изотопный анализ (см. табл. 2).

Fig. 3. Bioherm brachiopod-lump limestone. Suranian horizon. Layer 17. Sample П-ПШ 1/1. Points indicate sampling site for isotope analysis (see Table 2).

1. $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ сгустковых и биокластовых участков породы имеют сходные с $\delta^{13}C_{компл}$ и $\delta^{18}O_{компл}$ значения (от 0.1 до 0.5‰ и от 26.1 до 26.4‰ соответственно).

2. Изотопный состав карбоната раковин двух брахиопод ($\delta^{13}C_{брах}$ и $\delta^{18}O_{брах}$), расположенных в 2.0

см друг от друга, показывает повышенные значения (1.9–4.8‰ и 26.3–28.0‰ соответственно).

Эти данные ясно указывают на несовпадение изотопного состава карбоната раковин брахиопод и других компонентов породы. Объяснение этого факта в изученном разрезе – предмет будущих исследований.

Закключение

Литологическое, стратиграфическое и изотопное изучение пограничных отложений нижнего и среднего отделов каменноугольной системы в разрезе Пача-Шор позволило выявить следующее:

1. В разрезе Пача-Шор по фауне фораминифер установлены протвинский и староуткинский горизонты серпуховского яруса и богдановский, сюранский, акавасский и аскынбашский горизонты башкирского яруса.

2. По литологическим признакам установлено два комплекса пород: протвинско-сюранский и акавасско-аскынбашский. Протвинско-сюранский комплекс представляет собой образования брахиоподово-микробной постройки, развивавшейся в условиях полуизолированной лагуны. Акавасско-аскынбашский комплекс отражает условия осадконакопления открытого моря, являвшимся следствием раннебашкирской трансгрессии.

3. Изучение изотопного состава углерода и кислорода пород позволило выявить утяжеление $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ примерно на границе сюранского и акавасского горизонтов, совпадающего с началом трансгрессии. Такое распределение сходно с утяжелением $\delta^{13}\text{C}$, установленным в основании башкирского яруса в разрезе Аскын на Южном Урале, которое также подчеркивается изменениями условий осадконакопления.

4. Анализ изотопного состава углерода и кислорода разных компонентов породы выявил значительные различия в значениях $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{брах}}$.

Авторы выражают искреннюю признательность А.В. Журавлеву (ИГ Коми НЦ УрО РАН) за ценные замечания.

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А17-117121270034-3 ИГ Коми НЦ УрО РАН, № АА-АА-А18-118052590025-8 государственного задания ИГГ УрО РАН, при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект №18-5-5-31 и Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН № АААА-А18-118052590031-9.

Литература

1. Grossman E.L., Mii H.-S., Yancey T.E. Stable isotopes in Late Pennsylvanian brachiopods from the United States: Implications to Carboniferous paleoceanography // Bull. Geol. Soc. Am. 1993. Vol. 105. P. 1284–1296.
2. Bruckshen P., Oesmann S., Veizer J. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous. Proxy signals for ocean chemistry, climate

and tectonic // Chem. Geol. Isotope Geosci. Section. 1999. Vol. 161. P. 127–163.

3. Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E. Carboniferous isotope stratigraphies of North America: implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. Geol. Soc. // Am. Bull. 1999. Vol. 111. P. 960–973.
4. Brand U., Jiang G., Azmy K., Bishop J.W., Montanez I.P. Diagenetic evaluation of a Pennsylvanian carbonate succession (Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, U.S.A.) – 1: Brachiopod and whole rock comparison // Chem. Geol. 2012. Vol. 308–309. P. 26–39.
5. Saltzman M.R., Thomas E. Carbon isotope stratigraphy // The Geologic Time Scale. Elsevier, 2012. P. 207–232.
6. Кулешов В.Н., Седаева К.М., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Гипостратотип башкирского яруса каменноугольной системы (р.Аскын, Башкортостан): литология, изотопные особенности ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования карбонатных пород // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2018. Т. 26. №6. С. 41–64.
7. Пономаренко Е.С., Иванова Р.М. Литология и стратиграфия верхнесерпуховско-нижнебашкирских отложений в разрезе Пача-Шор (р. Илыч, Северный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. №7. С. 28–37.
8. Иванова Р.М. Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала (зональная стратиграфия, палеобиогеография, палеонтология). Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 204 с.
9. Варсановьева В.А., Раузер-Черноусова Д.М. К характеристике среднекаменноугольных отложений р. Илыч // Сборник трудов по геологии и палеонтологии / Коми фил. АН СССР. Сыктывкар: Республиканская типография Полиграфиздата, 1960. С. 94–126.

References

1. Grossman E.L., Mii H.-S., Yancey T.E. Stable isotopes in Late Pennsylvanian brachiopods from the United States: Implications to Carboniferous paleoceanography // Bull. Geol. Soc. Am. 1993. Vol. 105. P. 1284–1296.
2. Bruckshen P., Oesmann S., Veizer J. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous. Proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonic // Chem. Geol. Isotope Geosci. Section. 1999. Vol. 161. P. 127–163.
3. Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E. Carboniferous isotope stratigraphies of North America: implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. Geol. Soc. // Am. Bull. 1999. Vol.111. P.960–973.
4. Brand U., Jiang G., Azmy K., Bishop J.W., Montanez I.P. Diagenetic evaluation of a Pennsylvanian carbonate succession (Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, USA.) – 1: Brachiopod and whole rock comparison // Chem. Geol. 2012. Vol. 308–309. P. 26–39.

5. *Saltzman M.R., Thomas E.* Carbon isotope stratigraphy // The Geologic Time Scale. Elsevier, 2012. P. 207–232.
6. *Kuleshov V.N., Sedaeva K.M., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N.* Gipostratotip bashkirskogo yarusa kamennougol'noy sistemy (r. Askyn, Bashkortostan): litologiya, izotopnyje osobennosti ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) i usliviya obrazovaniya karbonatnykh porod [Bashkirian gypostratotip of the Carboniferous system (Askyn River, Bashkortostan): lithology, isotopic features ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and conditions of carbonate rocks formation] // Stratigraphiya, geologicheskaya korrelatsiya [Stratigraphy, geological correlation]. 2018. Vol. 26. No 6. P.41–64.
7. *Ponomarenko E.S., Ivanova R.M.* Litologiya i stratigraphiya verkhneserpukhovsko-nizhebashkirskikh otlozheniy v razreze Pacha-Shor (r. Ilych, Severnyi Ural) [Lithology and stratigraphy of the Upper Serpukhovian–Lower Bashkirian deposits at the Pacha-Shor section (Ilych River, Northern Urals)] // Bull. of the Inst. of Geology, Komi Sci.Centre, Ural Branch, RAS]. 2017. Vol. 7. P. 28–37.
8. *Ivanova R.M.* Fuzulinidy i vodorosli srednego karbona Urala (zonalnaya stratigrafiya, paleobiografiya, paleontologiya) [Fusulinides and algae of Middle Carboniferous of the Urals (zonal stratigraphy, paleobiography, paleontology)]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS. 2008. 204 p.
9. *Varsanofyeva V.A., Rauser-Chernousova D.M.* K karakteristike srednekamennougol'nykh otlozheniy r. Ilych [Characteristics of Middle Carboniferous deposits at the Ilych River] // Sbornik trudov po geologii i paleontologii [Collection on geology and paleontology] / Komi Branch, USSR Ac. Sci. Syktyvkar: Republican printing house Poligrafizdat, 1960 P. 94–126.

Статья поступила в редакцию 15.01.2020.

УДК 551, 550.7, 561.4
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-35-42

К.П. РЯЗАНОВ*, **А.Е. ЦЫБУЛЬСКАЯ***,
М.А. АФОНИН,****, **Д.В. ГРОМЫКО****

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЛЕСТАНШОРСКОЙ СВИТЕ ТРИАСА (ЮГО-ЗАПАД ХРЕБТА ПАЙ-ХОЙ)

**Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт
им. А.П. Карпинского РАН (ВСЕГЕИ),
г. Санкт-Петербург*

***Ботанический институт
им. В.Л. Комарова РАН (БИН РАН),
г. Санкт-Петербург*

****Федеральный научный центр
биоразнообразия наземной биоты
Восточной Азии ДВО РАН,
г. Владивосток*

k-r-i-z26@mail.ru, afmaxim@inbox.ru,
dvgomeryko@binran.ru

K.P. RYAZANOV*, **A.E. TSYBULSKAYA***,
M.A. AFONIN,****, **D.V. GROMYKO****

NEW DATA ON THE TRIASSIC LESTANSHOR FORMATION (SOUTH-WESTERN PART OF THE PAY-KHOY RIDGE)

**A.P.Karpinsky All-Russian Research Geological
Institute (VSEGEI),
St.Petersburg*

***V.L.Komarov Botanical Institute, RAS
(BIN RAS),
St.Petersburg*

****Federal Science Centre for Biodiversity
of terrestrial biota of East Asia,
Far Eastern Branch, RAS,
Vladivostok*

Аннотация

В ходе проведенных исследований получены новые данные о лестаншорской свите в юго-западной части хребта Пай-Хой. По результатам литологического анализа пограничных отложений установлено взаимоотношение с нижележащими образованиями перми (печорская серия). По результатам силикатного анализа реконструированы климатические условия образования и степень зрелости химического состава песчаников. По анатомическим признакам ископаемой древесины из лестаншорской свиты описаны хвойные *Xenoxylon*. Древесные остатки *Xenoxylon* впервые указываются из нижнетриасовых отложений.

Ключевые слова:

лестаншорская свита, триас, река Янгарей, Арктика, литология, климат, анатомия древесины, Xenoxylon

Abstract

New materials on the Triassic formations based on the results of geological mapping of the South-Western part of the Pay-Khoy Ridge are considered. The Triassic deposits of the marginal and intermountain troughs of the North-Eastern side of the Korotaikha lithofacies belt of the Pay-Khoy are represented by the Lestanshor Formation.

A detailed study of the section of the Lestanshor Formation has been carried out; according to the results of lithological analysis of the boundary deposits, the relationship with the underlying Permian deposits (Pechora series) has been previously established. The appearance of coarse clastic material (pebbles and gravel) marks the base of the Lestanshor Formation in the Yuryakha River section.

Based on the results of silicate analysis, the climatic conditions of the formation and the degree of maturity of the chemical composition of sandstones were reconstructed.

Xenoxylon fossil wood from the Lower Triassic Middle Lestanshor Subformation is described. The wood of *Xenoxylon* is found in the Lower Triassic for the first time.

Keywords:

Lestanshor Formation, Triassic, Yangarei River, Arctic, lithology, climate, fossil wood, Xenoxylon

Введение

Триасовые образования краевых и межгорных прогибов северо-восточного края Коротаихинской литофациальной зоны Пай-Хоя представлены лестаншорской свитой (T_{1-2/s}) (рис. 1) [1], которая впервые была выделена Н.В. Шмелевым [2] и названа по руч. Лестаншор (приток р. Хей-Яга, юго-западный склон хр. Пай-Хой, Полярный Урал). В юго-западной части впадины в разрезе скв. ВК-14 в инт. 40-954 м выделен парастратотип свиты [3], а гипостратотип описан на р. Хейяха (Хей-Яга) [4],

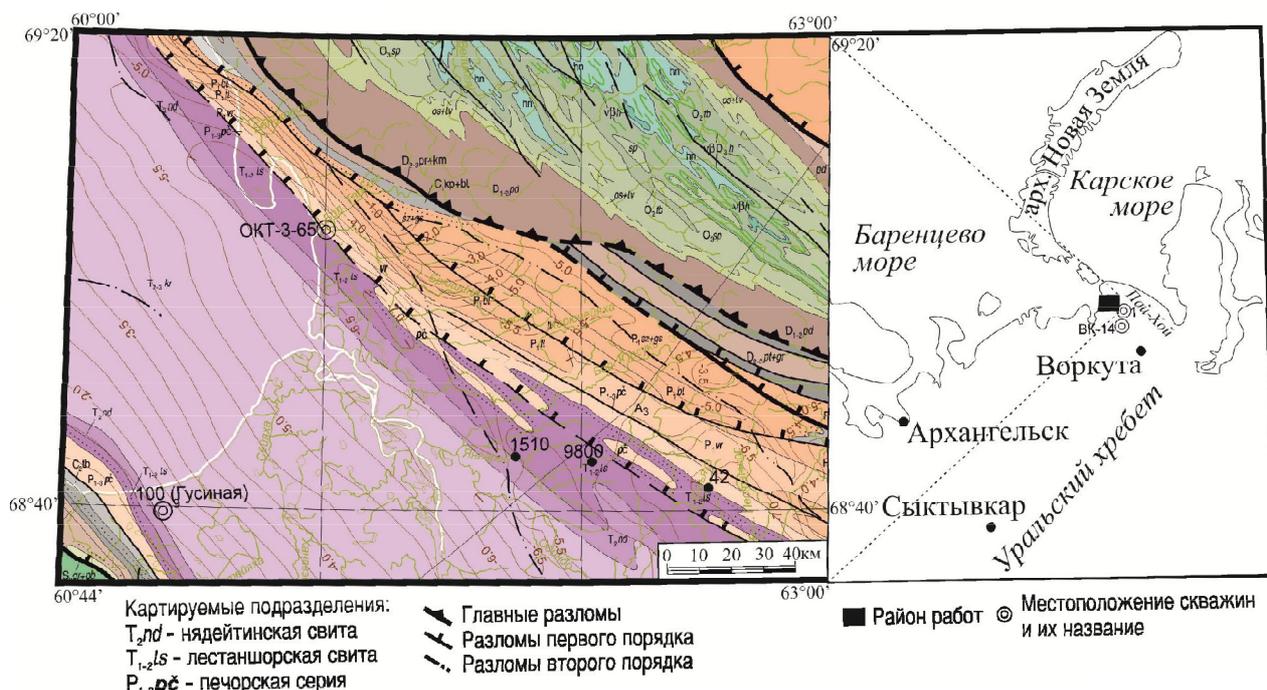


Рис.1. Карта-схема местонахождения скважин, вскрывших образования нижнего–среднего триаса, опорных и стратотипических разрезов лестаншорской свиты (фрагмент геологической карты по материалам М.А. Шишкина и др., 2012; с дополнениями авторов).
 Fig.1. Map-diagram of the location of wells that revealed the formation of the lower-middle Triassic, reference and stratotypic sections of the Lestanshor formation (a fragment of the geological map based on the materials of M.A.Shishkin et al., 2012; with additions by the authors).

скв. 1). Своеобразие лестаншорской свиты в разрезах прибортовых территорий Коротайхинской впадины придает покровные тела базальтов, приуроченные к низам триаса. В разрезе скв. ВК-14 они находятся среди верхней пачки переслаивания красноцветно-сероцветных аргиллитов и алевролитов нижней подсвиты (два покрова мощностью 27 м – нижний и 11 м – верхний, разделенные прослоем 1,5 м терригенных пород) [3,5].

В северо-восточной части Коротайхинской зоны Пай-Хоя, где выходы нижнего-среднего триаса протягиваются широкой полосой от Вашуткинских озер (скв. ВК-14) на северо-запад (Янгарейский район) по побережью Баренцева моря к приустьевой части р. Большая Талота (скв. ОТК-3-65), разрезы лестаншорской свиты в разные годы исследовались Н.В. Шмелевым, Л.Л. Хайцером, Е.Д. Мораховской, И.З. Калантар, А.И. Киричковой и др. [2–7] (рис. 2). Ими установлены основные закономерности строения триасовых отложений и особенности изменения их по площади.

Основной целью настоящей работы является детализация характеристики лестаншорской свиты для понимания палеоклиматических обстановок её формирования и взаимоотношения образований этого подразделения с подстилающими образованиями в юго-западной части хребта Пай-Хой.

Материал и методы

В основу работы лег материал, отобранный в ходе полевых геологосъемочных работ на Югорском полуострове в июле-августе 2017 г. в составе

Оюско-Янгарейской партии ВСЕГЕИ. Во время экспедиции авторами проведено литологическое изучение разрезов, а также собраны древесные остатки из лестаншорской свиты на правом берегу р.Янгарей в северо-восточной части Коротайхинской впадины (Архангельская область, Ненецкий автономный округ). Исследовано 50 образцов. Петрографическое изучение 20 шлифов проводилось на микроскопе “Carl Zeiss” (СПбГУ, г. Санкт-Петербург). Исследован образец ископаемой древесины (№ 9800).

Для установления зависимости состава песчаников от палеоклиматических обстановок их формирования авторами была построена диаграмма соотношения SiO_2 к $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$ на основе силикатного анализа («ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург). Диаграмма позволяет разделять отложения, накопившиеся в гумидном и аридном климатах [8].

При изучении ископаемых древесин использована методика изготовления прозрачных шлифов из плотной минерализованной древесины, изложенная в работе А.Ф. Гаммерман с соавт. [9]. Всего было изготовлено и исследовано три шлифа (поперечный, радиальный и тангентальный). Микроскопическое изучение шлифов и микрофотографирование анатомических структур проводилось с помощью световых и сканирующих биологических микроскопов производства “Carl Zeiss” на базе лаборатории палеоботаники БИН РАН (г. Санкт-Петербург). Описание анатомического строения древесины выполнено с использованием терминологии, изложенной в работе А.А. Яценко-Хмелевского [10] и “IAWA List ...” [11].

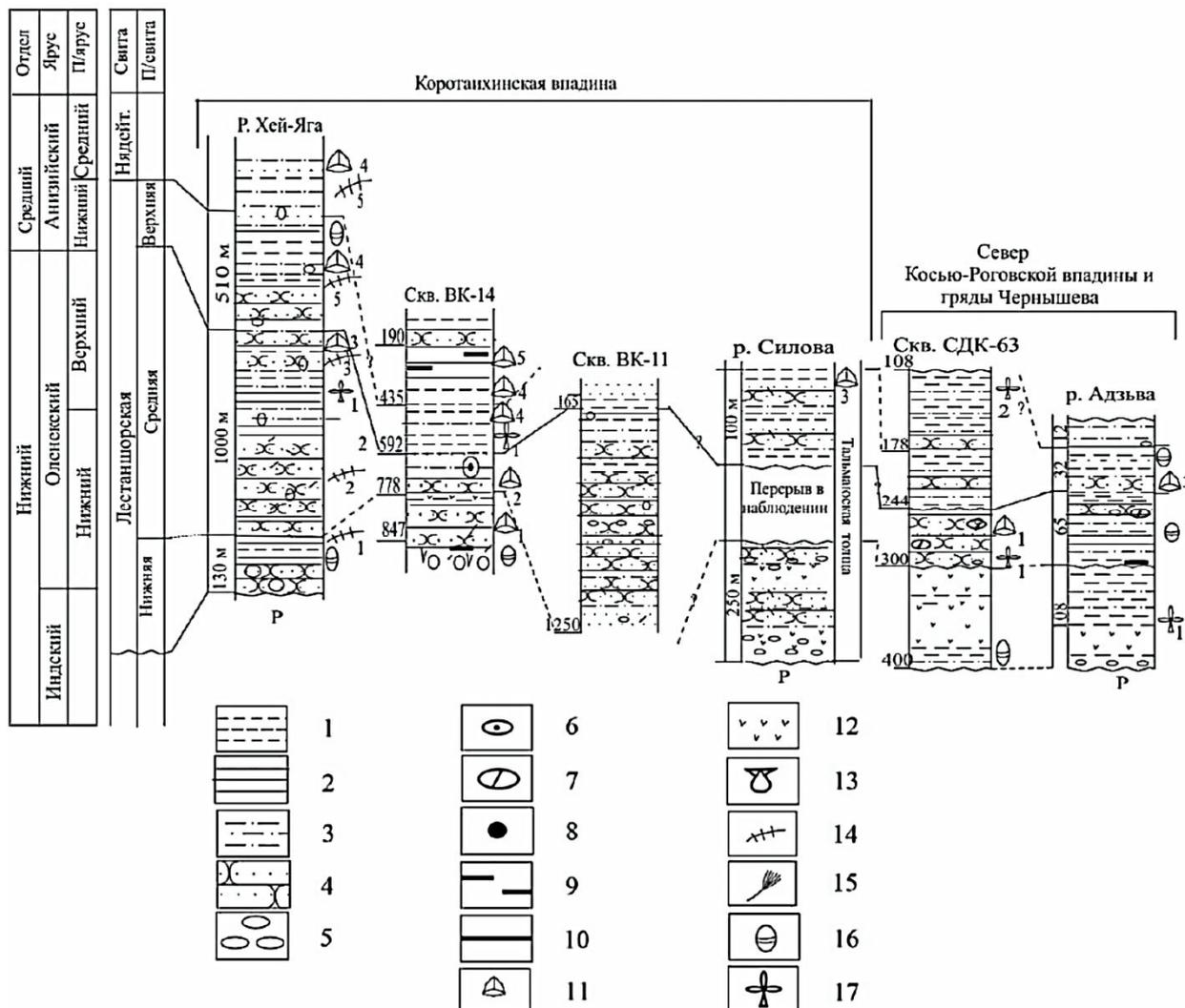


Рис. 2. Схема сопоставления опорных разрезов триаса Коротайхинской литофациальной зоны (по Е.Д.Моракховской, 2000; А.И.Киричковой, 2013). Условные обозначения: 1 – аргиллиты; 2 – глины; 3 – алевриты, алевролиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – сидеритовые конкреции; 7 – конкреции мергеля; 8 – желваки фосфоритов; 9 – углистые глины, алевролиты; 10 – уголь; 11 – споры и пыльца; 12 – базальтовые образования с туфами, туфопесчаниками; 13 – двустворки; 14 – остатки наземных позвоночных; 15 – остатки рыб; 16 – конхостраки; 17 – остатки растений.

Fig. 2. Scheme of comparison of reference sections of the Triassic of the Korotaiha lithofacies zone (according to E.D.Morakhovsky, 2000; A.I.Kirichkova, 2013). Symbols: 1 – mudstones; 2 – clays; 3 – silts, siltstones; 4 – sandstones; 5 – conglomerates; 6 – siderite nodules; 7 – marl nodules; 8 – phosphorite nodules; 9 – carbonaceous clays, siltstones; 10 – coal; 11 – spores and pollen; 12 – basalt formations with tuffs, tuff-sandstones; 13 – bivalves; 14 – remains of terrestrial vertebrates; 15 – fish remains; 16 – conchostraki; 17 – plant remains.

Краткая характеристика свиты по р. Янгарей

Произведено детальное изучение разреза лестаншорской свиты (мощность разреза около 410 м) по р. Янгарей (т.н. 1510 (рис. 3, 4)). По результатам исследования она подразделена на три подсвиты. Ниже приводится краткая характеристика нижней, средней и верхней подсвит лестаншорской свиты:

Нижняя подсвита представлена разнозернистыми известковистыми песчаниками, циклическим чередованием песчаников мелко- и среднезернистых зеленых, аргиллитов и алевролитов бурокрасноцветных. Часто встречаются пачки полимиктовых зеленоватых слаболитифицированных песчаников с прослоями гравелито-конгломератовых

разностей (т.н. 1510). Базальных горизонтов в разрезе по р. Янгарей в ходе геологосъемочных маршрутов не обнаружено. Возраст подсвиты на основании определения позвоночных и комплексов спор и пыльцы определяется как индский – низы оленевского яруса [2]. Мощность подсвиты 128 м.

Средняя подсвита. В каньоне р. Янгарей (т.н. 1510) средняя часть свиты представлена обширными выходами разнозернистых серых и местами светло-зеленых полимиктовых песчаников с прослоями известковистых разностей и окатышами аргиллитов. В средней подсвите лестаншорской свиты (т.н. 9800) были обнаружены древесные остатки (рис. 2). Возраст средней подсвиты по палинологическому анализу и находкам остатков расте-

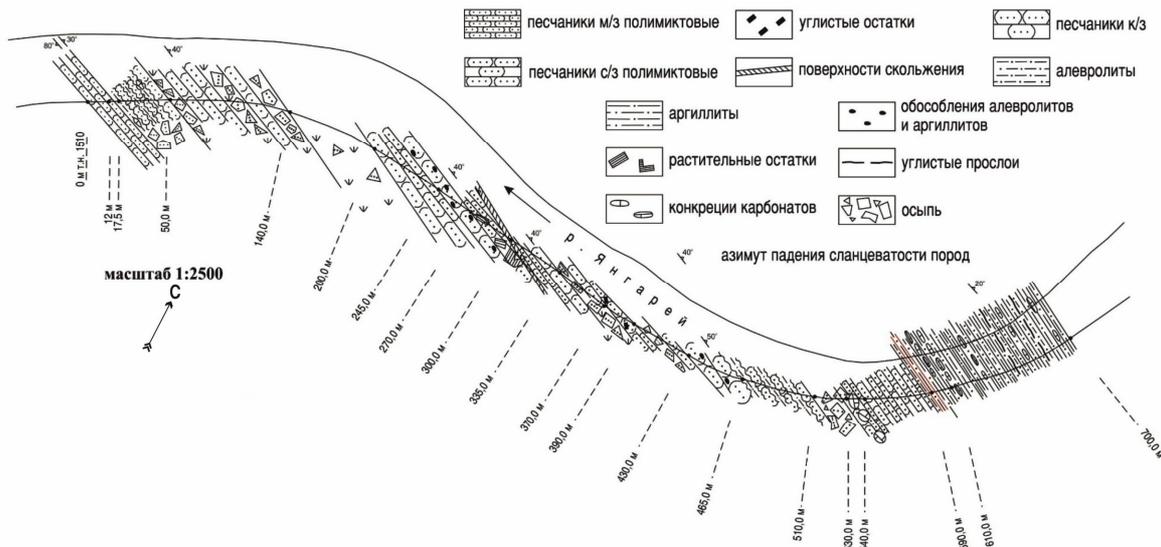


Рис. 3. План выходов лестаншорской свиты нижнего-среднего триаса по правому берегу р. Янгарей (т.н. 1510).
 Fig.3. Plan of outputs of Lestanshor Suite of the Lower-Middle Triassic along the right bank of the river Yangarei (t.n. 1510).

Т.н. 1510

Система	Отдел	Ярус	Свита, подсвита	Индекс	Литология	Мощность, м	Характеристика пород
Триасовая	средний	Анзйский	Лестаншорская	верхняя	(---)(---)(---)	15,0	Песчаники мелкозернистые зеленоватые, полимиктовые
					(---)(---)(---)	25,8	Переслаивание песчанников мелкозернистых зеленоватых с темно-серыми глинистыми алевролитами
					(---)(---)(---)	56,8	Песчаники мелкозернистые до среднезернистых зеленоватые, полимиктовые
					(---)(---)(---)	31,5	Обломки песчанников
					(---)(---)(---)	18,0	Песчаники среднезернистые полимиктовые, зеленовато-серые
					(---)(---)(---)	7,0	Песчаники крупнозернистые с включениями алевритов
					(---)(---)(---)	11,8	Песчаники мелкозернистые с остатками растений
	нижний	Оленекский	Лестаншорская	средняя	(---)(---)(---)	25,6	Песчаники среднезернистые полимиктовые, зеленовато-серые, красноватые с поверхности, поверхности скольжения
					(---)(---)(---)	8,8	Песчаники крупнозернистые с углистыми включениями
					(---)(---)(---)	12,3	Песчаники среднезернистые полимиктовые, зеленоватые
					(---)(---)(---)	15,5	Песчаники крупнозернистые с включениями алевролитов
					(---)(---)(---)	29,0	Песчаники среднезернистые с прослоями глинистых алевролитов
					(---)(---)(---)	16,3	Осыпь из песчанников и алевролитов
					(---)(---)(---)	9,0	Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые, в кровле с конкрециями известняков
нижний	Индский	Лестаншорская	нижняя	(---)(---)(---)	37,0	Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые	
				(---)(---)(---)	12,0	Аргиллиты с прослоями алевролитов	
					(---)(---)(---)	79,3	Переслаивание алевролитов серых и аргиллитов вишнево-красных с «окатанной» отдельностью. В аргиллитах - карбонатные конкреции. В нижней части слоев алевролитов - прослой углистого материала

Корреляция триасовых образований по р. Янгарей (правый борт) Масштаб 1:2000

Т.н. 9800

Система	Отдел	Ярус	Свита, подсвита	Индекс	Литология	Мощность, м	Характеристика пород
Триасовая	средний	Анзйский	Лестаншорская	верхняя	(---)(---)(---)	18,0	Песчаники среднезернистые полимиктовые, зеленовато-серые
					(---)(---)(---)	12,0	Песчаники средне- и крупнозернистые с включениями окисленной аргиллитов
					(---)(---)(---)	12,0	Песчаники мелкозернистые с остатками растений
	нижний	Оленекский	Лестаншорская	средняя	(---)(---)(---)	30,0	Песчаники среднезернистые полимиктовые, зеленовато-серые, красноватые с поверхности, поверхности скольжения
					(---)(---)(---)	12,3	Песчаники среднезернистые полимиктовые, зеленоватые
					(---)(---)(---)	15,5	Песчаники крупнозернистые, известнякостые с окатышами алевролитов
					(---)(---)(---)	20,0	Песчаники среднезернистые с прослоями глинистых алевролитов

- Условные обозначения:**
- корреляционная линия
 - место находки Xenoxylon
 - песчаники м/з полимиктовые
 - конкреции известняков
 - песчаники с/з полимиктовые
 - углистые остатки
 - песчаники к/з
 - поверхности скольжения
 - алевролиты
 - обособления алевролитов и аргиллитов
 - аргиллиты
 - углистые прослои
 - растительные остатки
 - конкреции карбонатов
 - осыпь

Рис. 4. Стратиграфические колонки образований лестаншорской свиты нижнего-среднего триаса по правому берегу р. Янгарей.
 Fig. 4. Stratigraphic columns of the Lestanshor Suite formations of the Lower-Middle Triassic along the right bank of the river Yangarei.

ний характеризуется как раннеоленекский [12]. Мощность подсвиты 91 м.

Верхняя подсвита. Образования верхней части лестаншорской свиты представлены песчаниками разнотекстурными с многочисленными растительными макроостатками, песчанисто-карбонатными конкрециями, а также оолитами глинисто-карбонатного состава. Прикровельная и приподошвенная части сложены прослоями красноцветных линзовидно-залегающих аргиллитов, часто в форме карандашной отдельности. Возраст подсвиты датируется как позднеоленекский – раннеанизийский на основании изучения споро-пыльцевых комплексов и макроостатков растений [2]. Мощность подсвиты 192 м.

Лестаншорская свита со стратиграфическим перерывом (без углового несогласия) залегают на угленосных отложениях печорской серии (P_{1-3pc}). В типовых разрезах верхняя граница свиты проводится по смене зеленоватых песчаников и красно-коричневых аргиллитов на пестроцветные аргиллиты, серые алевролиты и песчаники нядейтинской свиты.

Ископаемая древесина

Исследован образец ископаемой древесины, обнаруженной в средней подсвите лестаншорской свиты на р. Янгарей (т.н. 9800, обр. № 9800, соответственно). Изученная ископаемая древесина очень плотная, минерализованная и является фрагментом ствола или крупной ветки.

Исследованный образец ископаемой древесины (обр. № 9800) характеризуется наличием отчетливых годовичных колец, гладких, непористых стенок клеток лучей, одиночных, крупных, оконцеванных пор на полях перекреста, а также отсутствием смоляных ходов и лучевых трахеид. Наличие такого набора признаков свидетельствует о том, что изученная ископаемая древесина должна быть отнесена к *Xenoxylon Gothan* (рис. 5).

Морфород *Xenoxylon* был установлен В. Готаном [13] для ископаемых древесин хвойных, которые впервые были описаны С. Крамером [14] как *Pinites latiporosus* Cramer и *P. pauciporosus* Cramer из юрских отложений о-ва Западный Шпицберген (Норвегия). Находки ископаемых древесин *Xenoxylon* многочисленны и указываются из мезозойских отложений по всему Северному полушарию. Хвойные с древесиной типа *Xenoxylon* были широко распространены начиная с карния (поздний триас) по маастрихт (поздний мел) включительно. К сожалению, несмотря на большое количество данных по *Xenoxylon*, его систематическое положение среди хвойных до сих пор остается дискуссионным [15].

Обнаруженная ископаемая древесина имеет наибольшее сходство с представителями *Xenoxylon* из группы *Meisteri* [13]. Это сходство отмечается в наличии однорядных, сближенных, уплотненных, изредка округлых, свободно расположенных или в группах пор на радиальных стенках трахеид. Однако недостаточно хорошая сохранность некоторых анатомических признаков древесины не позволяет

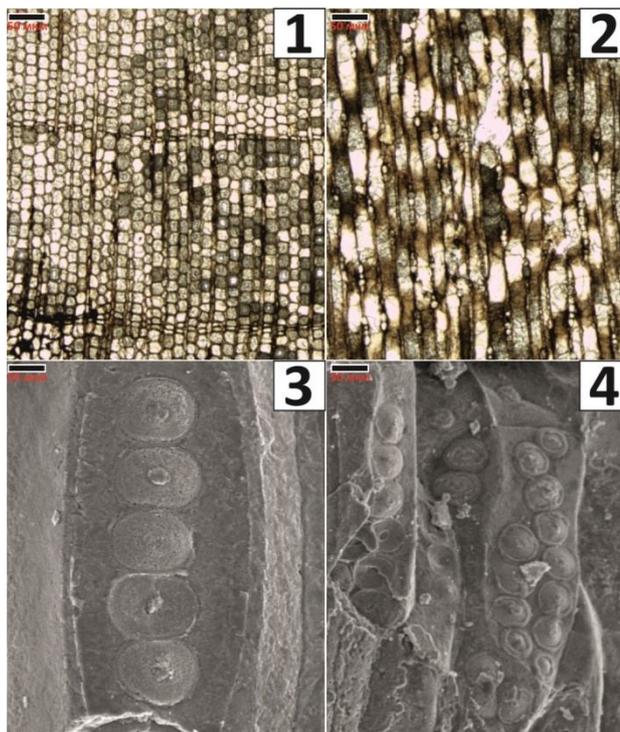


Рис. 5. Исследованный образец ископаемой древесины № 9800 (правый берег р. Янгарей). Условные обозначения: 1 – Поперечный срез. Годичные кольца, переход от ранней древесины к поздней; 2 – Тангентальный срез. Однорядные лучи, тиллы; 3 – Радиальный срез. Поры на стенках трахеид.

Fig. 5. Studied sample of fossil wood No. 9800 (right bank of the river Yangarei). Legend: 1 – Cross section. Annual rings, transition from early to late wood; 2 – Tangent cut. Single-row beams, tilts; 3 – Radial section. Pores on the walls of the tracheids.

сделать более детальное определение. Поэтому изученную ископаемую древесину из нижнетриасовой средней части лестаншорской свиты мы описываем как *Xenoxylon* sp. До настоящего времени в мире ископаемые древесины *Xenoxylon* указывались только начиная с верхнетриасовых отложений.

Результаты и обсуждение

Лестаншорская свита со стратиграфическим перерывом (без углового несогласия) залегают на угленосных отложениях печорской серии (P_{1-3pc}). В стратотипических разрезах верхняя граница свиты проводится по смене зеленоватых песчаников и красно-коричневых аргиллитов на пестроцветные аргиллиты, серые алевролиты и песчаники нядейтинской свиты (T_2nd). Взаимоотношение с нижележащими образованиями перми (печорская серия) в разрезе по р. Юрьяха предварительно установлено по результатам литологического анализа пограничных отложений. Выделено пять основных литологических типов пород (рис. 6):

1. Конгломерат гравийно-галечный среднеобломочный мономиктовый (силицитовый);
2. Конгломерат гравийно-галечный мелкообломочный олигомиктовый;

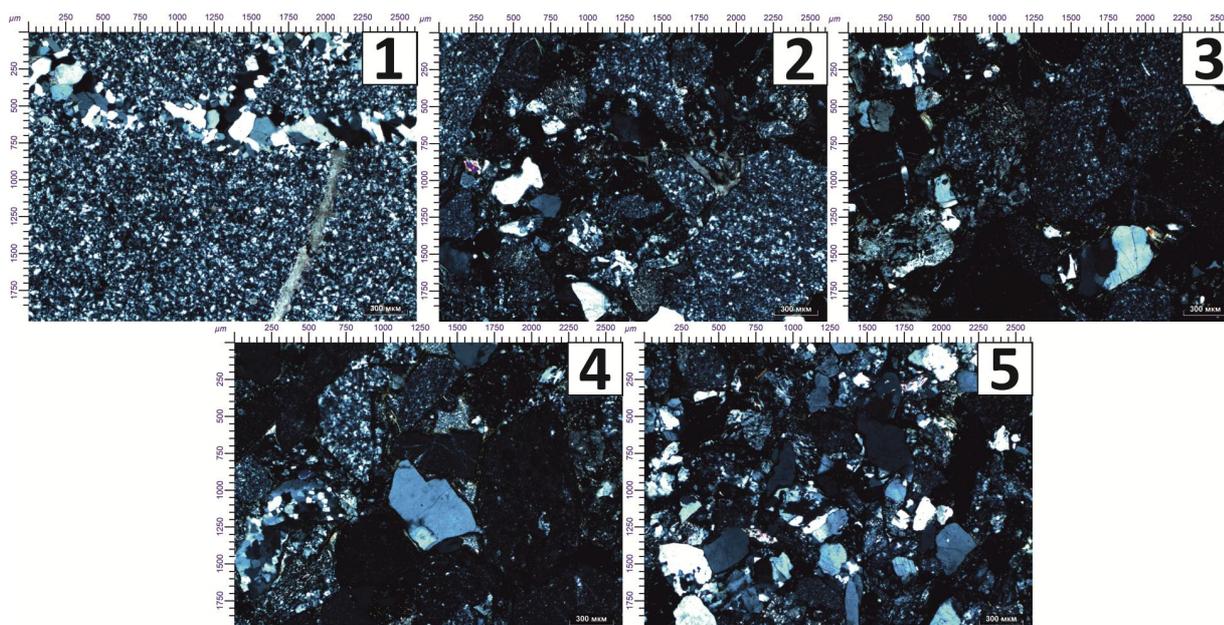


Рис. 6. Фотографии петрографических шлифов пород лестаншорской свиты из разреза на р. Юрьяха.

Fig. 6. Pictures of Petrographic thin sections of rocks of the Lestanshor Suite of the cut on the river Yuryakha. Explanations for the names of rocks see in the text.

3. Конгломерат галечно-гравийный мономиктовый (силицитовый);

4. Песчаник гравелитовый средне-крупнозернистый граувакковый (гравелитовая средне-крупнозернистая кремневая граувакка);

5. Песчаник крупно-среднезернистый граувакковый (крупно-среднезернистая кремневая граувакка).

Появление грубого обломочного материала в виде гальки и гравия маркирует основание лестаншорской свиты в разрезе на р. Юрьяха. Следовательно, литотипы 1, 2, 3 – это породы лестаншорской свиты, а песчаники 4 и 5 – относятся к нижележащим образованиям печорской серии перми. Нижняя граница лестаншорской свиты в стратотипе проводится в основании толщи зеленых песчаников с гравием, галькой и прослоями мелко- и среднегалечного конгломерата. Песчаники залегают непосредственно на темно-серых аргиллитах, охарактеризованных фауной и флорой пермского возраста [6, 7].

Помимо литологического изучения лестаншорской свиты реконструированы климатические условия образования песчаников по результатам силикатного анализа. Составлена диаграмма соотношения SiO_2 к $\text{Al}_2\text{O}_3 +$

$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ [12]. Точки, отвечающие песчаникам лестаншорской свиты, располагаются в области, согласно данным L.J. Suttner и P.K. Dutta [8], соответствующей сухому климату с высокой температурой воздуха, испытывающему большие суточные колебания, с малым количеством атмосферных осадков (рис. 7).

Заключение

Изучены образования нижнего–среднего триаса лестаншорской свиты в юго-западной части хребта Пай-Хой. Детально описан разрез по р. Янгарей, где лестаншорская свита впервые подразде-

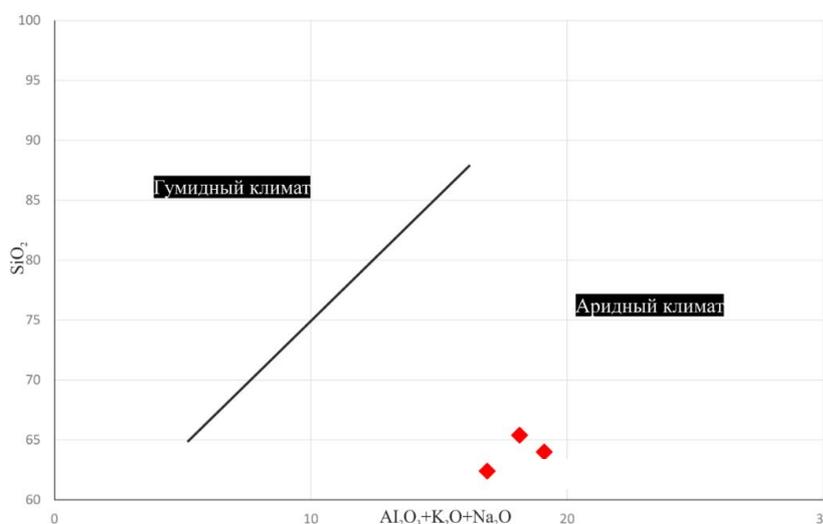


Рис. 7. Палеоклиматическая диаграмма (по Suttner L.J., Dutta P.K., 1986), построенная по результатам анализа песчаников лестаншорской свиты.

Fig. 7. Paleoclimatic diagram (by Suttner L.J., Dutta P.K., 1986), based on the analysis of sandstones of the Lestanshor formation.

лена на подсветы для северо-восточной части Коротаихинской зоны Гай-Хоя. В разрезе по р. Юрьяха на основании литологического анализа установлена нижняя граница свиты, которая проводится по первому появлению грубого обломочного материала (гравий, галька) в граувакковых песчаниках пещорской серии перми.

По результатам силикатного анализа (отношение SiO_2 к $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) предполагается, что условия образования лестаншорской свиты отвечают сухому климату с высокой температурой воздуха, испытывающему большие суточные колебания, с малым количеством атмосферных осадков.

По анатомическим признакам ископаемой древесины из нижнетриасовой средней части лестаншорской свиты (раннеолленекское время) описаны хвойные *Xenoxylon*. До наших исследований в мире ископаемые древесины *Xenoxylon* указывались только начиная с позднего триаса. Таким образом, описанную нами находку *Xenoxylon* из нижнего триаса Гай-Хоя можно рассматривать как одну из самых древних в мире.

Литература

1. Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Молчанова Е.В., Маркина Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с.
2. Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1968. 152 с.
3. Калантар И.З. Новое в стратиграфии триасовых отложений Полярного Предуралья // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1980. С. 46–61.
4. Хайцер Л.Л. Новые данные по стратиграфии перми и триаса р. Адзвы. Северная часть гряды Чернышева // Бюлл. МОИП. Отдел геолог. 1962. Т. 37. Вып. 1. С. 57–61.
5. Киричкова А.И. Стратотипические и опорные разрезы нижнего триаса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: литология, фациальные особенности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf
6. Мораховская Е.Д. Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб: Изд-во ВНИГРИ, 2000. 79 с.
7. Мораховская Е.Д., Куликова Н.К., Храмова С.Н. Триасовые отложения Коротаихинской впадины Предуралья прогиба // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1980. № 5. С. 33–44.
8. Suttner L.J., Dutta P.K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I, Framework mineralogy // J. Sed. Res. 1986. Vol. 56. № 3. P. 329–345.
9. Гаммерман А.Ф., Никитин А.А., Николаева Л.Т. Определитель древесин по микроскопическим признакам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 143 с.
10. Яценко-Хмелевский А.А. Основы и методы анатомического исследования древесины. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 337 с.
11. IAWA List of Microscopic Features for Softwood Identification // IAWA J. 2004. Vol. 25. № 1. P. 1–70.
12. Ильина Н.В. Палиностратиграфия среднего триаса Тимано-Североуральского региона. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2001. 230 с.
13. Gothan W. Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermen-Hölzer // Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt. 1905. Bd. 44. P. 1–108.
14. Cramer C. Fossile Hölzer der arctischen Zone // Flora fossilis arctica — Die Fossile Flora Der Polarländer / O. Heer (ed.). Druck und Verlag von Friedrich Schulthess. Zürich, 1868. P. 167–180.
15. Philippe M., Thévenard F., Nosova N., Kim K., Naugolnykh S. Systematics of a palaeoecologically significant boreal Mesozoic fossil wood genus, *Xenoxylon* Gothan // Rev. Palaeobot. Palynol. 2013. Vol. 193. P. 128–140.

References

1. Shishkin M.A., Shkarubo S.I., Molchanova E.V. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Yuzhno-Karskaya. List R-41 – Amderma [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1 000 000 (third generation). Series South Kara. Sheet R-41 – Amderma]. Explanatory note. St.Petersburg: Cartographic factory VSEGEI, 2012. 383 p.
2. Ob'jasnitel'naja zapiska k unificirovannym i korreljacionnym stratigraficheskim shemam Urala [Explanatory note to the unified and correlation stratigraphic schemes of the Urals]. Leningrad: VSEGEI publ., 1968. 152 p.
3. Kalantar I.Z. Novoe v stratigrafii triasovyh otlozhenij Poljarnogo Predural'sja [New in the stratigraphy of the Triassic deposits of the Polar Urals] // Novoe v stratigrafii triasa Paleourala [New in the stratigraphy of the Paleourals Triassic]. Sverdlovsk: Publ. House of the Ural Sci. Centre, USSR Academy of Sciences, 1980. P. 46–61.
4. Khaitser L.L. Novye dannye po stratigrafii permi i triasa r. Adz'vy. Severnaja chast' grjady Chernysheva [New data on the Permian and Triassic stratigraphy on the river Adzva. Northern part of the Chernyshev Ridge] // Bull. of MOIP. Geology Dept. 1962. Vol. 37. № 1. P. 57–61.
5. Kirichkova A.I. Stratotipicheskie i opornye razrezy nizhnego triasa Timano-Pechorskoj nef-tegazonosnoj provincii: litologija, facial'nye-

- osobnosti [Stratotypic and key sections of the Lower Triassic of the Timan-Pechora oil and gas province: lithology, facies features]// *Neftegazovaja geologija. Teorija i praktika* [Oil and Gas Geology. Theory and practice]. 2013. Vol. 8. № 4. URL: [http:// www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf).
6. *Morakhovskaya E.D.* Trias Timano-Ural'skogo regiona (opornye razrezy, stratigrafija, korreljacija) [Triassic of the Timan-Urals region (reference sections, stratigraphy, correlation)] // *Biohronologija i korreljacija fanerozoja neftegazonosnyh bassejnov Rossii* [Biochronology and correlation of the Phanerozoic of oil and gas basins in Russia]. St. Petersburg: VNIGRI Publ. House, 2000. 79 p.
 7. *Morakhovskaya E.D., Kulikova N.K., Khramova S.N.* Triasovye otlozhenija Korotaihinskoj vpadiny Predural'skogo progiba [Triassic deposits of the Korotaiha depression of the Pre-Urals trough] // *Izvestia of the USSR Ac. Sci. Geology series*. 1980. № 5. P. 33–44.
 8. *Suttner L.J., Dutta P.K.* Alluvial sandstone composition and paleoclimate, 1, Framework mineralogy // *J. Sed. Res.* 1986. Vol. 56. No. 3. P. 329–345.
 9. *Gammerman A.F., Nikitin A.A., Nikolaeva L.T.* Opredelitel' drevesin po mikroskopicheskim priznakam [Identifier of woods on microscopic features]. Moscow; Leningrad: USSR Ac. Sci. Publ. House, 1946. 143 p.
 10. *Yatsenko-Khmelevsky A.A.* Osnovy i metody anatomicheskogo issledovaniya drevesiny [Fundamentals and methods of anatomical research of wood]. Moscow; Leningrad: USSR Ac. Sci. Publ. House, 1954. 337 p.
 11. *IAWA List of Microscopic Features for Softwood Identification* // *IAWA J.* 2004. Vol. 25. № 1. P. 1–70.
 12. *Ilyina N.V.* Palinostratigrafija srednego triasa Timano-Severoural'skogo regiona [Palynostratigraphy of the Middle Triassic of the Timan-North Urals region]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, Publ., 2001. 230 p.
 13. *Gothan W.* Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermen-Hölzer // *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt*. 1905. Bd. 44. P. 1–108.
 14. *Cramer C.* Fossile Hölzer der arctischen Zone // *Flora fossilis arctica — Die Fossile Flora Der Polarländer* / O. Heer (ed.). Druck und Verlag von Friedrich Schulthess. Zürich, 1868. P. 167–180.
 15. *Philippe M., Thévenard F., Nosova N. et al.* Systematics of a palaeoecologically significant boreal Mesozoic fossil wood genus, *Xenoxylon* Gothan // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2013. Vol. 193. P. 128–140.

Статья поступила в редакцию 20.01.2020.

УДК 551.263.036:551.73(470.5)
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-43-48

К.С. ИВАНОВ

О ВЫДЕЛЕНИИ НА УРАЛЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ФАЦИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПОДНОЖИЯ

*Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
г. Екатеринбург*

ivanovks55@ya.ru

K.S. IVANOV

THE ALLOCATION OF THE URALS PALEOZOIC CONTINENTAL FOOT FACIES

*A.N. Zavaritsky Institute
of Geology and Geochemistry,
Ural Branch, RAS,
Ekaterinburg*

Аннотация

Среди метаморфических толщ Центрально-Уральской мегазоны выделены ранне-среднепалеозойские осадочные комплексы континентального подножия (суваньякский комплекс и его аналоги), вполне сравнимые по всем параметрам с современными аналогами, но претерпевшие интенсивную складчатость и метаморфизм зеленосланцевой фации (а в краевых восточных частях и выше – до эклогитовой). Палеозойский возраст суваньякского комплекса доказывается авторской находкой раннеордовикских конодонтов *Oistodus aff. contractus* Lind., *Oistodus* sp.

Ключевые слова:

Урал, структурно-формационные зоны, пассивные континентальные окраины, континентальное подножие, палеозой, конодонты

Abstract

The Central Ural megazone composes the axial part of the Ural Mountains, where it forms a number of large megaanticlinoria. In the Southern Urals, it is established that the Central Ural megazone is composed of 4 different formation-geodynamic complexes:

1. Riphean, almost non-metamorphosed sedimentary shallow-water terrigenous-carbonate complexes of the East European platform cover.

2. Archean-Paleoproterozoic polymetamorphic complexes representing marginal parts of the East European platform basement.

3. Terrigenous deposits (aleuro-schists, quartzite-sandstones with subordinate interbeds of conglomerates, etc.) of great thickness, folded and metamorphosed in the greenschist facies. Among these strata, the Early-Middle Paleozoic sedimentary complexes of the continental foot (Suvanyak complex and its analogues) are distinguished, which are comparable in all respects to modern analogues, but have undergone intense folding and metamorphism of the green schist facies. The Paleozoic age of the Suvanyak complex is proved by the author's find of the Early Ordovician conodonts *Oistodus aff. contractus* Lind., *Oistodus* sp. Thus, for the first time in the Urals, we distinguished the Paleozoic schist-terrigenous facies of the continental foot (the Suvanyak complex and its analogues), which differ from the deposits of the continental slope adjacent to the west, in the first place by much greater thicknesses, since the siliceous sedimentation here is replaced by the terrigenous one. A very small share of coarse fragmental sediments in the Suvanyak complex most likely indicates a flat relief of the eroded eastern part of the East European platform. The present-day width of the Suvanyak complex (20 km), taking into account the intense folding actually observed here, should be increased to 55-60 km. But the modern analogues, as a rule, are 3-4 times wider. It follows that the Suvanyak complex is only a surviving fragment of the initial sedimentary prism of sediments of the continental foot, its marginal western part. And the eastern one, apparently most of the sediments of this type, were absorbed by the subduction paleozone, i.e. by the MUF (Main Ural Fault).

4. Metamorphic eclogite-glaucophane-schist complexes occupy the eastern most part of the Central

Ural megazone, being traced west of the MUF. In the southern Urals, these formations are represented by the Maksyutov complex, where the age of the main stage of metamorphism is 375-380Ma. The meta-quartzite strata of the continental foot (Galeev and Yumaguzin "suites") and the initially volcanic-black-schist strata of the Kairaklin and Karamolin "suites" are tectonically combined here. In the bodies of marbles, among the last, conodonts of the Upper Silurian - Lower Devonian are found [Zakharov, 1997]. According to [Ivanov,

1998] the Maksyutov complex is a fragment of the Devonian subduction zone, that absorbed the Early Middle Paleozoic formations of the Ural paleocean and the complexes of the continental foot of the East European Platform.

Keywords:

the Urals, structural-formation zones, passive continental margins, continental foot, Paleozoic, conodonts.

Введение

Урал, крайнее северо-западное звено огромного Урало-Монгольского пояса, является одним из мировых эталонов палеозойских складчатых систем с полным геодинамическим циклом развития [1–5 и др.]. На Урале выделяются два сектора – западный (палеоконтинентальный [2 и др.]) и восточный (палеостроводужный [6]), границей между которыми является Главный Уральский глубинный разлом. Западный сектор Урала в течение всей своей истории представляет собой пассивную (Атлантического типа) окраину Восточно-Европейского континента [2, 7 и др.]. Западный сектор Урала состоит из трех основных мегазон (с запада на восток): 1. Предуральский прогиб пермского возраста, выполненный платформенными осадками на западе и флишевыми комплексами на востоке; 2. Западно-Уральская мегазона, образованная палеозойскими терригенно-карбонатными комплексами шельфа (Бельско-Елецкая зона) и терригенно-кремнистыми толщами континентального склона (Зилаиро-Лемвинская зона) [7]; 3. Центрально-Уральская мегазона образована преимущественно метаморфизованными комплексами, которые, как считалось, имеют докембрийский возраст [8 и др.].

Изучение современных пассивных континентальных окраин в последнее время приобрело большое значение, главным образом, в связи с бурением в углеводородных провинциях, приуроченных к терригенным призмам у восточной континентальной окраины Южной Америки, а также у берегов Африки и других континентов [9–11 и мн. др.]. Изучение осадочных формаций западного Урала дает возможность проследить всю историю развития пассивных окраин; изученность современных аналогов пока ниже.

Комплексы Центрально-Уральской мегазоны на Южном Урале и их природа

Центрально-Уральская мегазона слагает осевую, наиболее приподнятую часть Уральских гор (поднятие Уралтау), где она образует ряд крупных мегаантиклинорий: Башкирский и Уралтауский – на юге Урала, Кваркушко-Каменногорский на Среднем и Северном Урале и др. На Южном Урале устанавливается, что Центрально-Уральская мегазона сложена четырьмя принципиально различными формационно-геодинамическими комплексами пород.

1. **Рифейские, почти метаморфизованные осадочные мелководные терригенно-карбонатные комплексы чехла Восточно-Европейской платформы.** Они занимают крайнее западное положение из комплексов Центрально-Уральской мегазоны, образуя на Южном Урале Башкирский мегаантиклинорий (см. рисунок). Здесь, как считается [8], они слагают три цикла (нижний, средний и верхний рифей). Каждый цикл начинается с рифтовых грубообломочных толщ, часто с вулканитами, среднюю часть циклов слагают преимущественно алевро-песчаники и углеродисто-глинистые сланцы, а верхи циклов представлены терригенно-карбонатными последовательностями. Все эти толщи являются эпиплатформенными рифтогенно-депрессийными комплексами [3 и др.].

2. **Архейско-палеопротерозойские полиметаморфические комплексы, представляющие собой краевые части фундамента Восточно-Европейской платформы,** вовлечены в позднепалеозойские складчато-надвиговые деформации. Они расположены несколько восточнее комплексов первого типа (выступов чехла платформы), типовой пример – Тараташский гранулитовый блок на севере Южного Урала [12 и др.].

3. **Терригенные отложения (алевро-сланцы, кварцито-песчаники с подчиненными прослоями конгломератов и др.) большой мощности, смятые и метаморфизованные в зеленосланцевой фации.** Возраст этих толщ считается, как правило, позднедокембрийским, чаще всего позднерифейско-вендским [13, 8 и др.]. Это наиболее распространенные образования всей Центрально-Уральской мегазоны, на юге Урала они представлены суваньякским комплексом, слагающим хребет Урал-Тау, который протягивается на 400 км (при ширине около 20 км) от района г. Златоуст до широтного течения р. Урал. При детальном (масштаба 1:50 000) картировании суваньякский комплекс был подразделен (Д.Г. Ожигановым, Д.Д. Криницим, В.И. Козловым и др. [14 и др.]) на ряд свит общей мощностью 4,5–5 км. В целом в разрезах преобладают апотерригенные сланцы слюдяно-плагиоклаз-кварцевого, мусковит-кварцевого, альбит-мусковит-кварцевого и др. состава, кварциты и слюдястые кварциты. Значительно реже встречаются тонкополосчатые графит-кварцевые сланцы, а также метаморфизованные гравелиты и конгломераты, тела метадиабазов. Кроме новообразованной метаморфической полосчатости, в породах обычно наблюдается реликтовая

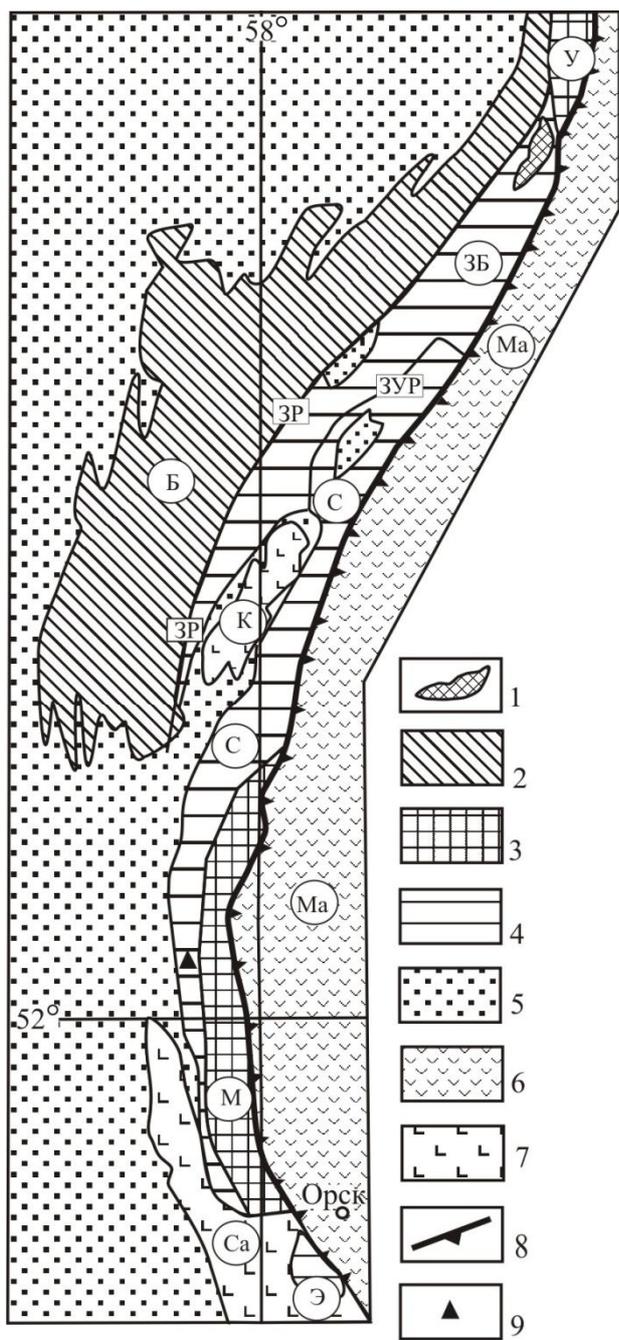


Рис. Схема тектонического районирования западного сектора Южного Урала. 1 – архейско-палеопротерозойские полиметаморфические комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы (Тараташский комплекс); 2 – рифейские, почти неметаморфизованные осадочные мелководные терригенно-карбонатные комплексы чехла Восточно-Европейской платформы (Башкирский мегаантиклинорий); 3 – высокобарические метаморфические комплексы; 4 – поднятие Уралтау, терригенные отложения континентального подножья, смятые и метаморфизованные в зеленосланцевой фации (Суваньякский комплекс); 5 – палеозойские (ордовикско-пермские) осадочные комплексы шельфа, континентального склона и наложенного Предуральского краевого прогиба; 6 – палеозойские (преиму-

щественно девонские) вулканогенные, не метаморфизованные комплексы восточного (палеостроводужного) сектора Урала (Магнитогорский мегаинклинорий); 7 – палеозойские (преимущественно ордовикско-девонские) вулканогенные и вулканогенно-осадочные, не метаморфизованные комплексы краевых аллохтонов; 8 – Главный Уральский глубинный разлом; 9 – пункт находки ордовикских конодонтов, описанный в статье.

Буквенные обозначения в кружках (с юга на север): Э – Эбетинская антиформа; Са – Сакмарская зона; М – Максютловский комплекс; С – суваньякский комплекс; К – Кракинский аллохтон; Б – Башкирский мегаантиклинорий; ЗУР – Западно-Уралтауский разлом; ЗР – Зюраткульский разлом (граница между Башкирским мегаантиклинорием и поднятием Уралтау); Ма – Магнитогорский мегасинклинорий; ЗБ – Златоустовско-Белорецкая зона; У – Уфалейский метаморфический комплекс.

Fig. 1. Scheme of tectonic zoning of the western sector of the South Urals. 1 – Archean-Paleoproterozoic polymetamorphic complexes of the basement of the East European platform (Taratash complex); 2 – Riphean, almost non-metamorphosed sedimentary shallow-water terrigenous-carbonate complexes of the East European platform cover (Bashkirian megaanticlinorium); 3 – high pressure metamorphic complexes; 4 – Uraltau uplift, terrigenous deposits of the continental foot, crushed and metamorphosed in the green shale facies (Suvanyak complex); 5 – Paleozoic (Ordovician-Permian) sedimentary complexes of the shelf, continental slope and superimposed Pre-Ural marginal trough; 6 – Paleozoic (mainly Devonian) volcanogenic, non-metamorphosed complexes of the eastern (paleostructure) sector of the Urals (Magnitogorsk megasynclinorium); 7 – Paleozoic (mainly Ordovician-Devonian) volcanogenic and sedimentary, non-metamorphosed complexes of marginal allochthons; 8 – The main Ural deep fault; 9 – the point of discovery of the Ordovician conodonts, described in the article.

Letters in circles (from south to north): Э – Ebetin antiform; Ca – Sakmariian zone; М – Maksyutov complex; С – Suvanyak complex; К – Krakinsk allochton; Б – Bashkirian megaanticlinorium; ЗУР – West Uraltau fault; ЗР - Zyuratkul fault (boundary between the Bashkirian megaanticlinorium and the Uraltau uplift); Ма – Magnitogorsk megasynclinorium; ЗБ – Zlatoust-Beloretsk zone; У – Ufaley metamorphic complex.

первичная осадочная слоистость, характеризующаяся тонким переслаиванием кварцевых песчаников и глинистых алевросланцев. Градационная слоистость не характерна.

Условно считалось, что суваньякский комплекс на западе с несогласием перекрывается ранне-среднепалеозойскими неметаморфизованными терригенными отложениями восточного борта Зилаирского мегасинклинория, однако в обнажениях этого не наблюдается. К-Ar определения абсолютного возраста метаморфических пород и минералов суваньякского комплекса дают, как правило, 350-400 млн лет [13, 14, 8, 4 и др.].

В одном из опорных разрезов отложений суваньякского комплекса по р. Баракал, на его левом берегу, в 60 м от моста на северной окраине хутора Новоображенского, в небольшом карьере (обнажение № 1534; 52°10'15.84" С.Ш., 57°36'12.37" В.Д.) среди кварцитов с прослоями филлитизиро-

ванных сланцев и грубозернистых метапесчаников (кварцевых граувакк) отмечается пласт полимиктовых конгломератов. Их цемент сложен серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, а в обломках слюдистые кварциты, различные метаморфические сланцы и мрамора. В последних автором найдены конодонты раннего ордовика, вероятно флоского яруса, *Oistodus aff. contractus* Lind., *Oistodus* sp. indet. и др. (определение канд. геол.-мин. наук В.А. Наседкиной), что и определяет здесь нижний возрастной предел суванякского комплекса. Интересно, что именно в данных конгломератах находили микрофитолиты IV "юдомского" комплекса [13], что и использовалось для обоснования позднедокембрийского возраста этих образований. Кроме конодонтов, в суванякском комплексе отмечались также очень редкие находки акритарх, хитинозой и сколекодонтов и др. [15–17], точного возраста хотя и не определяющие, но также исключаящие докембрий. Находки конодонтов и граптолитов силура и девона нам удалось сделать [18] и среди метаморфизованных толщ Эбетинской антиклинали Мугоджар – южной оконечности Уралтауского антиклинория. Таким образом, суванякский комплекс имеет палеозойский возраст, а гипотетическое присутствие в нём докембрийских отложений не доказано.

Что же представляет собой суванякский комплекс (и его аналоги), какова его природа?

Правильная идея о сопоставлении всего западного склона Урала с пассивными окраинами континентов Атлантического типа реализована предшественниками всё же не полностью. На Урале уже очень давно были выделены палеозойские терригенно-карбонатные фации шельфа. Позднее установлены и показаны на тектонической карте Урала [2] маломощные и медленно накапливавшиеся терригенно-кремнисто-сланцевые относительно глубоководные (батыальные) отложения континентального склона [7].

Однако этим типовая латеральная последовательность осадочных формаций пассивных континентальных окраин (окраин Атлантического типа), как известно [10 и мн. др.], не исчерпывается. Глубже континентального склона находится континентальное (материковое) подножие, – самая внешняя часть континентальной окраины, расположенная между континентальным склоном и абиссальным ложем океана. Континентальное подножие постепенно погружается от континентального склона к океану с глубины 2,5–3 км до 4,5–5,5 км, ширина его обычно составляет около 200–300 км. Оно представляет собой полого наклонённый в сторону океана аккумулятивный шлейф, образующийся в результате накопления обломочного материала при размыве континента, в том числе мутьевыми потоками и подводными оползнями. Мощность осадков на современных континентальных подножиях весьма значительна, как правило, не менее 2–3 км, а в ряде мест 4–10 км [10, 11 и др.].

Таким образом, нами впервые выделяются на Урале палеозойские сланцево-терригенные фации континентального подножья (суванякский комплекс и его аналоги), отличающиеся от смежных

западу отложений континентального склона в первую очередь гораздо большими мощностями, поскольку кремнистое осадконакопление здесь смешивается на терригенное.

Даже если взять минимальную оценку суммарной мощности всех свит суванякского комплекса (4350 м по [13]) и максимальную оценку продолжительности его осадконакопления (77 млн лет, т.е. со среднего ордовика и до эйфельского века – всё время существования континентального склона [7, 6, 18]), то средняя скорость осадконакопления была здесь ≈ 55 мм/тысячу лет, т.е. (по [10]) высокая и вполне характерная для современных континентальных подножий Атлантического типа. Очень небольшая доля грубообломочных осадков в суванякском комплексе, вероятнее всего, свидетельствует о пологом рельефе размывавшейся восточной части Восточно-Европейской платформы. Современная ширина суванякского комплекса (20 км) с учетом фактически наблюдаемой здесь интенсивной складчатости должна быть увеличена в 2,7 – 3 раза, т.е. до 55–60 км. Но современные аналоги, как правило, в три–четыре раза шире. Отсюда следует вывод, что суванякский комплекс является лишь уцелевшим фрагментом исходной осадочной призмы осадков континентального подножья, её крайней западной частью. А восточная, очевидно большая часть осадков этого типа, была поглощена палеозоной субдукции, т.е. Главным Уральским глубинным разломом [6]. Что и подтверждается фактическими данными – см. ниже.

4. Метаморфические эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы занимают наиболее восточную часть Центрально-Уральской мегазоны. Они фрагментарно прослеживаются вдоль Главного Уральского глубинного разлома на 2000 км и слагают его западное, лежащее крыло. На Южном Урале эти образования представлены максютовским комплексом, где возраст основного этапа метаморфизма составляет 375–380 млн лет [19, 6, 20 и др.]. Здесь тектонически совмещены при очень интенсивных пластических деформациях метакварцевые толщи континентального подножья (галеевская и юмагузинская "свиты") и изначально вулканогенно-черносланцевые толщи кайраклинской и карамолинской "свит". В телах мраморов среди последних в 4 пунктах были найдены конодонты плохой сохранности, возраст наиболее сохранившихся из которых соответствует верхам силура – низам девона [19 и др.]. Эклогиты максютовского комплекса относятся к коровым эклогитам прогрессивного типа и формировались при $T=550-650^\circ\text{C}$ и $P \geq 1,1-1,4\text{ GPa}$ [6, 20 и др.]. Метаморфизм эклогитовой фации накладывался как на базиты, так и на углестые и метатерригенные сланцы, он не был наиболее ранним в максютовском комплексе, что доказывалось прогрессивной зональностью гранатов и пироксенов и другими признаками. Согласно работе [6], максютовский комплекс является фрагментом девонской зоны субдукции, поглощавшей ранне-среднепалеозойские формации Уральского палеоокеана и комплексы континентального подножья Восточно-Европейской платформы.

Выводы

Таким образом, среди метаморфических толщ Центрально-Уральской мегазоны впервые выделены ранне-среднепалеозойские осадочные комплексы континентального подножия, вполне сравнимые по всем параметрам с современными аналогами, но претерпевшие интенсивную складчатость и метаморфизм зеленосланцевой фации (а в краевых восточных частях и выше – до эклогитовой). Эти выводы, полученные на Южном Урале, необходимо проверить в других частях региона.

Статья подготовлена при работе по гос. бюджетной теме Института геологии и геохимии УрО РАН АААА-А18-118052590032-6.

Литература

1. *Ivanov S.N., Perfilyev A.S., Efimov A.A., Smirnov G.A. et al.* Fundamental features in the structure and evolution of the Urals. // *American Journal of Science*. 1975. Vol. 275. P. 107–130.
2. *Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000000 (и объяснительная записка к ней) / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, А.С. Перфильев, В.М. Нечеухин, В.Н. Пучков. М.: ГУГК, 1976.*
3. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 246 с.
4. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
5. *Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development / K.S.Ivanov, V.N.Puchkov, Yu.N.Fyodorov, Yu.V.Erokhin, O.E.Pogromskaya // Journal of Asian Earth Sciences. Geological Evolution of Asia. 2013. Vol. 72. P. 12–24.*
6. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
7. *Пучков В.Н.* Батиментальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 257 с.
8. *Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 152 с.*
9. *Забанбарк А.* Особенности нефтегазовых бассейнов континентальной окраины Бразилии // *Океанология*. 2001. Т.41. №1. С. 147–154.
10. *Лисицын А.П.* Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 4. С. 373–400.
11. *Mayall M., Jones Ed., Casey M.* Turbidite channel reservoirs – key elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology*. 2006. Vol. 23. P. 821–841.
12. *Пыстин А.М.* Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

13. *Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
14. *Ожиганов Д.Г.* Геологическое строение метаморфического пояса хр. Урал-Тау Южного Урала // *Ученые записки Башкирского гос. пед. ин-та*, 1955. Вып. 4. 53 с.
15. *Кривицкий Д.Д., Кривицкая В.М.* Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хр. Уралтау // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*. Вып.4. М.: Недра, 1965. С. 37–39.
16. *Олли В.А., Чибрикова Е.В.* Органические остатки из метаморфического комплекса хребта Урал-Тау (новые находки на Южном Урале) // *Геологический сборник*. № 4. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2004. С.77–81.
17. *Мавринская Т.М., Якупов Р.Р.* О возрасте суванякского комплекса зоны Уралтау // *Геологический сборник*. № 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 15–16.
18. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А.* Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // *Докл. АН*. 1990. Т. 310. № 3. С. 676–679.
19. *Захаров О.А.* Проблема возраста субстрата метаморфических комплексов зоны Уралтау // *Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии*. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 93–98.
20. *Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А.* Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма Максютковского комплекса (Южный Урал) // *Докл. РАН*. 1997. № 352. Т. 6. С. 285–288

References

1. *Ivanov S.N., Perfilyev A.S., Efimov A.A., Smirnov G.A. et al.* Fundamental features in the structure and evolution of the Urals. *American J. of Science*. 1975, Vol. 275. P. 107–130.
2. *Tectonicheskaya karta Urala masshtaba 1:1000000 (ob'yasnitelnaya zapiska k nei)* [Tectonic map of the Urals of scale 1: 1000000 (and an explanatory note)] / A.V.Peyve, S.N.Ivanov, A.S.Perfilyev, V.M.Nechukhin, V.N.Puchkov. Moscow: GUGK, 1976.
3. *Ivanov S.N., Puchkov V.N., Ivanov K.S., Samarkin G.I., Semenov I.V. et al.* Formirovaniye zemnoi kori Urala [The formation of the Earth's crust of the Urals]. Moscow: Nauka, 1986. 246 p.
4. *Puchkov V.N.* Geologiya Urala I Priuralya [Geology of the Urals and pre-Urals]. Ufa: DesignPolygraphService, 2010. 280 p.
5. *Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development / K.S.Ivanov, V.N.Puchkov, Yu.N.Fyodorov, Yu.V.Erokhin, O.E.Pogromskaya // J. of Asian Earth Sciences. Geological Evolution of Asia. 2013. Vol. 72. P. 12–24.*
6. *Ivanov K.S.* Osnovniye cherti geologicheskoi istorii (1,6-0,2 mlrd. let) i stroyeniya Urala

- [The main features of geological history (1.6 - 0.2 GA) and the structure of the Urals]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, 1998. 252 p.
7. *Puchkov V.N.* Batialniye kompleksi passivnikh okrain geosinklinal'nikh oblastei. [Bathyal complexes of passive margins of geosynclinal areas]. Moscow: Nauka, 1979. 257 p.
 8. *Stratigraficheskiye skhemi Urala (dokembriy, paleozoy)* [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg: Roskomnedra, Inst. of Geology and Geography, Ural Branch, RAS, 1993. 152 p.
 9. *Zabanbark A.* Osobennosti neftegazovikh basseinov kontinentalnoy okraini Brazili [Features of oil and gas basins of the continental margin of Brazil] // *Oceanology*. 2001. Vol. 41. No. 1. P. 147–154.
 10. *Lisitsyn A.P.* Zakonomernosti osadkoobrazovaniya v oblastyakh bistrogo i sverkh bistrogo osadkonakopleniya (lavinnoy sedimentatsii) v svyazi s obrazovaniyem nefiti i gaza v mirovom okeane [Regularities of sedimentation in the areas of fast and ultrafast sedimentation (avalanche sedimentation) due to the formation of oil and gas in the oceans] // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. Vol. 50. No. 4. P. 373–400.
 11. *Mayall M., Jones Ed., Casey M.* Turbidite channel reservoirs - key elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology*. 2006. Vol. 23. P. 821–841.
 12. *Pystin A.M.* Polimetamorficheskiye kompleksi zapadnogo sklona Urala [Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals]. St.Petersburg: Nauka, 1994. 208 p.
 13. *Kozlov V.I.* Verkhniy Rifey i Vend Yuzhnogo Urala [The Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals]. Moscow: Nauka, 1982. 228 p.
 14. *Ozhiganov D.G.* Geologicheskoye stroeniye metamorficheskogo kompleksa khrebta Ural-Tau Yuzhnogo Urala [The geological structure of the metamorphic r. Ural-Tau in the Southern Urals] // *Sci. notes of the Bashkir State Pedag. Inst.*, 1955. Issue 4. 53 p.
 15. *Krinitzky D.D., Krinitzkaya V.M.* Ob otkritii na yuge Bashkirii siluriyskikh otlozheniy sredi drevnikh tolsch zapadnogo sklona khr. Uraltau [On the discovery in the south of Bashkiria of Silurian deposits among the ancient strata of western slope of the ridge Uraltau] // *Proc. on geology and minerals of the South Urals*. Issue 4. Moscow: Nedra, 1965. P. 37–39.
 16. *Olli V.A., Chibrikova E.V.* Organicheskiye ostatki iz metamorficheskogo kompleksa khr. Ural-Tau (noviye nakhodki na Yuzhnom Urale) [Organic residues from the metamorphic complex of the Ural-Tau ridge (new finds in the Southern Urals)] // *Geological collection*. No.4. Ufa: IG USC RAS, 2004. P. 77–81.
 17. *Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R.* O vozraste Suvanyakskogo kompleksa zoni Uralatau [On the age of the Suvanyak complex of the Uraltau zone] // *Geological collection*. No. 8. Ufa: IG USC RAS, 2009. P. 15–16.
 18. *Ivanov K.S., Puchkov V.N., Babenko V.A.* Nakhodki konodontov i graptolitov sredi metamorfizovannikh tolsch na Yuzhnom Urale [Finds of conodonts and graptolites among metamorphosed strata in the Southern Urals]. *DAN USSR*. 1990. Vol. 310. No. 3. P.676–679.
 19. *Zakharov O.A.* Problema vozrasta substrata metamorficheskikh kompleksov zoni Uraltau [The problem of age of the substrate of metamorphic complexes of the Uraltau zone] // *The Riphean of Northern Eurasia. Geology. General problems of stratigraphy*. Ekaterinburg: UB RAS, 1997. P. 93–98.
 20. *Shatsky V.S., Yagouts E., Kozmenko O.A.* Sm-Nd datirovaniye visokobaricheskogo metamorfizma Maksyutovskogo kompleksa (Yuzhniy Ural). [Sm-Nd dating of high-pressure metamorphism of the Maksyutov complex (Southern Urals)] // *Doklady, RAS*. 1997. No. 352. Vol. 6. P. 285–288.

Статья поступила в редакцию 13.01.2020.

УДК 56:551.312.:551.796
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-49-54

М.Н. БУРАВСКАЯ, Ю.В. ГОЛУБЕВА

**ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ
СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ
В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. КУИ
НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ
БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ**

*Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

buravskaya@geo.komisc.ru

M.N. BURAVSKAYA, YU.V. GOLUBEVA

**FACIES AND GENETIC DISSECTION
OF MODERN ALLUVIUM IN THE LOWER
REACHES OF THE KUYA RIVER
IN THE NORTHWEST
OF THE BOLSHHEZEMELSKAYA TUNDRA**

*N.P.Yushkin Institute of Geology,
Federal Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktывkar*

Аннотация

Проведено фациально-генетическое расчленение современных пойменных отложений разреза К-12 в долине нижнего течения р. Куи на северо-западе Большеземельской тундры. По данным крупномасштабных карт и космоснимков программы «Планета Земля», составлена геоморфологическая схема участка исследований и прослежена история развития пойменного сегмента. Формирование осадков происходило в условиях озера в позднем голоцене. Выявлена четкая последовательность накопления субфации прирусловой отмели, вторичных водоемов поймы и приречной поймы. По данным палинологического анализа, охарактеризованы четыре этапа развития растительности и климата в субатлантическом периоде: SA-1, SA-2, SA-3 и SA-R.

Ключевые слова:

голоцен, фашии, палинология, палеогеография

Abstract

Facies-genetic dissection of modern floodplain sediments in the K-12 section in the Kuya river valley (lower reaches) in the northwest of the Bolshezemelskaya tundra was carried out. According to the large-scale maps and satellite images of the "Earth Planet" program, a geomorphological diagram of the research site was compiled and the development of the floodplain segment was traced. Based on lithological features and granulometric analysis data three packs of sediments were identified in the structure of the K-12 outcrop thickness. At the base of the section (pack 1, layer 1) gray fine-grained clay sand with inclusions of pebble and gravel is deposited (layer thickness is 1.15 m). The sediments are the riverbed shoal subfacies of the channel alluvium. The accumulation of the riverbed shoal subfacies occurred under conditions of the lateral displacement of the channel towards the undercut shore and the formation of a sandy channel bank. During periods of high water, when the sandbank was occupied by water and became part of the channel, sand and gravel material were deposited. Above (pack 2, layer 2-3) are gray-blue clayey silt and clayey peat (layer thickness is 1.15 m), composing the secondary reservoirs subfacies of the floodplain. Formation of secondary reservoirs subfacies began when the bottom part of the floodplain turned into a depression, in which a reservoir was formed. Poorly drained floodplain surface contributed to the preservation of water in it throughout the entire warm season. Overmoistening of the floodplain caused swamping processes and from that moment the lake-marsh reservoir began to develop. Its sediments in the section are represented by peat. Radiocarbon Dating of organic material from the section bottom indicates that waterlogging of the reservoir occurred in the Late Subatlantic Holocene period (750 ± 80 ^{14}C BP). The sediments are overlapped by the riverine floodplain subfacies (pack 3, layer 4, 5), represented by brown sandy loam with plant residues (layer thickness is 1.7 m).

Based on the results of palynological studies of the oxbow-lake deposits of two sections, the vegetation and climate features of the four stages of the Late Holocene (SA-1, SA-2, SA-3 and SA-R) were reconstructed. The composition of the spectra reflects the development of mossy shrub tundra and the

coldest climatic conditions in the early Subatlantic. A sharp increase in the pollen content of trees in the spectra indicates the spread of forest-tundra vegetation and warming in the middle of the Subatlantic (SA-2). The diagrams show the landscape-climatic changes that occurred during the Small Ice Age at the end of the Subatlantic

(SA-3): as a result of the cold snap, the areas occupied by forests were reduced due to the spread of grass-shrub communities. The subsequent warming caused the development of modern cenoses.

Keywords:

Holocene, facies, palynology, palaeogeography

Введение

Фациально-генетическое расчленение отложений и их комплексное изучение имеют особое значение для реконструкций палеогеографических событий прошлого, которые вызывают огромный интерес для целого ряда областей наук о Земле. Всестороннее исследование осадков позволяет получить структурно-текстурную характеристику основных групп фаций, их вещественного состава, выявить генезис осадков, условия и особенности их осадконакопления; воссоздать растительный покров и климатические условия его развития. Результаты исследований делают возможным представить общую картину палеогеографических событий за период их формирования.

При палеогеографических исследованиях голоцена наибольшее внимание отводится отложениям пойм, в которых хранится материал о палеогеографических событиях, эволюции палеоландшафтов и палеоклиматов голоцена. Ранее в ходе исследований четвертичного покрова на северо-западе Большеземельской тундры голоценовые осадки детально не изучались, а рассматривались как нерасчлененная толща, перекрывающая неоплейстоценовые отложения. Имеются единичные работы по голоцену данной территории, включая исследования авторов [1–3].

Основная цель работы – выявление фациально-генетической принадлежности отложений в нижнем течении р. Куи по результатам изучения разреза К-12, истории развития пойменного сегмента и реконструкции ландшафтно-климатических условий их формирования. Полученные материалы расширяют и дополняют палеогеографические данные голоцена субарктических районов Европейского Севера России.

Объект и методы исследования

В работе приводятся результаты комплексного изучения отложений разреза К-12 в долине нижнего течения р. Куи. Река протекает в северо-западной части Большеземельской тундры и является правым притоком р. Печоры (рис. 1). Район исследований расположен в зоне Субарктики Европейского Севера России. Развита лесотундровые и тундровые растительные сообщества. Наряду с преобладающими в растительном покрове кустарниками (карликовой березки, багульника, кустарниковой ольхи, ивы и др.) встречаются участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот. Для района характерен континентальный климат с

продолжительной холодной зимой и прохладным коротким летом. Средняя температура июля в Нарьян-Маре составляет +12° С; средняя температура января – -18° С, зима длится, в среднем, 220–240 дней. Для территории округа присуще избыточное увлажнение. Годовое количество осадков достигает 700 мм [4].

Фациально-генетическое расчленение осадков проведено по данным текстурной характеристики при литологическом изучении толщи разреза и структурных особенностей материала, полученных при проведении гранулометрического анализа. Такой анализ выполнен по методике Н.А. Качинского с применением ситового и пипеточного методов. Материал подразделялся на 10 фракций, мм: более 1,0; 1,0–0,5; 0,5–0,25; 0,25–0,1; 0,1–0,05; 0,05–0,03; 0,03–0,01; 0,01–0,005; 0,005–0,001; менее 0,001 [5]. Цифровые данные анализа обработаны по формулам, подсчитаны средние диаметры зерен d_{cp} и коэффициенты сортировки S_c . Показатели коэффициента сортировки материала S_c , близкие к 1, свидетельствуют о хорошей сортировке осадков, т.е. отложения представлены практически одной фракцией. Значения, близкие к 0, указывают на присутствие всех фракций примерно в равных количествах.

Для восстановления истории развития исследуемого участка долины использовался палеорусловый анализ, заключающийся в восстановлении положения русла реки по рисунку пойменных грив в рельефе поймы.

Реконструкция ландшафтно-климатических условий проводилась на основе палинологических данных. Палинологический материал (27 образцов фоссильных спор и пыльцы, отобранных из каждой 5 см отложений) подготавливался и анализировался согласно общепринятым методикам [6–8]. Процентные содержания спор и пыльцы определялись от суммы палиноморф ($AP+NAP+Spores=100\%$).

Возрастная принадлежность осадков устанавливалась по результату их радиоуглеродного датирования: в Институте географии РАН получена датировка из приподошвенной части разреза 750±80 л. н. Основой периодизации служили модели Л.Д. Никифоровой [3] и Н.А. Хотинского [9].

Разрез К-12 высотой 4 м расположен на левом берегу р. Куи (N 67°37'68"; E 53°24'41") и вскрывает отложения поймы. Расчистка начинается от уреза воды и имеет следующее строение (описание снизу вверх, мощность в метрах):

1. 4,0–2,85. Песок мелкозернистый алевритистый сизо-серого цвета, неслоистый. Встречают-

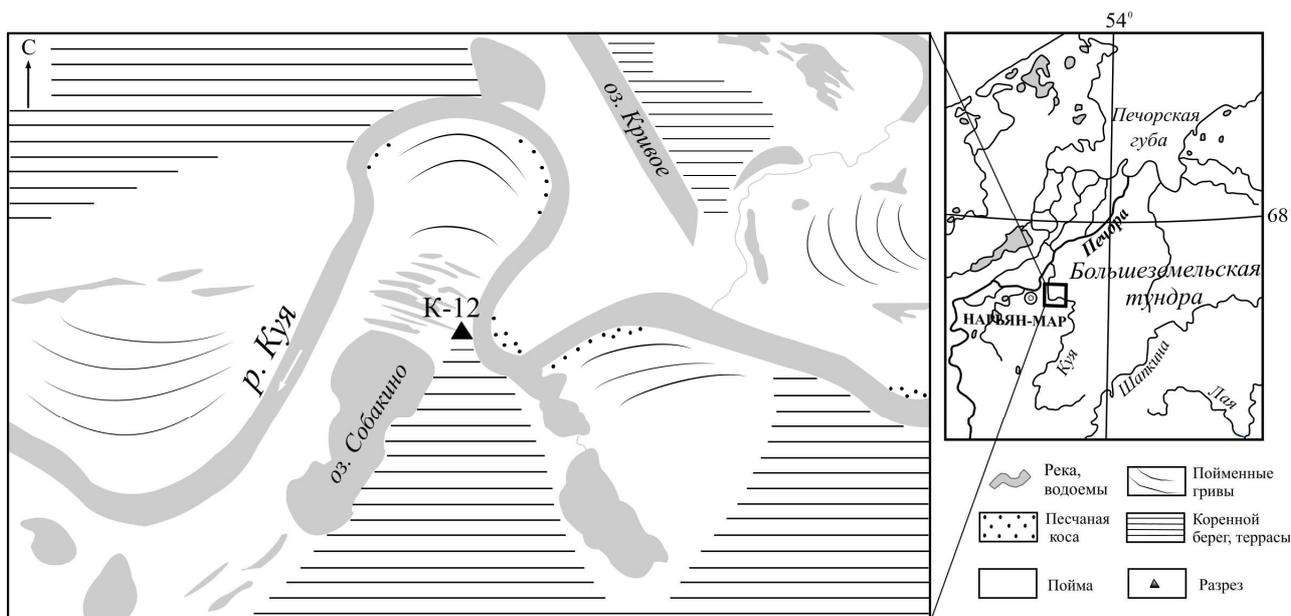


Рис. 1. Геоморфологическая схема исследуемого участка долины р. Куя и местоположение разреза К-12.
Fig.1. Geomorphological map of the studied section of the Kuya river valley and the location of the K-12 section.

ся единичные галька и гравий. Верх толща становится более опесчаненной. Средний диаметр частиц (d_{cp}) – 0,043 мм. Коэффициент сортированности материала (S_c) составляет 0,31.

2. 2,85–2,05. Алеврит глинистый сизо-серый, вязкий, однородный, без включений грубообломочного материала, неслоистый ($d_{cp} = 0,010$ мм, $S_c = 0,12$). Верхняя часть слоя оторфована.

3. 2,05 –1,7. Горизонтальное переслаивание торфа коричневого плохо разложившегося и алеврита глинистого коричневого оторфованного. Мощность чередующихся слоев до 5 см.

4. 1,7–1,0. Песок тонкозернистый коричневый, хорошо сортированный ($S_c = 0,46$) с включениями растительных остатков. Процентное содержание фракции 0,25-0,1 составляет 54,1%. Средний диаметр частиц 0,066 мм.

5. 1,0–0,0. Песок мелкозернистый коричневый с неясной горизонтальной слоистостью, нарушенной проницаемостью корневой системы растений, произрастающих на поверхности поймы. Отложения хорошо сортированы ($S_c = 0,56$). Средний диаметр частиц равен 0,090 мм.

Результаты и обсуждение

По крупномасштабным картам и космоснимкам исследуемого участка долины р. Куя составлена геоморфологическая схема (рис.1). Река протекает в условиях свободного меандрирования, образуя серию сегментных излучин. Формирование пойменного сегмента, вскрытого расчисткой обн. К-12, происходит за счет выработки современным руслом правосторонней излучины петлеобразной формы. Подмыв правого берега и миграция русла в его сторону приводят к смещению русла и наращиванию противоположного левого берега. Эрозия вогнутого берега активно происходит при максимальной скорости течения в период паводков, когда

наибольшей интенсивности достигают поперечные циркуляционные токи [10]. Размываемый обломочный материал подхватывается поперечными придонными течениями и переносится по дну русла к противоположному берегу, где он откладывается, формируя прирусловые отмели или побочни, огибающие намываемый берег. Зарастание растительностью высокой части прирусловой отмели в маловодные периоды приводит к образованию пойменной гряды, располагающейся параллельно руслу. Часть поймы между гривами становится межгривным понижением и покрывается влаголюбивой растительностью. Рельеф поймы в первую очередь определяется особенностями морфологии пойменных грив [11]. Четко выраженные в рельефе пойменные гривы исследуемого участка позволяют проследить развитие и наращивание поймы. Вдоль пойменных грив в межгривных понижениях наблюдаются тонкие, вытянутые небольшие озерца. Вода в них сохраняется в течение всего весенне-летнего периода. Такие образования на пойме называют вторичными пойменными водоемами [10]. Возникают они на плохо дренированных поймах. Промерзлый грунт зоны многолетней мерзлоты в субарктических районах нарушает сток воды и удерживает её в пониженных участках поймы. В таких условиях обширные площади заболачиваются и образуются стоячие водоемы от мелководных водоемчиков до больших озер. Вдоль борта долины реки исследуемого сегмента располагается крупное вытянутое озеро Собакино. По мнению авторов, его формирование произошло в результате слияния воды межгривных понижений в один водоем.

По литологическим особенностям и данным гранулометрического анализа в строении толщи обн. К-12 выделены три пачки отложений и соответствующие им фации и субфации (рис. 2). В основании разреза (пачка 1, сл. 1) залегает песок се-

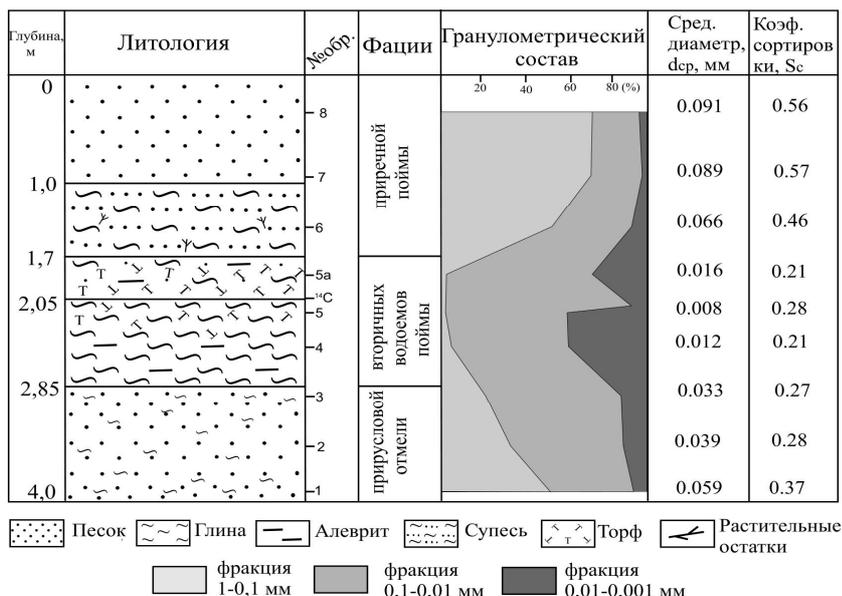


Рис. 2. Литологическая характеристика аллювиальных отложений разреза К-12.

Fig. 2. Lithological characteristics of alluvial deposits of the K-12 section.

рый мелкозернистый глинистый с включениями гальки и гравия, мощностью 1,15 м. Отложения представляют субфацию прирусловой отмели руслового аллювия. Выше (пачка 2, сл. 2–3) залегают алевроит глинистый серо-сизый и торф глинистый, мощностью 1,15 м, слагающие субфацию вторичных водоемов поймы. Алевроит и торф перекрываются осадками субфации приречной поймы (пачка 3, сл. 4, 5), представленными супесью коричневой с растительными остатками, мощностью 1,7 м.

Седиментация осадков связана с развитием пойменного сегмента и образованием небольшого водоема в пониженном его участке. Аккумуляция отложений субфации прирусловой отмели происходила в условиях бокового смещения русла в сторону вогнутого берега. В периоды половодья, когда отмель была занята водой и становилась частью русла, откладывался песчаный и галечный материал. Во время осушения отмели при межени реки возникали благоприятные условия для осаждения взвешенного в воде тонкого алевроитистого материала, образующего прослой и линзы заиливания. Субфация вторичных водоемов начала формироваться, когда данная часть поймы превратилась в межгрядное понижение, в котором скапливалась вода, и образовался водоем. Плохо дренируемая пойменная поверхность способствовала сохранению в нем воды в течение всего теплого периода года. Во время половодья привносились полые воды и осаждались глинистые осадки. Далее переувлажнение поймы вызывало ее заболачивание и развитие озерно-болотного водоема. Его осадки в разрезе представлены торфом. Радиоуглеродное датирование органического материала из основания слоя свидетельствует, что заболачивание водоема началось в позднем субатлантическом периоде голоцена (750±80 ¹⁴C л.н.). В ходе развития современной излучины выше по течению, ее искривление и смещение в сторону обн. К-12, река

приблизилась к изучаемому сегменту, и органическое осадконакопление сменилось минеральным. Контакт отложений смены условий осадконакопления четкий и ровный. Формирование субфации приречной поймы связано с нарастающей близостью современного русла. Накопление песка тонкозернистого и супеси темно-коричневой с тонкой горизонтальной слоистостью, перекрывающих субфацию вторичных водоемов, свидетельствует, что скорости осадконакопления в период их формирования были невелики. По мере приближения активного русла к разрезу и увеличения водности и объемов половодий накапливался песок мелкозернистый, хорошо сортированный, светло-коричневый, пылеватый, венчающий разрез обн. К-12.

По палинологическим данным охарактеризованы четыре фазы развития растительности, соотношенные с субатлантическим периодом голоцена [12]. В начале периода (SA-1; 2500 (2300)–1800 л.н.) господствовали сообщества моховой кустарниковой тундры. Об этом свидетельствует преобладание в спорово-пыльцевых спектрах спор зеленых мхов (30–60 %) и пыльцы кустарников карликовой березки, ивы, ольховника (*Betula* sect. *Nanae* (до 17 %), *Salix* sp. (единичные зерна (ед.)), *Alnaster fruticosus* (до 5 %)). В травяном покрове доминировали злаковые и разнотравье, встречались также осоки, вересковые, полыни, маревые и др. В этом временном интервале зафиксированы наиболее холодные условия. В середине субатлантического периода (SA-2; 1800–1200(800) л.н.) по резкому увеличению в спектрах содержания пыльцы группы деревьев и кустарников (42–73 %) и доли в ней пыльцы деревьев выделены фаза лесотундровой растительности и потепление. В это время произрастали редкостойные березово-еловые леса с кустарниковыми березками, ивами и ольховником в подлеске (содержания пыльцы древесно-кустарниковой группы распределились следующим образом: возросло количество *Betula* sect. *Albae* (12–62 %), *Alnus* sp. (5–20 %) и *Salix* sp. (до 10 %); и, напротив, сократилось участие *Betula* sect. *Nanae* (ед.-20 %), *Picea* sp. (ед.-5 %) и *Pinus sylvestris* (2–10 %)). Вдоль берегов старичного озера образуют заросли рдесты, вахта трехлистная и осоки (*Potamogeton* sp., *Menyanthes trifoliata* и *Cyperaceae*). Затем похолодание в конце субатлантического периода (SA-3; 1200(800)–200 л.н. (настоящее время)) вызвало вытеснение лесной растительности травяно-кустарниковыми сообществами из карликовых березок, ольховника, осок, злаков, вересковых, полыней, разнотравья. На это указывают доминирование в спектрах пыльцы трав и уменьшение содержания пыльцы деревьев и кустарников. Количество спор также со-

кратилось. Среди пыльцы деревьев и кустарников преобладает пыльца кустарников (*Betula* sect. *Nanae* (5–14%), *Salix* sp. (1–2%), и *Alnaster fruticosus* (4–22%). В группе пыльцы травянистых растений резко возрастает участие Сурегасеае (7–36%) и несколько сокращается – Роасеае (2–3%). По-прежнему заметна доля пыльцы водных трав (*Potamogeton* sp., *Menyanthes trifoliata*) и кустарничков Ericaceae. Отложения этого возраста датированы 750±80 л.н. ((IGAN-5639), гл. 1.95 м). В условиях последовавшего потепления настоящего времени получили развитие современные лесотундровые и южнотундровые ценозы. Наряду с доминирующими в растительном покрове кустарниками (карликовой березки, багульника, кустарниковой ольхи, ивы и др.) встречаются участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот. Для спектров характерно преобладание пыльцы древесной и кустарниковой растительности (62–68%). При высоком количестве пыльцы кустарников (*Betula* sect. *Nanae* (19–27%), *Salix* sp. (1–3%) и *Alnaster fruticosus* (6–18%)) установлено увеличение содержания деревьев *Picea* sp. (7–17%), *Pinus sylvestris* (6–9%) и *Betula* sect. *Albae* (6–15%). Участие пыльцы трав сокращается до 9–16%, среди которой снижается роль пыльцы водных растений. В группе спор появляется *Selaginella selaginoides*, увеличиваются участие Polytrichaceae и разнообразие плаунов.

Заключение

Проведено комплексное изучение современного пойменного сегмента в долине нижнего течения р. Куи. Формирование пойменного массива началось в позднем субатлантическом периоде голоцена и продолжается до настоящего времени за счет развития правосторонней излучины и горизонтального смещения русла. Пойменный рельеф исследуемого участка имеет гривистый характер, отображая особенности морфологии пойменных гряд и межгривных понижений. Поверхность поймы заболочена, в изобилии присутствуют мелкие водоемы, маркирующие положение межгривных понижений. Фациально-генетическое расчленение обн. К-12 выявило четкую последовательность накопления аллювиальных отложений субфаций прирусловой отмели, вторичных водоемов поймы и приречной поймы. Особенности и условия осадконакопления объясняются гидродинамическими условиями седиментации и ландшафтно-климатическими обстановками субарктических территорий.

Палинологические данные указывают на смену четырех ландшафтно-климатических этапов. В ранней субатлантике в наиболее холодных климатических условиях была развита моховая кустарниковая тундра. В середине субатлантики некоторое потепление способствовало распространению лесотундровой растительности. В конце субатлантики в результате похолодания площади, занимаемые лесами, сокращались за счет распространения травяно-кустарниковых сообществ. Последовавшее затем потепление вызвало развитие современных ценозов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГРН № АААА-А17-117121140081-7.

Литература

1. Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Палеогеографические и седиментационные особенности формирования старичных отложений в палеорусле р. Куя на северо-западе Большеземельской тундры // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. №12. С. 16–22.
2. Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late glacial and Holocene // Quaternary International. 1997. Vol. 41/42. P. 71–96.
3. Никифорова Л.Д. Изменение природной среды в голоцене на Северо-Востоке европейской части СССР: Автореф. дис. канд. геогр. наук. М., 1980, 25 с.
4. Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц / Под ред. проф. Н.А.Гвоздецкого. М.: Изд-во Московского университета, 1968. С. 60–61.
5. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М., 1958. 192 с.
6. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии / Под ред. А.Н.Криштофовича. М.: ОГИЗ ГЕОГРАФИЗ, 1948. 224 с.
7. Пыльцевой анализ / Под ред. А.Н.Криштофовича. М.: Государственное издательство геологической литературы, 1950. 571 с.
8. Erdtman G. Erdtman's Handbook of Palynology. 2nd ed. / Ed. S. Nilsson, J. Praglowski. Copenhagen, 1992. 580 p.
9. Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., 1987. С. 39–45.
10. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 240 с.
11. Чернов А.В. Геоморфология пойм равнинных рек. М.: Изд-во МГУ, 1983. 198 с.
12. Голубева Ю.В., Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Палеогеография голоцена долины нижнего течения р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры) // Труды Фермановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 92–96.

References

1. Buravskaya M.N., Marchenko-Vagapova T.I. Paleogeographic and sedimentation features of the formation of oxbow-lake sediments in the Kuya River old stream channel in the northwest of Bolshezemelskaya tundra // Bull. of Inst. of Geolo-

- gy, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS] 2018. №12. P. 16–22.
2. *Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A.* Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // *Quaternary International*. 1997. Vol. 41/42. P. 71–96.
 3. *Nikiforova L.D.* *Izmenenie prirodnoi sredy v golotsene na severo-vostoke Evropeiskoi chasti SSSR* [Changes of environment in the Holocene in the north-eastern European part of the USSR]: Abstract of diss... Cand. Sci. (Geography). Moscow, 1980. 25 p.
 4. *Fiziko-geograficheskoe raionirovanie SSSR* [Physical and geographical regioning of the USSR]. Moscow: Moscow Univ. Publ., 1968. P. 60–61.
 5. *Kachinsky N.A.* *Mekhanicheskii i mikroagregatnyy sostav pochv, metody ego izucheniya* [Mechanical and microaggregate composition of soil, methods of study]. Moscow, 1958. 192 p.
 6. *Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D.* *Analyz iskopayemykh pyl'tsy i spor i ego primeneniye v paleogeografii* [Analysis of fossil pollen and spores and its application in paleogeography]. Moscow: OGIZ GEOGRAPHGIZ, 1948. 224 p.
 7. *Pyl'tsevoi analiz* [Pollen analysis] / Ed. A.N.Krishtofovich. Moscow: State publ. house of geol. literature, 1950. 571 p.
 8. *Erdtman G.* *Erdtman's Handbook of Palynology*. 2nd ed. / Ed. S. Nilsson, J. Praglowski. Copenhagen, 1992. 580 p.
 9. *Khotinsky N.A.* *Radiouglerodnaya hronologiya i korrelyatsiya prirodnykh i antropogennykh rubezhei golotsena* [Radiocarbon chronology and correlation of natural and anthropogenic boundaries of the Holocene] // *Novye dannye po geohronologii chetvertichnogo perioda* [New data on geochronology of the Quaternary period]. Moscow, 1987. P. 39–45.
 10. *Shantser E.V.* *Ocherki ucheniya o geneticheskikh tipakh kontinental'nykh osadochnykh obrazovaniy* [Essays on the theory of the genetic types of continental sedimentary formations]. Proc. of GIN, USSR Ac. Sci.; Issue 161. Moscow: USSR Ac. Sci. Publ., 1966. 240 p.
 11. *Chernov A.V.* *Geomorfologiya poim ravninnykh rek* [Geomorphology of the floodplains of lowland rivers]. Moscow: MGU Publ., 1983. 198 p.
 12. *Golubeva Yu.V., Buravskaya M.N., Marchenko Vagapova T.I.* *Paleogeografiya golotsena doliny nizhnego techeniya r. Kui (severo-zapad Bol'shezemel'skoi tundry)* [Holocene palaeogeography of the lower Kuya River valley (the north-west of the Bolshezemelskaya tundra)] // Proc. of the Fersman sci. session, Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2019. № 16. P. 92–96.

Статья поступила в редакцию 15.01.2020.

УДК 551.243; 550.389.1
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-55-68

**В.В. УДОРАТИН, А.Ш. МАГОМЕДОВА,
Ю.Е. ЕЗИМОВА**

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗАПАДНО-ТИМАНСКОГО РАЗЛОМА

*Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

udoratin@geo.komisc.ru;
asmagomedova@geo.komisc.ru;
yeezimova@geo.komisc.ru

**V.V. UDORATIN, A.SH. MAGOMEDOVA,
YU.E. EZIMOVA**

RESULTS OF GEOPHYSICAL RESEARCHES OF THE WEST-TIMAN FAULT

*N.P. Yushkin Institute of Geology,
Federal Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktyvkar*

Аннотация

В статье рассматриваются результаты комплексных геофизических работ, проведенных в пределах Западно-Тиманского разлома, где выделены различные области: Белоборский, Нившерский, Синдорский блоки. Результаты магниторазведочных работ позволяют сделать вывод, что Западно-Тиманский разлом в магнитном поле проследить четкой зоной невозможно как на градиентных участках поля, так и в пределах региональных максимумов и минимумов. В отдельных случаях можно лишь трассировать его по сериям даек основных и ультраосновных пород, но они могут находиться и не во фронтальной зоне разлома. Результаты радоновой съемки показали, что Западно-Тиманский разлом на территории исследования отмечается повышенными значениями объемной активности радона.

Ключевые слова:

Западно-Тиманский разлом, потенциальные поля, сейсмические профили, магниторазведочные профили, объемная активность радона

Abstract

The territory of the Komi Republic in structural and tectonic terms is a complex intersection node of various structures of different age of the East European platform – Volga-Ural antecline, Mezen syncline, Timan, Pechora syncline, and the Northern Urals. The West Timan deep fault is considered to be the boundary of the Russian and Pechora plates. The West Timan deep fault is a boundary between the Epicarelian Russian and Epibaikal Timan-Pechora plates, extending over 800 km. The fault is expressed by an overthrust, where the Riphean of the Timan-Pechora plate is pushed over the Russian plate. According to seismic data, it is established that the jointing occurs along the fold-thrust zone bounded by the West Timan and Central Timan faults, the distance between which varies widely.

The southern and middle segments of the West Timan fault are considered. Based on the materials of potential fields, various areas of the West Timan fault can be identified in the study area: the southern part (Beloborsk block), the central part (Nivshera block), the northern part (Sindor block). Beloborsk block: the axial part of the regional minimum of the gravitational field, the axial part of the minimum of the magnetic field. Nivshera block: the boundary area between two gravitational minima, the axial part of the maximum of the magnetic field. Sindor block: the inflection zone of positive values of the gravitational field, the gradient zone between positive and negative values of the magnetic field.

Based on the interpretation of seismic materials, the location of the West Timan fault was clarified. The nature of the seismic recording does not always allow to identify the exact location of the displacers, only the difference in the recording in individual blocks is clearly marked. The boundary area sometimes covers 5 km.

Within the study area, six pedestrian magnetic exploration profiles were worked out. "Beloborsk", "Ozyag", "Troitsk", "Nivshera", "Meshchura", "Sedyudorsk", passing through different parts of the West Timan fault. Summarizing the detailed mag-

netic investigation, it can be said that the West Timan fault in the magnetic field cannot be traced by a clear zone, both in the gradient sections of the field and within the regional maxima and minima. In some cases, it can only be traced over a series of dikes of basic and ultrabasic rocks, but they may not be located in the frontal fault zone.

Express radon survey across the West Timan fault was carried out along nine profiles that cross the West Timan fault: Beloborsk, Ust-Nem, Ust-Kulom, Ozyag, Troitsk, Nivshera, Sindor, "Meshchura", "Sedyudor" (from South to North).

According to the results of Express emanation survey, it is noted that the West Timan fault in the study area is characterized by increased VRA values that vary in the range of 400–2150 Bq/m³. The average VRA values of the Beloborsk block are 500 Bq/m³, Nivshera – 400 Bq/m³, Sindor – 300 Bq/m³. The maximum concentration of radon in the soil air was registered in the Nivshera block.

ity of radon of the Beloborsk block is $K_Q = 2.6$, Nivshera block – $K_Q = 2.8$, Sindor block – K_Q (south) = 2.0, K_Q (north) = 5.6. The West Timan fault is also characterized by the variability of radon activity in both longitudinal and transverse directions.

Thus, with insufficient seismic study and low differentiation of potential fields, the emanation radon survey can be used as an additional method for detecting and tracing tectonic disturbances. In practical terms, attention should be paid to the Sindor block, where a sharp gradient area is marked in the magnetic field, against which a series of dikes stands out. This zone is also characterized by a high K_Q .

Keywords:

West-Timan fault, potential fields, seismic profiles, volume radon activity

Введение

Изучение глубинного строения, тектоники, неотектоники в рамках академической науки связано, прежде всего, с нахождением новых критериев для поиска месторождений полезных ископаемых как рудных, так и месторождений углеводородов, что наиболее актуально для территории Тимано-Североуральского региона. Немаловажную роль в последние годы такие исследования играют и для рассмотрения вопросов сейсмичности региона. Особое внимание в данном аспекте уделяется изучению разломной тектоники региона. Выделение разломных зон на местности имеет существенное практическое значение для определения границ распространения связанных с ними рудопроявлений, месторождений углеводородов, землетрясений и т.д. Для большинства регионов, в том числе и Тимано-Североуральского, выделение разломов прямыми методами невозможно из-за слабой обнаженности коренных пород. Поэтому для их изучения на первое место выходят геофизические методы. Несомненно, что наиболее надежными являются сейсмические методы, однако не всегда удается получить материалы хорошего качества, они дорогостоящие, и в основном направлены на поиски углеводородов. Данные магниторазведки, электроразведки, гравиразведки позволяют картировать разломные зоны, они более доступны в производстве, но ограничены по природе метода. Эффективнее при картировании применять комплексирование методов.

Разломные зоны в рассматриваемом регионе в земной коре намечались в основном по материалам региональных геофизических съемок, главным образом, гравиметрической и магнитной и, как правило, подтверждались сейсморазведочными работами (ГСЗ, МОВЗ), а в платформенном чехле – при

проведении сейсморазведочных работ (МОВ, МОГТ, КМПВ), геологосъемочных исследований, а также электроразведкой и бурением. Признаки, на которых основано выделение разломов с помощью анализа карт магнитных и гравитационных полей, общеизвестны и достаточно широко освещены в литературе. Изучением разломной тектоники на территории европейского Северо-Востока России занимались многие исследователи, результаты которых были использованы нами в данной работе [1–19]. По материалам предыдущих исследований построены и изданы многочисленные карты и схемы тектонического районирования Тимано-Североуральского региона, где выделены две системы разломов – ортогональная и диагональная. Наибольшую выраженность в геофизических полях имеет диагональная система разломов.

Построенные разными авторами карты и схемы блокового строения, разломной тектоники региона, несмотря на существенное сходство, несут и определенные различия, иной раз даже принципиальные как в генезисе, так и в местоположении структур. Особенно наглядно это проявляется при сравнении карт, построенных по результатам дешифрирования космofотоматериалов и геоморфологических исследований, а также карт потенциальных полей [20].

Объект исследования

Территория исследований представлена в структурно-тектоническом плане сложным узлом пересечения различных разновозрастных структур Восточно-Европейской платформы – Волго-Уральская антеклиза, Мезенская синеклиза, Тиман, Печорская синеклиза, Северный Урал. Границей Русской и Печорской плит принято считать Западно-Тиманский глубинный разлом. Тиманская гряда обычно включается в состав Печорской плиты в качест-

ве ее юго-западного структурного ограничения. Основным различием Русской и Печорской плит считается возраст фундамента.

Первоначально Западно-Тиманский разлом проводился по смене знака магнитного поля, преимущественно положительного Притиманских прогибов Русской плиты на отрицательное магнитное поле Тимана. При этом отмечалось, что в пределах зоны сочленения фундамента Русской плиты оказывается погруженным под краевые складчатые структуры Тимана, что выражалось в виде широких полосовых аномалий северо-западной ориентировки. Иными словами, здесь наблюдается надвиг Тиманской гряды на фундамент Русской плиты [2, 21–22].

Западно-Тиманский разлом – это пограничное образование («краевой шов» по Гафарову [2], Журавлеву [23]) между эпикарельской Русской и эпибайкальской Тимано-Печорской плитами, протяженностью свыше 800 км. Он прослеживается от п-ова Канин Печорского моря до Северного Урала, где непосредственно переходит в надвиг Полюдова кража, а далее к югу – в систему дизъюнктивов Западно-Уральской мегазоны Среднего Урала. На крайнем северо-западе региона роль «краевого шва» переходит к Кольско-Канинскому разлому, ко-

торый имеет почти торцевое сочленение с субмеридиональным замыканием в этой части Тимано-Печорской плиты Западно-Тиманского разлома. Протягиваясь в северо-западном направлении, разлом обозначает западную границу Тиманской гряды.

Западно-Тиманский разлом представляет собой надвиг, где рифейский фундамент Тимано-Печорской плиты надвинут на фундамент Русской плиты, причем в поднадвиге выступают и разновозрастные отложения, слагающие нижние горизонты платформенного чехла. По сейсмическим данным установлено, что сочленение происходит по складчатонадвиговой зоне, ограниченной Западно-Тиманским и Центрально-Тиманским разломами, расстояние между которыми меняется в широких пределах. Наибольшую ширину, до 75–80 км, она имеет в районе Четласского Камня. В северо-западном и юго-восточном направлении ширина зоны значительно сокращается, до 10–20 км на п-ове Канин и далее на северо-запад сочленение ниже- и верхнедокембрийских комплексов имеет характер краевого шва [24].

В настоящей работе нами рассматриваются южный и средний сегменты Западно-Тиманского разлома (рис. 1, 2). Цель исследований – получение новых данных о местоположении Западно-Тиманского разлома.

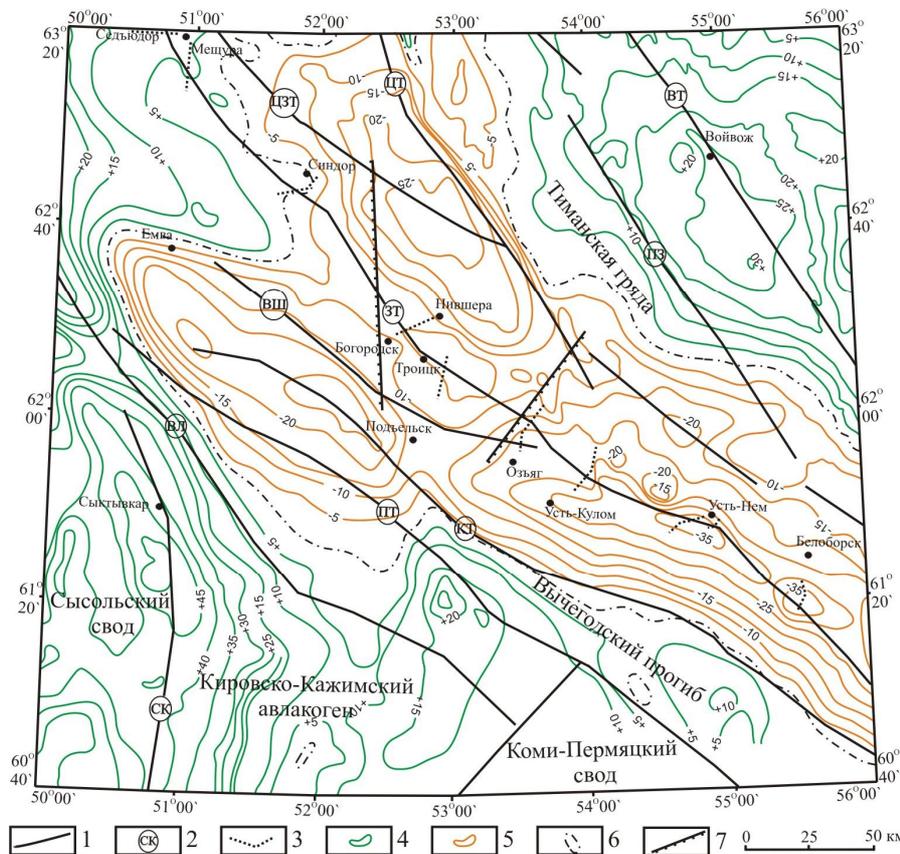


Рис. 1. Фрагмент карты гравиметрического поля района исследований.

Условные обозначения: 1 – разломные зоны; 2 – названия разломов: СК – Сыктывкарский, ВЛ – Вычегодско-Локчимский, ПТ – Притиманский, КТ – Кельтменский, ВШ – Вишерский, ЗТ – Западно-Тиманский, ЦЗТ – Центрально-Западно-Тиманский, ЦТ – Центрально-Тиманский, ПЗ – Пузлинский, ВТ – Восточно-Тиманский; 3 – участки профильных исследований; 4 – положительные значения гравитационного поля; 5 – отрицательные значения гравитационного поля; 6 – нулевые значения гравитационного поля (в условных единицах); 7 – границы блоков.

Fig. 1. Fragment of the gravity field map of the study area.

Legend: 1 – fault zones; 2 – fault name: СК – Syktyvkar, ВЛ – Vychegdsko-Lokchinsk, ПТ – Prityman, КТ – Keltmen, ВШ – Vishera, ЗТ – West-Timan, ЦЗТ – Central-West-Timan, ЦТ – Central-Timan, ПЗ – Puzlin, ВТ – East-Timan; 3 – sections of profile research; 4 – positive values of the gravitational field; 5 – negative values of the gravitational field; 6 – zero values of the gravitational field (in conventional units); 7 – block boundaries.

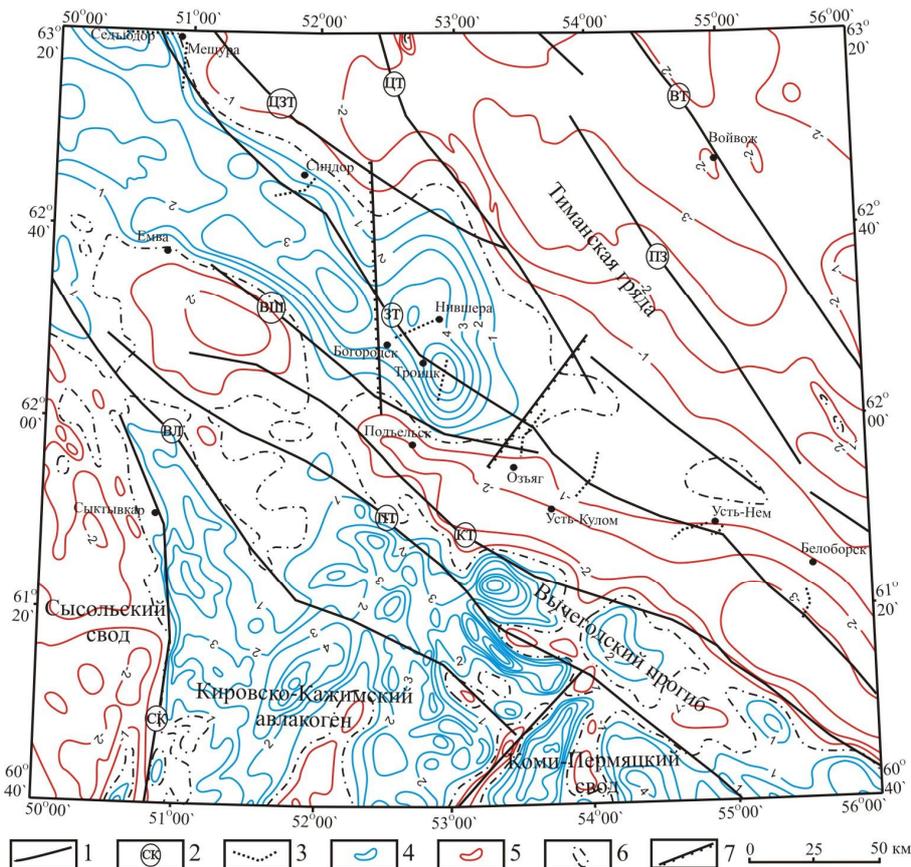


Рис. 2. Фрагмент карты аномального магнитного поля района исследований. Условные обозначения: 1–3, 7, см. рис. 1; 4 – положительные значения аномального магнитного поля; 5 – отрицательные значения аномального магнитного поля; 6 – нулевые значения аномального магнитного поля (в условных единицах).
Fig. 2. Fragment of the anomalous magnetic field map of the study area.
Legend: 1–3, 7, see Fig. 1; 4 – positive values of the anomalous magnetic field; 5 – negative values of the anomalous magnetic field; 6 – zero values of the anomalous magnetic field (in conventional units).

Результаты и обсуждение

В рамках геофизических исследований нами применен комплекс методов, решающих следующие задачи:

- 1) изучение магнитных и гравиметрических полей района исследований и определение местоположения зон разрывов в первом приближении;
- 2) изучение геологического разреза с помощью сейсмических данных;
- 3) измерение объемной активности Rn-222, как фактора наличия повышенной трещиноватости в разрезе.

Если традиционные геофизические методы (гравиметрические, магнитометрические, сейсмические, электроразведочные), как правило, всегда используются для изучения глубинного строения в комплексе в различных соотношениях, то измерение объемной активности радона и использование полей микросейсм стало популярным в последнее время в связи с эффективностью их применения [25–27]. Предлагаемый комплекс ранее был успешно применен при исследованиях глубинного строения Кировско-Кажимского и Печоро-Колвинского авлакогенов [28].

Нами выполнялись работы, включающие пешеходную магниторазведочную и радоновую съемки. Исследования проводились по девяти профилям, секущих фронтальную часть Западно-Тиманского разлома: «Белоборский», «Усть-Немский», «Усть-Куломский», «Озьягский», «Троицкий», «Нившерский», «Синдорский», «Мещурский», «Седьюдорский» (с юга на север) (рис. 1, 2).

Гравимагнитные исследования.

Аэромагнитной съемкой масштабов 1:1000000 и 1:200000 покрыта вся площадь Тимано-Североуральского региона. На основе выполненных работ были построены и изданы карты аномального магнитного поля (изолинии и графики ΔT_a). В результате интерпретации магнитных полей выявлены региональные закономерности строения осадочного чехла и фундамента, его вещественного состава, а также разломной тектоники.

Для изучения фундамента, глубины его залегания, выделения зон тектонических нарушений широко применяются карты аномального гравиметрического поля, его различные трансформации в масштабе 1:200000 и 1:50000.

Построение карт и схем тектонического районирования было основано именно на этих материалах, в результате проведения сейсмических работы карты дополнялись и детализировались. Однако степень изученности сейсмическими методами отдельных структур сильно отличается, где территория Тимана исследована крайне слабо.

Гравитационное поле пограничной области двух плит представлено в его юго-восточной части аномалиями минимумов северо-западного простирания, в северо-восточной – протяженной градиентной ступенью, обозначающей переход к положительным аномалиям также северо-западного простирания.

На исследуемой территории выделение разлома на юге проходит по зоне регионального гравитационного минимума размерами 200 на 100 км, западная часть которого отвечает юго-востоку Вычегодского прогиба, а восточная – южному оконча-

нию Тиманской гряды (рис. 1). Далее этот минимум распадается на два близких по размерам минимума (150 на 70 км), где западному отвечает северо-западная часть Вычегодского прогиба, а восточному – часть южного Тимана. По их разделу и проходит Западно-Тиманский разлом. Далее на северо-запад трассирование разлома проводится через зону положительных значений и осевую часть следующего минимума, размерами 90 на 50 км. Ширина осевой части описанных минимумов составляет порядка 15–20 км, что говорит о весьма приблизительном трассировании разлома.

В магнитном поле Западно-Тиманский разлом на всем своем протяжении отражен градиентом значений ΔT_a , фиксирующим переход от Тиманского регионального минимума на территории Тиманского кряжа и Печорской синеклизы к полосе региональных максимумов Предтиманских структур – Сафоновскому и Вычегодскому прогибам. Аномалии этой полосы в целом ориентированы на северо-запад, но на отдельных участках имеют субширотные простирания, вызванные ступенчатой «угловатой» формой ортогонального сочетания разломов приоритетного северо-западного «тиманского» и менее выраженного северо-восточного трансформного направления в шовной зоне Русской и Тимано-Печорской плит. Видимо, весь разлом может состоять из кулисно расположенных отрезков, приобретающих с глубиной единую плоскость сместителя. Ширина этого «шва» достигает 10–12 км на основании ступеней гравитационного и магнитного полей [18].

Однако приуроченность Западно-Тиманского разлома к градиентной зоне, описанной выше, весьма условная (см. рис. 2). Южный сегмент разлома практически не выражается в магнитном поле, располагаясь в области регионального минимума, охватывающего юг Тимана и юго-восточную часть Вычегодского прогиба. Далее Западно-Тиманский разлом трассируется по осевой части «Нившерского» максимума, размерами 75 на 30 км, и только далее на северо-запад разлом можно отнести где-то к градиентной зоне, где-то к осевым частям максимумов. Такой характер физических полей говорит о сложном строении надвиговой зоны с неоднородным внутренним содержанием.

На изучаемой территории, основываясь на материалах потенциальных полей, можно выделить различные области Западно-Тиманского разлома: южную часть (Белоборский блок), центральную часть (Нившерский блок), северную часть (Синдорский блок). Белоборский блок: осевая часть регионального минимума гравитационного поля, осевая часть минимума магнитного поля. Нившерский блок: пограничная область между двумя гравитационными минимумами, осевая часть максимума магнитного поля. Синдорский блок: зона перегиба положительных значений гравитационного поля, градиентная зона между положительными и отрицательными значениями магнитного поля (рис. 1, 2).

Сейсмические исследования. Основным методом изучения глубинного строения, а также разломной тектоники является сейсмический в различ-

ной его модификации: метод отраженных волн (МОВ), метод общей глубинной точки (МОГТ), корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), метод обменных волн землетрясений (МОВЗ).

К сожалению, изученность сейсмическими методами рассматриваемой территории незначительна, да и качество материала не всегда позволяет делать уверенные выводы. Нами рассмотрены все возможные материалы сейсмических исследований, результаты интерпретации которых послужили основой для построения схемы разломной тектоники. Именно материалы сейсмических исследований МОГТ позволили уверенно интерпретировать Западно-Тиманский глубинный разлом как надвиг, а данные ГСЗ [29], МОВЗ [30–32] проследить его до глубин 20–35 км и более.

На геолого-геофизических разрезах по сейсмическим профилям 10393–33 РС, 10393–34 РС, 1392–22РС и 11093–27РС, пересекающих соответственно первым и вторым – Средний Тиман, а третьим и четвертым – Южный Тиман, разлом представлен в виде надвига из «пучка» плоскостей сместителя, исходящего из одного глубинного фокуса, где отмечено два–три сместителя, и расходится «веером» к поверхности, достигая там уже семи–девяти сместителей и ширины 10–15 км [18]. Вертикальное перемещение верхнерифейских пород северо-восточного плеча разлома на некоторых его участках (Вадьявожская дизъюнктивная антиклиналь Джемим-Парминского вала) по отношению к возрастным аналогам юго-западного лежащего плеча может достигать 4 км, на других – 2.8 км (Обдырская структура). На северо-западном фланге амплитуда разлома сокращается до 1–2 км. В осадочном чехле она убывает до первых сотен и даже нескольких десятков метров. На юго-западном лежащем плече Западно-Тиманского разлома палеозой-рифейские отложения воздымаются к плоскостям сместителей, более древние комплексы – нижнепротерозойские и архейские – погружаются под надвиг [18].

На рис. 3 показана изученность территории Вычегодского прогиба и Западного Тимана различными сейсмическими методами. Как видно из схемы, сейсмические профили, пересекающие Западно-Тиманский разлом, редки. Профили наших исследований, по возможности, выбирались по линии сейсмических профилей или вблизи них. На отдельных участках наши профили проходили далеко от сейсмических. Так, в Белоборском блоке около пос. Смолянка сейсмические профили 12185–05 и 11093–27 РС пересекают отработанный нами «Усть-Немский» профиль, 11093–03 и 11094–01 проходят рядом с ним; «Усть-Куломский» – соответствует сейсмопрофилю 12185–03; «Озъягский» профиль совпадает с фрагментом сейсмопрофиля 12185–01. В «Нившерском» блоке наиболее близко к «Нившерскому» и «Троицкому» профилям проходит сейсмический профиль 11491–13. В Синдорском блоке недалеко от района работ известны региональные сейсмические профили 10393–34 РС и 10393–33 РС.

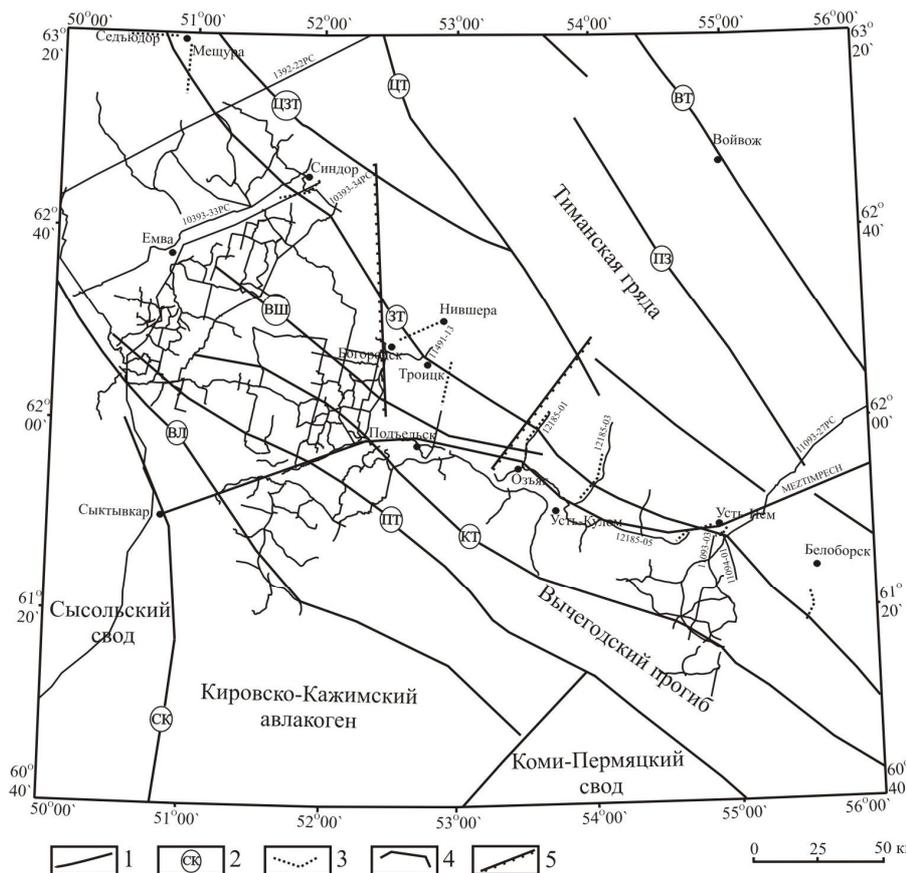


Рис. 3. Схема сейсмической изученности района исследований.

Условные обозначения: 1–3, см. рис. 1; 4 – сейсмические профили; 5 – границы блоков.

Fig. 3. Scheme of seismic study of the research area.

Legend: 1–3, see Fig. 1; 4 – seismic profiles; 5 – block boundaries.

Трассирование разлома по сейсмическим данным не вызывает сомнения, хотя характер сейсмической записи не всегда позволяет выделить точное местоположение сместителей, лишь отчетливо отмечается различие записи в отдельных блоках. Пограничная область порой захватывает 5 км (рис. 4).

Профильные магнитометрические исследования.

В пределах изучаемой территории нами отработаны магниторазведочные профили «Белоборский», «Озьягский», «Троицкий», «Нившерский», «Мещурский», «Седьюдорский», проходящие по различным участкам Западно-Тиманского

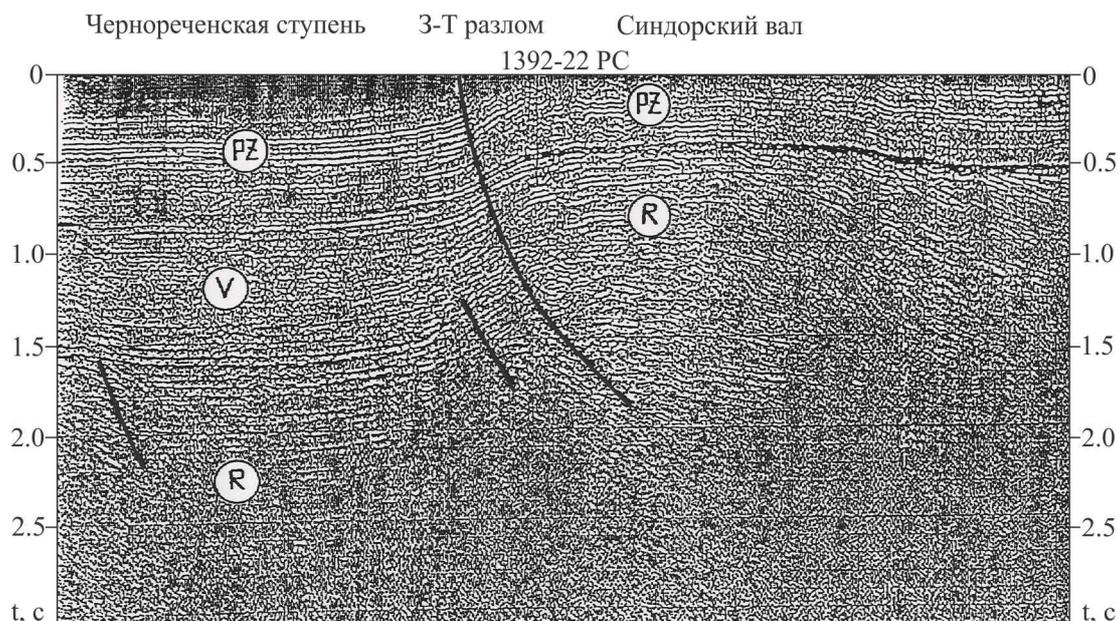


Рис. 4. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю 1392–22 РС через Западно-Тиманский разлом.

Fig. 4. Fragment of the temporary seismic section along the profile 1392–22 RS across the West-Timan fault.

разлома. Магнитометрические исследования выполнялись пешеходными приборами МИНИМАГ, которые предназначены для измерения модуля геомагнитного поля. Предел основной систематической погрешности магнитометра при измерении магнитной индукции не превышает ± 2 нТл. Шаг между пунктами наблюдения 50 м. Длина профилей составляла от 10 до 20 км. Одновременно с рядовыми наблюдениями снимались вариации магнитного поля. Магнитометрическая станция устанавливалась в спокойном магнитном поле и вела регистрацию вариаций с шагом 1 мин. Топографическая привязка выполнялась с помощью GPS Garmin 62S, точность привязки при полной видимости горизонта достигает 3 м. Привязка производилась с шагом 100 м. Привязка времени между магнитометрами выполнялась с помощью GPS Garmin 62S, точность привязки ± 1 сек. Все профили начинались с Вычегодского прогиба.

Задача исследований заключалась в детальном изучении аномального магнитного поля в пределах разлома. Результаты исследований представлены на рис. 5.

По Белоборскому блоку Западно-Тиманского разлома проходят профили «Белоборский» и «Озьягский» (рис. 2). На графиках полей Западно-Тиманский разлом не находит своего отражения (рис. 5, А, Б). На Белоборском профиле в районе ПН45–ПН58 выделяется аномалия, связанная с дайкой основных пород, располагающаяся уже в пределах надвинутой зоны Тимана (рис. 5, А).

В пределах Нившерского блока Западно-Тиманского разлома пройдены «Троицкий» и «Нившерский» профили (рис. 2). На графиках полей также нет явного отражения Западно-Тиманского разлома (рис. 5, А, Б). На «Троицком» профиле в районе ПН30–ПН70 наблюдаются колебания магнитного поля, которые могут быть связаны с дайками, находящимися в зоне разлома (рис. 5, В). В конце профиля (ПН200–ПН207) прослеживается магнитная аномалия. По «Нившерскому» профилю Западно-Тиманский разлом можно проследить в районе ПН100–ПН120 незначительным колебанием магнитного поля, хотя это достаточно условно (рис. 5, Г).

Синдорский блок Западно-Тиманского разлома представлен «Мещурским» и «Седьюдорским» профилями (рис. 2). На «Мещурском» профиле Западно-Тиманский разлом выделяется уверенно резким перепадом магнитного поля, находящимся на фоне общего градиента (рис. 5, Д). Нами проведены детальные работы на этом участке, по результатам которой стало понятно, что прослежена серия локальных даек, находящихся в надвиговой зоне Тимана. На «Седьюдорском» профиле, проходящему также по градиентной зоне, Западно-Тиманский разлом не прослеживается в магнитном поле какой-то явной областью.

Обобщая детальные магниторазведочные работы можно сказать, что Западно-Тиманский разлом в магнитном поле проследить четкой зоной невозможно как на градиентных участках поля, так и в пределах региональных максимумов и минимумов. В отдельных случаях можно лишь трассировать его

по сериям даек основных и ультраосновных пород, но они могут находиться и не во фронтальной зоне разлома.

Мониторинг радона. Эманационная съемка относится к доступным, экспрессным и дешевым методам выделения и трассирования разломных зон в пределах платформенных областей, где разломы перекрыты мощным осадочным чехлом.

Радон генерируется через ряд распада урана-238, производящего несколько изотопов с длительным периодом полураспада (уран-234, торий-230, радий-226), которые обычно встречаются в гранитных, магматических, осадочных, метаморфических породах, поэтому он производится практически всеми типами пород и почв на разных глубинах [33]. Кроме этого, радон-222 характеризуется наиболее длительным периодом полураспада относительно других изотопов (торон, актинон), что делает его оптимальным индикатором для обнаружения и трассирования тектонических нарушений.

Экспрессная радоновая съемка через Западно-Тиманский разлом проводилась по девяти профилям (рис. 1) по автомобильным дорогам. Для измерения объемной активности радона (ОАР) в почвенном воздухе использовался портативный радиометр PPA-01M. На каждом пункте наблюдения бурилась скважина глубиной 50 см и диаметром 10 см. Измерения носили экспрессный характер и начинались сразу после бурения скважины. Перед каждым измерением осуществлялась прокачка системы окружающим воздухом в течение 4 мин. Время отбора пробы почвенного воздуха с помощью насоса составляло 4 мин. и 20 мин. – время естественного измерения ОАР. Для осушения почвенного воздуха использовалась колба с силикагелем CaCl_2 . Одновременно с измерениями ОАР регистрировались показания атмосферного давления, влажности, температуры и гамма-излучения.

Для качественной оценки ОАР нами на графике по профилю проводилась средняя линия. Для количественной оценки использовался относительный показатель объемной активности радона $K_Q = Q_{\text{макс}}/Q_{\text{мин}}$, где $Q_{\text{макс}}$ – интенсивность приразломной аномалии, $Q_{\text{мин}}$ – минимальная величина Q непосредственно за ее пределами ($Q_{\text{мин}} = Q_{\text{мин1}} + Q_{\text{мин2}}$)/2. По величине K_Q выделяются разрывы сверхвысокой ($K_Q > 10$), высокой ($10 \geq K_Q > 5$), повышенной ($5 \geq K_Q > 3$), средней ($3 \geq K_Q > 2$), низкой ($K_Q \leq 2$) радоновой активности [34].

В Белоборском блоке радоновая съемка проводилась по четырем профилям.

По «Белоборскому» профилю в поле радона явно выражена граница между Вычегодским прогибом, для которого характерны значения ОАР, достигающие лишь 150 Бк/м^3 , и Тиманом, где наблюдаются перепады радоновой активности в интервале $380\text{--}745 \text{ Бк/м}^3$, $K_Q = 2.8$ (рис. 6, А).

На графике ОАР, построенному по «Усть-Немскому» профилю, наблюдается хаотичное изменение концентрации радона в почвенном воздухе, где значения варьируют от 75 до 763 Бк/м^3 , $K_Q = 3$. Это объясняется тем, что большая часть профиля проходит вдоль разломной зоны. По этой

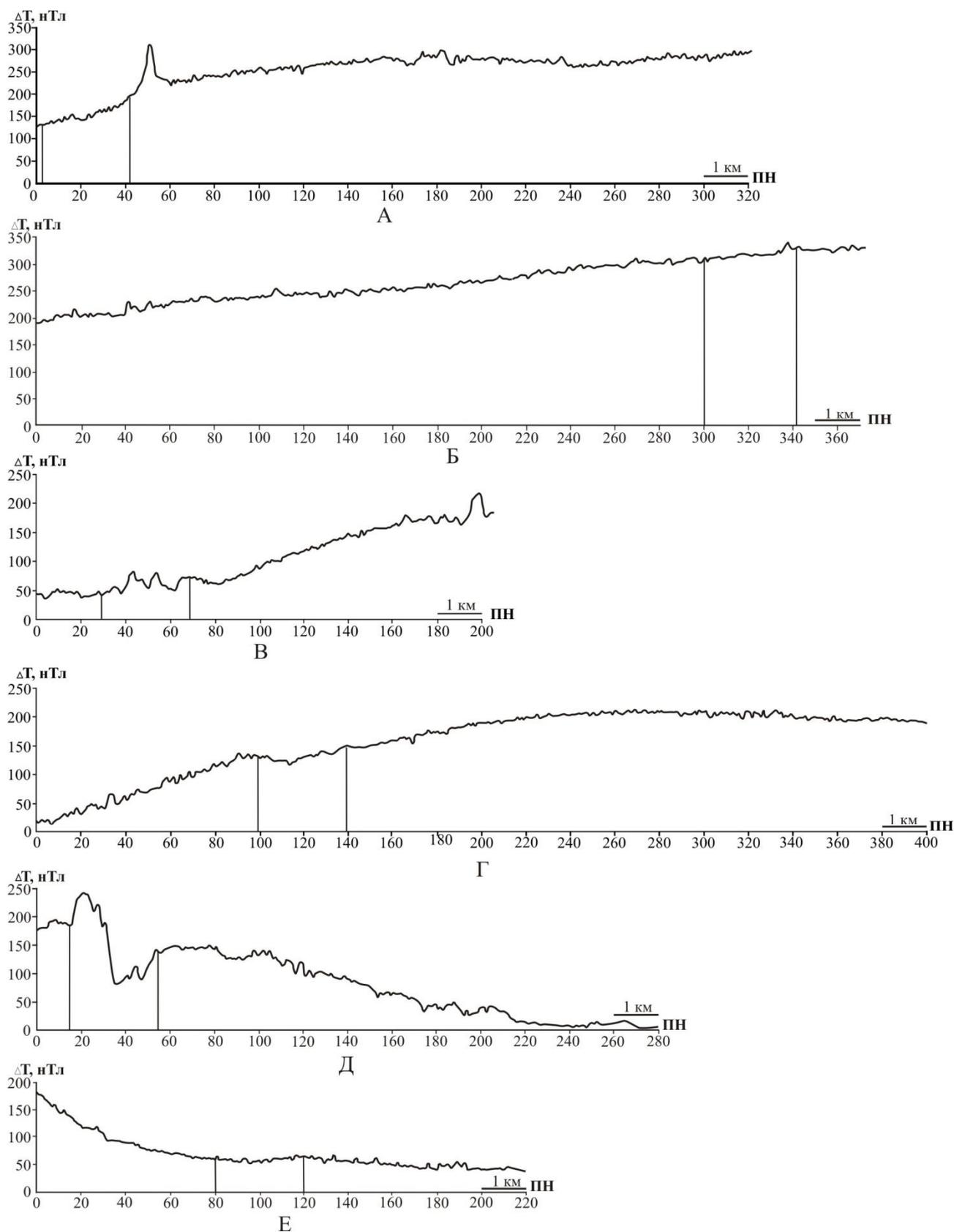


Рис 5. Графики аномального магнитного поля вдоль линии профилей: А – Белоборский, Б – Озъягский, В – Троицкий, Г – Нившерский, Д – Мещурский, Е – Седьюдорский.
 Fig. 5. Graphs of the anomalous magnetic field along the profile line: А – Beloborsk, Б – Ozyag, В – Troitsk, Г – Nivshera, Д – Meshchura, Е – Sedyudor.

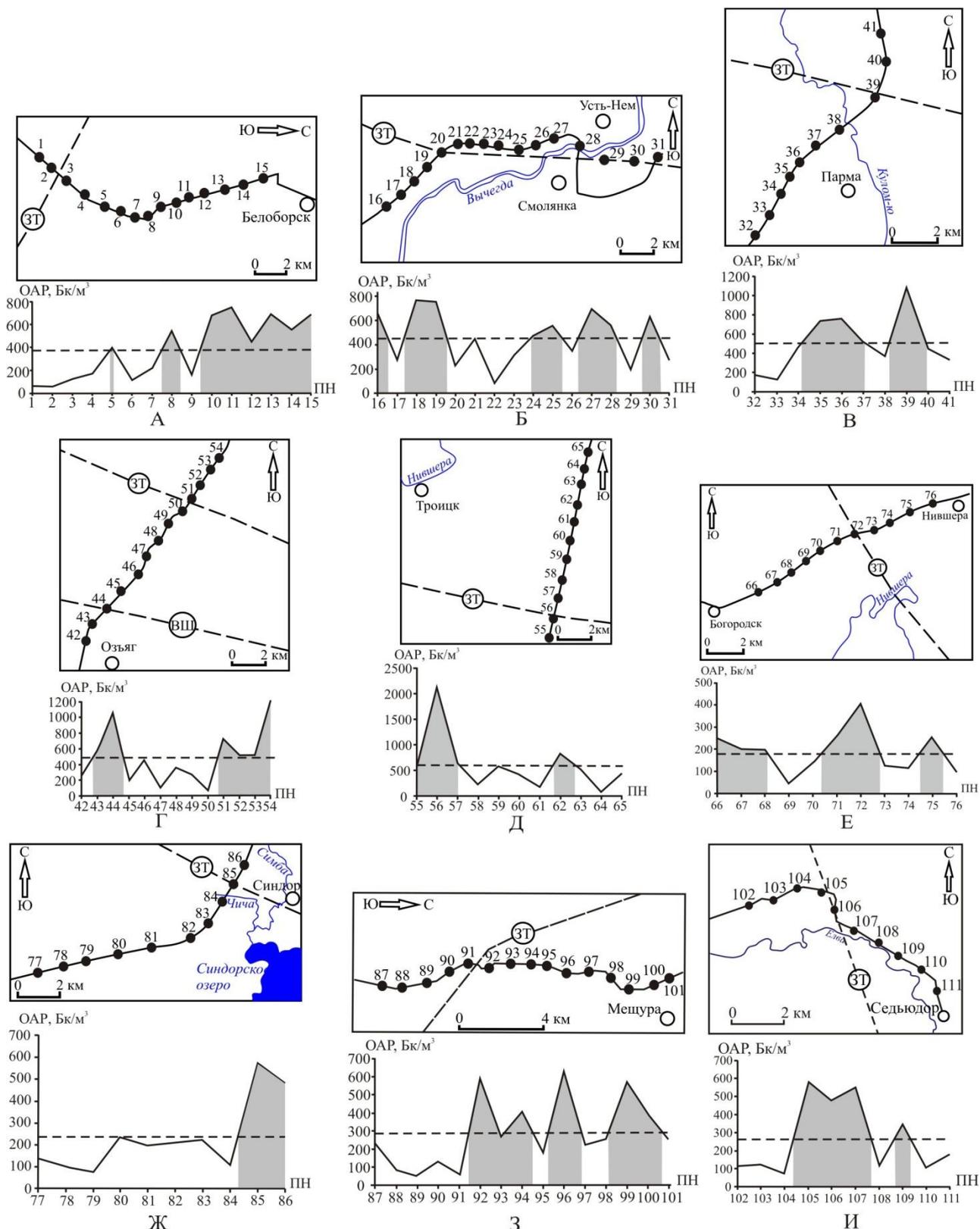


Рис. 6. Схемы измерения и графики изменения ОАР вкрест простирания Западно-Тиманского разлома по профилям: А – Белоборский, Б – Усть-Немский, В – Усть-Куломский, Г – Озьягский, Д – Троицкий, Е – Нившерский, Ж – Синдорский, З – Мещурский, И – Седыудорский. Пунктирная линия на графиках – средние значения ОАР, закрашенная область – зона выше среднего значения.

Fig. 6. Measurement schemes and graphs of the change in the volume radon activity across the West-Timan fault along the profile line: А – Beloborsk, Б – Ust-Nem, В – Ust-Kulom, Г – Ozyag, Д – Troitsk, Е – Nivshera, Ж – Sindor, З – Meshchura, И – Sedyudor. The dashed line in the graphs is the average OAR value, the shaded area is the zone above the average value.

причине уточнение местоположения Западно-Тиманского разлома оказалось затруднительным на данном участке (рис. 6, Б).

В пределах «Усть-Куломского» профиля разлом фиксируется по средней линии графика ОАР 500 Бк/м³ с максимальным значением 1077 Бк/м³, $K_Q=2.6$ (рис. 6, В). Слева от основного пика, соответствующего разлому, выделяется еще одна область повышенных значений ОАР шириной 1.5–2 км. Такое распределение радона свидетельствует о распространении газа за пределы разломной зоны благодаря высокой степени трещиноватости и пористости четвертичных отложений на данном участке.

Профиль «Озьягский» пересекает сразу два разлома – Вишерский, расположенный в пределах Вычегодского прогиба, и Западно-Тиманский. Оба нарушения отчетливо проявляются в поле радона повышенными значениями со средней линией на графике ОАР 500 Бк/м³ и максимальными значениями 1060 и 1187 Бк/м³ соответственно ($K_{Q(ВШ)}=5$, $K_{Q(ЗТ)}=2.5$). На участке, находящемся между разломами, отмечается область с пониженными значениями концентрации радона (рис. 6, Г).

В Нившерском блоке, который отвечает центральному сегменту разлома на территории исследований, было отработано два профиля, по 11 пунктов наблюдения на каждом.

Вдоль линии «Троицкого» профиля на фоне достаточно высоких значений по средней линии графика ОАР 600 Бк/м³ выделяется пик радоновой активности со значением 2144 Бк/м³, соответствующим разломной зоне (рис. 6, Д).

В северной части блока по «Нившерскому» профилю средняя линия графика ОАР составляет 180 Бк/м³, разлом соответствует пику ОАР с максимальным значением по профилю 407 Бк/м³, $K_Q=2$ (рис. 6, Е).

В Синдорском блоке, расположенном на севере района работ, радоновая съемка проводилась на трех участках вблизи населенных пунктов Синдор, Мещура и Седьюдор.

На профиле «Синдорский» на фоне средней линии графика ОАР 245 Бк/м³ отчетливо выделяется пик с максимумом ОАР = 580 Бк/м³, $K_Q = 1.95$, соответствующий Западно-Тиманскому разлому (рис. 6, Ж).

Средняя линия значений графиков ОАР по «Мещурскому» и «Седьюдорскому» профилям составляет около 300 Бк/м³, где отчетливо прослеживается переход от Сафоновского прогиба к Тиманскому поднятию. Максимальные значения ОАР в этих областях достигают 650–700 Бк/м³, $K_Q=5$ и $K_Q=6.2$ соответственно (рис. 6, З, И).

Исходя из полученных результатов экспрессной эманационной съемки можно сделать следующие выводы:

1. Западно-Тиманский разлом на территории исследования характеризуется повышенными значениями ОАР, которые изменяются в интервале 400–2150 Бк/м³;

2. Средние значения ОАР Белоборского блока составляют 500 Бк/м³, Нившерского – 400 Бк/м³, Синдорского – 300 Бк/м³. Максимальная концентра-

ция радона в почвенном воздухе зарегистрирована в Нившерском блоке. Средний относительный показатель объемной активности радона Белоборского блока составляет $K_Q=2.6$, Нившерского – $K_Q=2.8$, Синдорского блока – $K_{Q(ЮГ)}=2.0$, $K_{Q(Север)}=5.6$;

3. На графиках ОАР отчетливо просматривается повышение значений с Притиманских прогибов на Тиманский надвиг, где объемная активность радона остается стабильно высокой;

4. Для Западно-Тиманского разлома характерна изменчивость радоновой активности как в продольном, так и в поперечном направлениях;

5. Почвенный радон распространяется за пределы тектонических нарушений из-за повышенной трещиноватости верхних горизонтов осадочного чехла, в связи с этим ширина аномалии радона всегда превышает ширину самого разлома;

6. В полях ОАР прослеживаются повышенные значения, не привязанные к известному разлому, которые могут отвечать неизвестной ранее разломной зоне, или же говорят о не точном выделении местоположения разлома. Это утверждение должно носить предварительный характер и являться лишь поводом для более детальных работ.

Таким образом, при недостаточной сейсмической изученности и низкой дифференциации потенциальных полей эманационная радоновая съемка может использоваться как дополнительный метод для выявления и трассирования тектонических нарушений.

Заключение

Применена методика комплексного изучения разломных зон (на примере центральной и южной частей Западно-Тиманского разлома), включающая анализ потенциальных полей, сейсморазведочных работ, проведение детальных магниторазведочных работ, а также радоновый мониторинг. Первоначально выделяются разломные зоны по интерпретации физических полей (магнитного и гравитационного), в дальнейшем, по возможности, они сопоставляются с данными сейсморазведки. Далее в зонах разломов выполняется радоновый мониторинг. На участках, где не проводились сейсморазведочные работы, результаты радонового мониторинга позволяют более достоверно определить местоположение разлома.

По результатам интерпретации гравимагнитных данных нами выделены различные по характеру полей блоки: Белоборский, Нившерский и Синдорский.

Анализ сейсмических данных позволяет выделить разломную зону с относительно небольшой погрешностью.

Обобщая детальные магниторазведочные работы можно сказать, что Западно-Тиманский разлом в магнитном поле проследить четкой зоной невозможно как на градиентных участках поля, так и в пределах региональных максимумов и минимумов. В отдельных случаях можно лишь трассировать его по сериям даек основных и ультраосновных пород, однако они могут находиться и не во фронтальной зоне разлома.

По результатам экспрессной эманационной съемки зона разлома отмечается повышенными значениями объемной активности радона.

В практическом отношении следует обратить внимание на Синдорский блок, где в магнитном поле отмечается резкая градиентная область, на фоне которой выделяется серия даек. Также эта зона характеризуется высоким показателем K_Q .

Таким образом, при недостаточной сейсмической изученности и низкой дифференциации потенциальных полей эманационная радоновая съемка может использоваться как дополнительный метод для выявления и трассирования тектонических нарушений.

Литература

1. *Калинина О.А., Фотиади Э.Э.* Крупные черты тектонической структуры Северо-Востока европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным // Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской области. Л., 1959. С. 383–409 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 133).
2. *Гафаров Р.А.* Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным // Изв. АН СССР. 1963. № 8. С. 56–67.
3. *Разницын В.А.* Тектоническая карта Коми АССР и сопредельных районов // Вопросы геологии северо-востока Русской платформы, печорского Урала и полуострова Канин / Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1963. Вып. 4. С. 3–13.
4. *Валеев Р.Н.* Тектоника Вятско-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 109 с.
5. *Дедеев В.А., Шустова В.Е.* Геоблоки европейской части СССР / Тр. Коми фил. АН СССР, 1976. Вып. 25. 51 с.
6. *Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР* / Под ред. В.А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.
7. *Шаблинская Н.В.* Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя / Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. Л.: Недра, 1982. 155 с.
8. *Башилов В.И.* Разломы фундамента севера Восточно-Европейской платформы, их тектоническое значение и методы выявления // Геология и геохимия севера европейской части СССР. М.: МГПИ, 1983. С.105–119.
9. *Дедеев В.А., Запорожцева И.В.* Земная кора европейского Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1985. 96 с.
10. *Мальшиев Н.А.* Разломы европейского Северо-Востока СССР в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1986. 112 с.
11. *Гецен В.Г.* Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.
12. *Запорожцева И.В., Пыстин А.М.* Строение дофанерозойской литосферы европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
13. *Костюченко С.Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М., 1994. С. 121–123.
14. *Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части европейской России масштаба 1:2500000. М., 1996. 26 с.
15. *Башилов В.И.* Разломы и эндогенные режимы Тимано-Печорского бассейна // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 126–146.
16. *Мальшиев Н.А.* Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского Севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 150 с.
17. *Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.Н.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
18. *Фундамент Тимано-Печорского нефтегазозносного бассейна* / Л.Т. Белякова, В.И. Богацкий, Б.П. Богданов, Е.Г. Довжикова, В.М. Ласкин. Киров: Изд-во ОАО «Кировская областная типография», 2008. 228 с.
19. *Конанова Н.В., Удоратин В.В., Магомедова А.Ш.* Магнитные аномалии зоны сочленения северо-восточной части Волго-Уральской антеклизы и Вычегодского прогиба // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2017. №12. С. 25–30.
20. *Кутин Ю.Г., Чистова З.Б.* Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
21. *Разницын В.А.* Тектоника Южного Тимана. М.: Наука, 1964. 150 с.
22. *Дедеев В.А.* Структура докембрийского фундамента Русской плиты // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и Севера Урала / Тр. VII Геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1971. С. 286–288.
23. *Журавлев В.С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 400 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 223).
24. *Оловяшников В.Г., Бушуев А.С., Дохсаньянц Э.Л.* Строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по геолого-геофизическим данным // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 11. С. 88–92.
25. *Комплексные геолого-геофизические исследования активных разломов в Сочи – Краснополяном районе* / А.Н. Овсученко, А.В. Хилько, С.В. Шварев, К.А. Костенко, А.В. Мараханов, Е.А. Рогожин, С.С. Новиков, А.С. Ларьков // Физика Земли. 2013. №6. С. 116–138.
26. *Семинский К.Ж., Бобров А.А., Дэмбэрэл С.* Вариации объемной активности радона в разломных зонах земной коры: пространственные особенности // Физика Земли. 2014. №6. С. 80–98.

27. Левшенко В.Т., Григорян А.Г. Использование данных комплексных исследований при определении положения разломов в платформенных районах (на примере Рославльского разлома) // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. №3. С. 55–62.
 28. Удоратин В.В., Езимова Ю.Е., Магомедова А.Ш. Объемная активность радона в пределах разломных зон Кировско-Кажимского и Печоро-Колвинского авлакогенов // Литосфера. 2017. № 6. С. 136–152.
 29. Глубинное строение территории СССР / В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская, А.В. Егоркин. М.: Наука, 1991. 224 с.
 30. Булин Н.К., Берлянд Н.Г., Булавко Л.Ф. Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1976. №1. С. 115–123.
 31. Удоратин В.В., Конанова Н.В. Глубинное строение литосферы по профилю МЕЗТИМРЕСН // Отечественная геология. 2000. №1. С. 44–50.
 32. Удоратин В.В. Глубинное строение и сейсмичность южных районов Республики Коми. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 72 с.
 33. Correlation between underground radon gas and dormant geological faults/J.Lopez , O.Dena Ornelas, L.Sago-Bohus, G.Rodriguez, I.Chavarria // Journal of Nuclear Physics. Material Sciences, Radiation and Applications. 2016. Vol. 4. № 1. P. 265–275.
 34. Семинский К.Ж., Бобров А.А., Дэмбэрэл С. Соотношение радоновой и тектонической активности разломов в Центральной Монголии // Доклады Академии наук. 2019. Т. 487. № 5. С. 538–541.
- References**
1. Kalinina O.A., Fotiadi E.E. Krupnye cherty tektonicheskoy struktury Severo-Vostoka evropeyskoy chasty SSSR po geologicheskim I geofizicheskim dannym [Large features of the tectonic structure of the North-East of the European part of the USSR by geological and geophysical data] // Geologiya I neftegazonosnost Timano-Pechorskoy oblasti [Geology and oil and gas content of the Timan-Pechora region]. Leningrad. 1959. P. 383–409. (VNIGRI Proc.; Issue 133).
 2. Gafarov R.A. Stroenie skladchatogo fundamenta Vostochno-Evropeyskoy platformy po geofizicheskim dannym [The structure of the folded basement of the East European Platform by geophysical data] // Izvestia USSR Ac. Sci. 1963. No. 8. P. 56–67.
 3. Raznitsyn V.A. Tektonicheskaya karta Komi ASSR i sopredelnyh raionov [Tectonic map of the Komi ASSR and surrounding areas] // Voprosy geologii severo-vostoka Russkoy platformy, pechorskogo Urala i poluostrova Kanin, Trudy Instituta geologii Komi filial AN SSSR [Problems of geology of the north-east of the Russian Platform, the Pechora Urals and the Kanin Peninsula / Proc. of Inst. of Geology, Komi Branch, USSR Ac. Sci. Syktyvkar, 1963. Issue 4. P. 3–13.
 4. Valeev R.N. Tektonika Vyatsko-Kamskogo mezhdirechya [Tectonics of the Vyatka-Kama interfluves]. Moscow: Nedra, 1968. 109 p.
 5. Dedeev V.A., Shustova V.E. Geobloki Evropeyskoy chasti SSSR [Geoblocks of the European part of the USSR] / Proc. of the Komi Branch, USSR Ac. Sci. Publ., 1976. Issue 25. 51 p.
 6. Struktura platformennogo chehla Evropeyskogo Severa SSSR [Structure of platform cover of the European North of the USSR] / Ed. V.A. Dedeev. Leningrad: Nauka, 1982. 200 p.
 7. Shablinskaya N.V. Razlomnaya tektonika Zapadno-Sibirskoy I Timano-Pechorskoy plit I voprosy neftegazonosnosti paleozoya [The fault tectonics of the West Siberian and Timan-Pechora plates and the problems of the Paleozoic oil and gas content] / Proc. of the All-Union Petroleum Research Geol. Prosp. Inst. Leningrad: Nedra, 1982. 155 p.
 8. Bashilov V.I. Razlomnyye fundamenta severa Vostochno-Evropeyskoy platformy, ikh tektonicheskoye znachenie i metody vyyavleniya [Faults of the foundation of the north of the East European platform, their tectonic significance and detection methods] // Geologiya i geokhimiya severa yevropeyskoy chasti SSSR [Geology and geochemistry of the north of the European part of the USSR]. Moscow, Moscow State Pedagog. Inst., 1983. P.105–119.
 9. Dedeev V.A., Zaporozhtseva I.V. Zemnaya kora Evropeyskogo Severo-Vostoka SSSR [The Earth's crust of the European North-East of the USSR]. Leningrad: Nedra, 1985. 96 p.
 10. Malyshev N.A. Razlomnyye Evropeyskogo Severo-Vostoka SSSR v svyazi s neftegazonosnostyu [The faults of the European North-East of the USSR in connection with oil and gas potential]. Leningrad: Nauka, 1986. 112 p.
 11. Getsen V.G. Tektonika Timana [Tectonics of Timan]. Leningrad: Nauka, 1987. 172 p.
 12. Zaporozhtseva I.V., Pystin A.M. Stroenie dofanerozoyskoy litosfery Evropeyskogo Severo-Vostoka Rossii [The structure of the pre-Phanerozoic lithosphere of the European North-East of Russia]. St. Petersburg: Nauka, 1994. 112 p.
 13. Kostyuchenko S.L. Struktura I tektonicheskaya model zemnoy kory Timano-Pechorskogo basseyna po rezultatam kompleksnogo geologo-geofizicheskogo izucheniya [Structure and tectonic model of the Earth's crust of the Timan-Pechora basin based on the results of a comprehensive geological and geophysical study] // Tektonika I magmatizm Vostochno-Evropeyskoy platformy [Tectonics and magmatism of the East European Platform]. Moscow, 1994. P. 121–123.
 14. Bogdanov N.A., Khain V.E. Ob"yasnitel'naya zapiska k tektonicheskoy karte Barentseva morya i severnoy chasti yevropeyskoy Rossii masshtaba 1:2500000 [Explanatory note to the

- tectonic map of the Barents Sea and the northern part of European Russia, scale 1: 2500000]. Moscow, 1996. 26 p.
15. *Bashilov V.I.* Razlomy i endogennyye rezhimy Timano-Pechorskogo basseyna [Faults and endogenous regimes of the Timan-Pechora basin] // Problemy evolyutsii tektonosfery [Problems of the evolution of the tectonosphere]. Moscow: Joint Inst. for Earth Physics, RAS, 1997. P. 126–146.
 16. *Malyshev N.A.* Tektonika, ehvolyusiya i neftegazonosnost' osadochnykh basseynov yevropeyskogo severa Rossii [Tectonics, evolution and oil and gas potential of sedimentary basins in the European north of Russia]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, 2002. 150 p.
 17. *Yudakhin F.N., Shchukin Yu.K., Makarov V.N.* Glubinnoe stroenie I sovremennyye geodinamicheskie protsessy v litosfere Vostochno-Evropeyskoy platformy [Deep structure and modern geodynamic processes in the lithosphere of the East European Platform]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, 2003. 299 p.
 18. *Fundament Timano-Pechorskogo neftegazonosnogo basseyna* [The foundation of the Timan-Pechora oil and gas basin] / L.T. Belyakova, V.I. Bogatsky, B.P. Bogdanov, E.G. Dovzhikova, V.M. Laskin. Kirov: Kirov regional printing house, 2008. 228 p.
 19. *Konanova N.V., Udoratin V.V., Magomedova A.Sh.* Magnitnye anomalii zony sochleneniya severo-vostochnoy chasty Volgo-Uralskoy anteklizy i Vyhegodskogo progiba [Magnetic anomalies of the suture zone of the northeastern part of the Volga-Ural anticline and the Vyhegda trough] // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. Syktывkar, 2017. No. 12. P. 25–30.
 20. *Kutinov Yu.G., Chistova Z.B.* Ierarhicheskiy ryad proyavleniy shchelochno-ultraosnovnogo magmatizma Arhangel'skoy amazonskoy provintsiy. Ikh otrazhenie v geologo-geofizicheskikh materialakh [Hierarchical series of manifestations of alkaline-ultrabasic magmatism of the Arkhangelsk diamondiferous province. Their reflection in geological and geophysical materials]. Arkhangelsk: OJSC "Pravda Severa", 2004. 283 p.
 21. *Raznitsyn V.A.* Tektonika Yuzhnogo Timana [Tectonics of South Timan]. Moscow: Nauka, 1964. 150 p.
 22. *Dedeev V.A.* Struktura dokembriyskogo fundamenta Russkoy plity [Structure of the Precambrian foundation of the Russian plate] // Geologiya i poleznyye iskopayemyye severo-vostoka yevropeyskoy chasti SSSR i Severa Urala. Trudy VII geologicheskoy konferentsii Komi ASSR [Geology and minerals of the northeast of the European part of the USSR and the North of the Urals / Materials of the VII Geol. Conf. of the Komi ASSR]. Syktывkar, 1971. P. 286–288.
 23. *Zhuravlev V.S.* Sravnitel'naya tektonika Pechorskoy, Prikaspiyskoy i Severomorskoy egzogonalnykh vpadin Evropeyskoy platformy [Comparative tectonics of the Pechora, Pre-Caspian and North Sea exogonal basins of the European Platform]. Moscow: Nauka, 1972. 400 p. (Proc. of GIN, USSR Ac. Sci; Issue. 223).
 24. *Olovyanishnikov V.G., Bushuev A.S., Dokhsanyants E.P.* Stroenie zony sochleneniya Russkoy i Pechorskoy plit po geologo-geofizicheskim dannym [Structure of the suture zone of the Russian and Pechora plates according to geological and geophysical data] // Doklady of the RAS. 1996. Vol. 351. No. 11. P. 88–92.
 25. *Kompleksnyye geologo-geofizicheskie issledovaniya aktivnykh razlomov v Sochi – Krasnopol'yanskom rayone* [Complex geological and geophysical studies of active faults in Sochi-Krasnaya Polyana area] / A.N.Ovsyuchenko, A.V.Khilko, S.V.Shvarev, K.A.Kostenko, A.V.Marakhanov, E.A.Rogozhin, S.S.Novikov, A.S.Larkov // Earth Physics. 2013. No. 6. P. 116–138.
 26. *Semensky K.Zh., Bobrov A.A., Demberel S.* Variatsii ob'yemnoy aktivnosti radona v razlomnykh zonah zemnoy kory: prostranstvennyye osobennosti [Variations in the volume radon activity in fault zones of the Earth's crust: spatial features] // Earth Physics. 2014. No. 6. P. 80–98.
 27. *Levshenko V.T., Grigoryan A.G.* Ispolzovanie dannykh kompleksnykh issledovaniy pri opredelenii polozheniya razlomov v platformennykh rayonah (na primere Roslavlskogo razloma) [The use of complex research data in determining the position of faults in platform areas (on example of the Roslavl fault)] // Geofizicheskiye issledovaniya [Geophysical research]. 2015. Vol. 16. No. 3. P. 55–62.
 28. *Udoratin V.V., Ezimova J.E., Magomedova A.Sh.* Ob'yemnaya aktivnost' radona v predeleh razlomnykh zon Kirovsko-Kazhimskogo i Pechoro-Kolvinskogo avlakogenov [The volume radon activity within the fault zones of the Kirov-Kazhim and Pechora-Kolvin aulacogenes] // Lithosphere. 2017. Vol. 17. No. 6. P. 136–152.
 29. *Glubinnoe stroenie territorii SSSR* [The deep structure of the territory of the USSR] / V.V.Belousov, N.I. Pavlenkova, G.N. Kvyatkovskaya, A.V. Egorokin. Moscow: Nauka, 1991. 224 p.
 30. *Bulin N.K., Berlyand N.G., Bulavko L.F.* Glubinnoe stroenie Timano-Pechorskoy provintsiy (po geofizicheskim dannym) [The deep structure of the Timan-Pechora province (according to geophysical data)] // Soviet Geology. 1976. No. 1. P. 115–123.
 31. *Udoratin V.V., Konanova N.V.* Glubinnoe stroenie litosfery po profilyu MEZTIMPECH [Deep structure of the lithosphere along the profile MEZTIMPECH] // Otechestvennaya geologiya [National geology]. 2000. No. 1. P. 44–50.
 32. *Udoratin V.V.* Glubinnoe stroenie I seysmichnost' yuzhnykh rayonov Respubliki Komi [Deep structure and seismicity of the southern regions of the Komi Republic]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, 2002. 72 p.

33. Correlation between underground radon gas and dormant geological faults / *J.Lopez, O.Dena Ornelas, L.Sago-Bohus, G.Rodriguez, I.Chavarria* // J. of Nuclear Physics. Material Sciences, Radiation and Applications. 2016. Vol. 4. № 1. P. 265–275.
34. *Semensky K.Zh., Bobrov A.A., Demberel S.* Sootnosheniye radonovoy i tektonicheskoy aktivnosti razlomov v Tsentral'noy Mongolii [Correlation of radon and tectonic fault activity in Central Mongolia] // Doklady Earth Sciences. 2019. Vol. 487. No. 5. P. 538-541.

Статья поступила в редакцию 17.12.2019.

УДК 549.752/.753
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-69-79

**В.И. СИЛАЕВ, В.Н. ФИЛИППОВ, А.Ф. ХАЗОВ,
Б.А. МАКЕЕВ, П.П. ЮХТАНОВ**

СИСТЕМА ЧЕРНОВИТА: НОВЫЙ ВЗГЛЯД ЧЕРЕЗ ПОЛВЕКА ПОСЛЕ ОТКРЫТИЯ МИНЕРАЛА

*Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

silaev@geo.komisc.ru

**V.I. SILAEV, V.N. FILIPPOV, A.F. KHAZOV,
B.A. MAKEEV, P.P. YUKHTANOV**

BLACK SYSTEM: A NEW VIEW IN 50 YEARS AFTER THE DISCOVERY OF THE MINERAL

*N.P. Yushkin Institute of Geology, Federal
Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktyvkar*

Аннотация

Впервые на современном уровне проведены исследования образцов риолитовых кварцевых порфиров, в которых В.А. Голдиным, Н.П. Юшкиным, М.В. Фишманом в 1966–1967 гг. был открыт новый минерал черновит – арсенат иттрия. В результате обнаружилось, что в природе существуют не только собственно черновит, но и сложная минеральная система, названная системой черновита, которую образуют черновит, ксенотим, иттросиликат состава $Y_4[SiO_4]_3$, три ряда бинарных твердых растворов – черновит-ксенотимовый, черновит-иттросиликатный, ксенотим-иттросиликатный и тройной черновит-ксенотим-иттросиликатный твердый раствор. Широкие вариации минералов и твердых растворов системы черновита по составу являются реакцией на особенности геологической обстановки и условий минералообразования.

Ключевые слова:

черновит, Приполярный Урал, изоморфизм, твердые растворы

Abstract

For the first time, studies of rhyolite quartz porphyry samples were carried out at a modern level. In these samples in 1966–1967 V.A. Goldin, N.P. Yushkin and M.V. Fishman discovered a new mineral chernovite – yttrium arsenate. As a result, it was found that in nature there is not only chernovite itself, but also a complex mineral system called the chernovite system, which is formed by chernovite, xenotime, yttriosilicate of the composition $Y_4 [SiO_4]_3$, three rows of binary solid solutions – chernovite-xenotime, chernovite-yttriosilicate, xenotime-yttriosilicate and triple chernovite-xenotime-yttriosilicate solid solution. Wide variations of minerals and solid solutions of the chernovite system in composition are a reaction to the peculiarities of the geological environment and the conditions of mineral formation.

Keywords:

chernovite, Subpolar Urals, isomorphism, solid solutions

Введение

Летом 1966 г. Б.А.Голдиным на Приполярном Урале (истоки р. Нартсюсю, левый приток р. Щугор) в рифейских риолитовых кварцевых порфирах была обнаружена гнездово-прожилковая кварц-«пьемонтитовая» по основному составу минерализация с примесью граната, гастингсита, гематита, молибдошеелита, пиролюзита. Уже в лабораторных условиях в сотрудничестве с Н.П.Юшкиным и М.В.Фишманом (рис. 1) в составе упомянутой минерализации был выявлен ранее неизвестный в природе тетрагональный арсенат иттрия, получивший при утверждении в качестве нового минерала название черновит – в честь проф. А.А.Чернова, пионера сис-

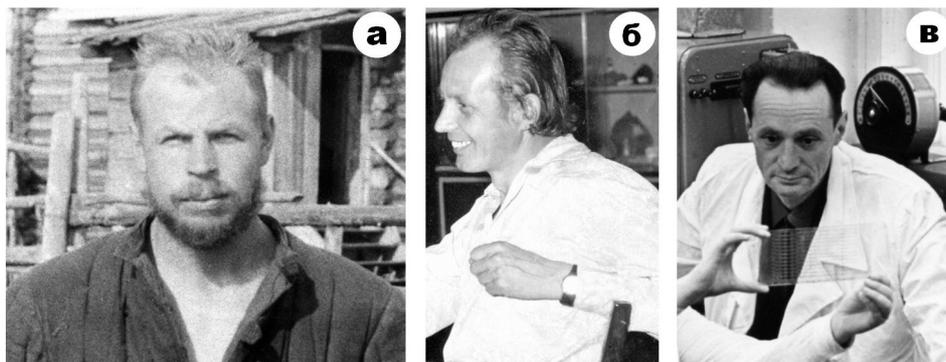


Рис. 1. Первооткрыватели черновита — Голдин Борис Алексеевич (а), Юшкин Николай Павлович (б) и Фишман Марк Вениаминович (в).

Fig. 1. The discoverers of Chernovite — Boris A. Goldin (a), Nikolai P. Yushkin (б) and Mark V. Fishman (в).

тематических геологических исследований Европейского Севера России [1, 2]. Это открытие произошло на основе результатов изучения весьма незначительного по массе материала, благодаря, очевидно, большому таланту не только самих первооткрывателей, но и их коллег-помощников — химиков-спектральщиков Г.Е.Юшковой и Е. Васильева (ИМГРЭ), а также минералогов Р.Г.Тимониной и И.В.Швецовой. Уже на этом этапе стало известно, что черновит в природе существует не только в мономинеральной форме, но и в форме изоморфных смесей с изоструктурным фосфатом иттрия — ксенотимом. Выявленная в первой находке черновита небольшая примесь кремния была первооткрывателями приписана гетерофазному загрязнению, что впоследствии оказалось ошибкой.

К настоящему времени черновит обнаружен не только в новых проявлениях на территории России, но и почти на всех континентах (рис. 2). К наиболее характерным примерам таких проявлений

можно отнести следующие (в последовательности открытия).

Швейцария – находка коллекционером Фрейцем Шталлером кристаллов зеленовато-желтого черновита размером до 200 мкм в жилах альпийского типа в парагенезисе с дымчатым кварцем, кафарситом $\text{Ca}_8(\text{Ti,Fe,Mn})_{6-7}[\text{AsO}_4]_{12}4\text{H}_2\text{O}$, асбекаситом $\text{Ca}_3(\text{Ti,Sn})[\text{As}_6\text{Si}_2\text{BeO}_{20}]$ и редкоземельными фторкарбонатами [3, 4].

Чехия, Рудные горы – урановое месторождение Хамр в нижнемеловых песчаниках. Здесь монокристаллы черновита размером до 8×4 мкм обнаружены в пустотах в сростаниях с кварцем, арсеногаяцитом $\text{SrAl}_3[(\text{P,As})\text{O}_4]_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$, крандаллитом и уранинитом [5]. Позже черновит был найден в Гора-Свате-Катаржини в гидротермально измененных гранитах А-типа в составе карбонатно-фосфатно-арсенатной Zr-Th-REE минерализации [6].

Италия, Приморские Альпы – железо-марганцевое месторождение с проявлением фосфатов, арсенатов и карбонатов иттрия и лантаноидов, включая черновит [7].

Россия, Приполярный Урал – эпидот-кварцевые и «пьемонтит-спессартин-кварцевые с браунитом минерализации в кембрийско-нижнеордовикских метаморфитах зоны так называемого межформационного контакта доуралид с уралидами. Выявлены идиоморфные кристаллы размером до 60 мкм желтовато-оранжевого черновита в ассоциации с ксенотимом, монацитом, гаспаритом $(\text{Ce, La,Nd})[\text{AsO}_4]$, «пьемонтитом», алланитом $(\text{Y,Ce, Ca})_2(\text{Al,Fe})_3[\text{Si}_3\text{O}_{12}](\text{OH})_2$, флоренситом, арденитом $\text{Mn}_4(\text{Al, Mg})_6[\text{SiO}_4]_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}][(\text{As,V})\text{O}_4](\text{OH})_6$ [8, 9].

Словения, Западные Карпаты – риолиты с фосфатно-арсенатной минерализацией. Черновит установлен



Рис. 2. Основные местонахождения черновита, известные к настоящему времени.

Fig. 2. The main locations of chernovite known to date.

в парагенезисе с мышьяковистым монацитом, ксенотимом, редкоземельными арсенатами и карбонатами [10].

Германия, Рудные горы – апогранитные метасоматиты с редкоземельно-алюмофосфатной минерализацией. Черновит выявлен в ассоциации с цинвальдитом $K(Li, Fe, Al)_3[AlSi_2O_{10}](OH, F)_2(OH)_6 \cdot H_2O$, флоренситом, филипсборнитом $PbAl_3[(As, P)O_4]_2$ [11, 12].

Россия, Дальневосточный регион – оруденелые позднемезозойские литий-фтористые граниты, трахириодациты (онгониты) и грейзены в пределах оловянной металлогенической провинции. Черновит входит в состав очень широкой ассоциации, включающей микроклин, альбит, цинвальдит, топаз, флюорит, Nb-вольфрамит, самарскит $(Y, Ce, U, Fe)_3[(Nb, Ta)_5O_{16}]$, ксенотим, монацит, торит, алланит, фергусонит $Y[NbO_4]$, рузвельтит $Bi[AsO_4]$, филипсборнит, стрюверит $(Ti, Ta, Fe)_3O_4$, ферроколумбит, касситерит [13].

Монголия – среднедевонские щелочные граниты с арсенат-фосфатной минерализацией. Черновит находится в парагенезисе с апатитом, монацитом, ксенотимом, агардитом $(Y, Ce)Cu_6[AsO_4]_3(OH)_6 \cdot 3H_2O$, корнваллитом $Cu_5[AsO_4]_2(OH)_4(OH)_4$, карминитом $PbFe^{3+}_2[AsO_4]_2(OH)_2$ [14].

Локализация и общая характеристика черновита в кварцевых порфирах (точка Б.А.Голдина)

Открытый в микротрещиноватых и гидротермально измененных риолитовых кварцевых порфирах черновит локально приурочен к гнездово-про-

жилковидным выделениям красного клиноцоизита (рис. 3, а), составу которого соответствует следующая эмпирическая формула – $(Ca_{1.88-2.04} Mn_{0-0.13})_{1.91-2.04} (Al_{1.84-2.37} Fe_{0.56-1} Mn_{0.01-0.21})_{2.95-3.05} [Si_3O_{11}] (OH)$. По СЭМ-изображениям видно, что минерализованные породы характеризуются значительной микрокавернозностью выщелачивания, подтверждающей факт их значительного гидротермального изменения (рис. 3, б).

Сравнительный анализ показывает, что клиноцоизит в парагенезисе с черновитом в кварцевых порфирах на Приполярном Урале, несмотря на свою «пьемонтитовую» окраску, отличается в ряду исследованных нами марганцовистых минералов группы эпидота наименьшим содержанием марганца (рис. 4), сильно уступая по этому свойству манганиклинцоизиту в открытых И.И.Голубевой [15] омарганцованных риолитах Полярного Урала и манганэпидоту в кембрийско-нижнеордовикских метаморфитах с черновитом на Приполярном Урале. Не говоря уже об уральских «пьемонтитах», а тем более настоящем пьемонтите из рудника Праборна.

К другим минералам, ассоциированным в порфирах с черновитом, относятся кварц, альбит, ортоклаз состава $(K_{0.87-1.04} Ca_{0-0.03}) [Al_{0.99-1.01} Si_3O_8]$, циркон $(Zr_{0.94-1} Hf_{0.98-1} [SiO_4])$, гумит-клиногумит $(Fe_{7.64-7.98} Al_{0.41-0.66} Mn_{0-0.14} Ca_{0.42-0.71})_{9-9.01} [SiO_4]_4 (OH)_{2.41-2.68}$, самородно-металлические фазы – твердые растворы на основе железа $(Fe_{0.85-0.87} Si_{0.10-0.11} Al_{0.01-0.02} Mn_{0-0.01} Ca_{0-0.01})$ и бронза $(Cu_{0.79-0.92} Sn_{0.07-0.19} Si_{0.01-0.02})$. Кроме того, по данным рентгенофазового

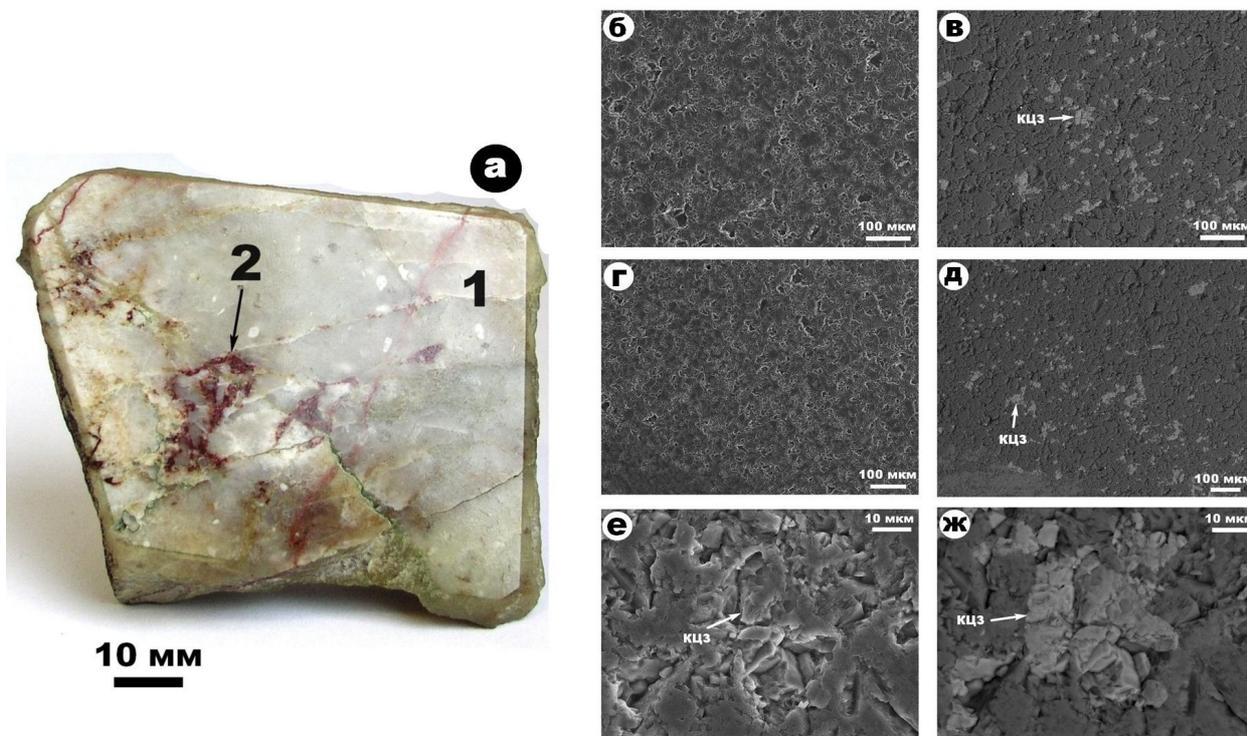


Рис. 3. Гнездово-прожилковые выделения красного клиноцоизита в риолитовом кварцевом порфире (а, 1 – порфир, 2 – выделения красного клиноцоизита) и соответствующие СЭМ-изображения в режимах вторичных (б, г, е) и упруго отраженных (в, д, ж) электронов.

Fig. 3. Nesting-streaky precipitations of red clinozoisite in rhyolite quartz porphyry (а, 1 – porphyry, 2 – precipitations of red clinozoisite) and the corresponding SEM images in the regimes of secondary (б, г, е) and elastically reflected (в, д, ж) electrons.

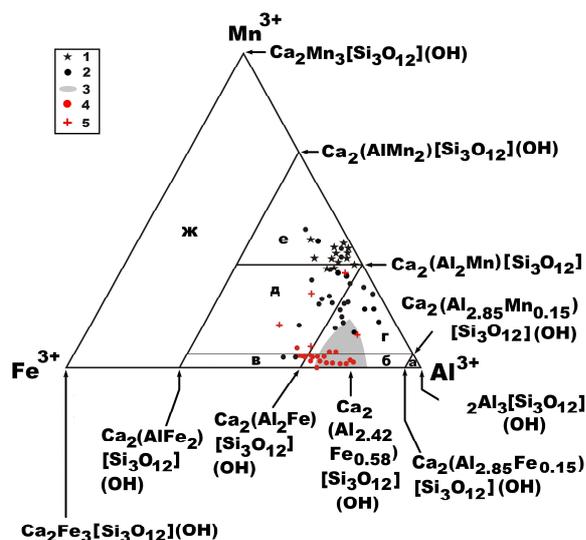
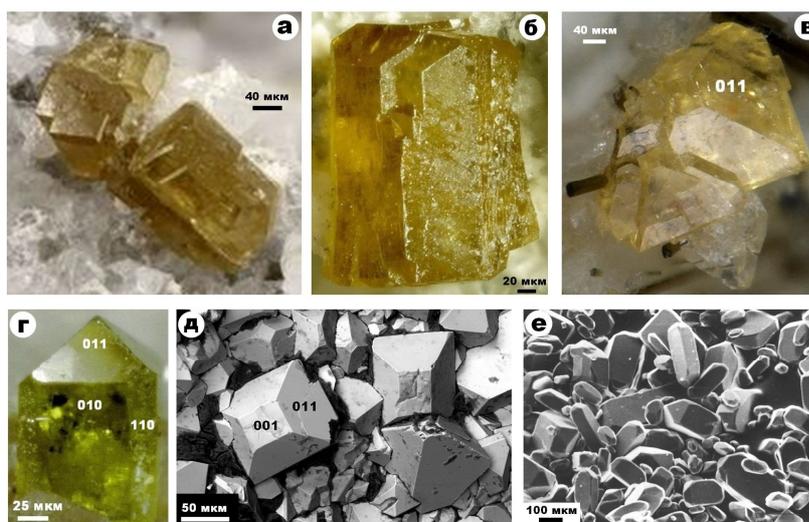


Рис. 4. Современная кристаллохимическая номенклатура минералов групп цоизита и эпидота. Минеральные виды: а – цоизит, б – клиноцоизит, в – эпидот, г – минганклиноцоизит, д – манганэпидот, е – пьемонтит. Точки состава исследованных минералов: 1 – пьемонтит из рудника Праборна, Западные Альпы [16]; 2 – «пьемонти-ты» из уральских месторождений [17, 18]; 3 – манганклиноцоизит из омарганцованных риолитов на Приполярном Урале [15, 19]; 4 – красный клиноцоизит из парагенезиса с черновитом в риолитовых кварцевых порфирах на Приполярном Урале; 5 – манганэпидот и манганилланит из парагенезиса с черновитом в минерализованных метаморфитах на Приполярном Урале [8, 9].
Fig. 4. Modern crystallochemical nomenclature of minerals of the zoisite and epidote group. Mineral species: а – zoisite, б – clinzoisite, в – epidote, г – manganclinzoisite, д – manganepidote, е – piemontite. The compositional points of the studied minerals: 1 – piemontite from the Praborn mine, Western Alps [16]; 2 – “piemontites” from the Ural deposits [17–18]; 3 – manganclinzoisite from manganese rhyolites in the Subpolar Urals [15, 19]; 4 – red clinzoisite from paragenesis with chernovite in rhyolite quartz porphyries in the Subpolar Urals; 5 – manganepidot and manganallanite from paragenesis with chernovite in the mineralized metamorphic rocks in the Subpolar Urals [8, 9].

анализа в составе черновитсодержащих порфиров установлены амфибол, хромшпинелид ($a_0 = 0.834 \pm 0.01$ нм) и графит. Последний наблюдается в виде мелких пластинчатых частиц поликристаллического строения. Диагностирован по системе характерных для графита рентгеновских отражений (Δ , в скобках индексы hkl): 3.311 (002) – 2.029 (101) – 1.667 (004) – 1.154 (112). Особенное значение имеет факт обнаружения в парагенезисе с черновитом мышьякового аналога апатита – джонбаумита $\text{Ca}_{10}[\text{As}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2]$, диагностированного по системе отражений (Δ) 2.900 – 2.814 – 3.988 – 3.501 – 2.689 – 2.072 – 1.880.

Исследуемый черновит представлен большей частью хорошо ограненными кристаллами желтого, буровато-желтого и светло-зеленого цвета размером от $150 \times 100 \times 50$ до $300 \times 200 \times 150$ мкм (рис. 5, а, г). По габитусу индивиды призматические и пирамидально-призматические. К основным формам относятся призмы {110} и {010}, дипирамида {011} и пинакоид {001}. Важно отметить, что полученные Г.Г.Зайнуллиным в условиях гидротермального синтеза при температуре до 500°C кристаллы черновита [20] оказались несколько более мелкими, но очень близкими по морфологии (рис. 5, д, е).



Фазовая диагностика исследуемого минерала осуществлялась рентгеновским методом, параметры э. я. составили, нм: $a_0 = 6.95\text{--}7.04$; $c_0 = 6.13\text{--}6.29$. Выявленная вариация обусловлена колебанием состава в анионной подрешетке.

Химический состав, микропарагенезис и кристаллохимия черновита

Методом рентгено-спектрального микрозондового анализа в образцах Б.А.Голдина исследованы идиоморфные и неправильные по форме выделения черновита размером от 4×2 до 25×10 мкм (рис. 6). Полученные данные показывают, что в изученных образцах черновит характеризуется регулярной примесью в катионной подрешетке иттриевых лантаноидов, а в анионной – кремния и фосфора (табл. 1). При этом встречаемость кремния в этом

Рис. 5. Внешний вид и морфология природного (а–г) и синтетического (д, е) черновита.
Fig. 5. Appearance and morphology of natural (а–г) and synthetic (д, е) chernovite.

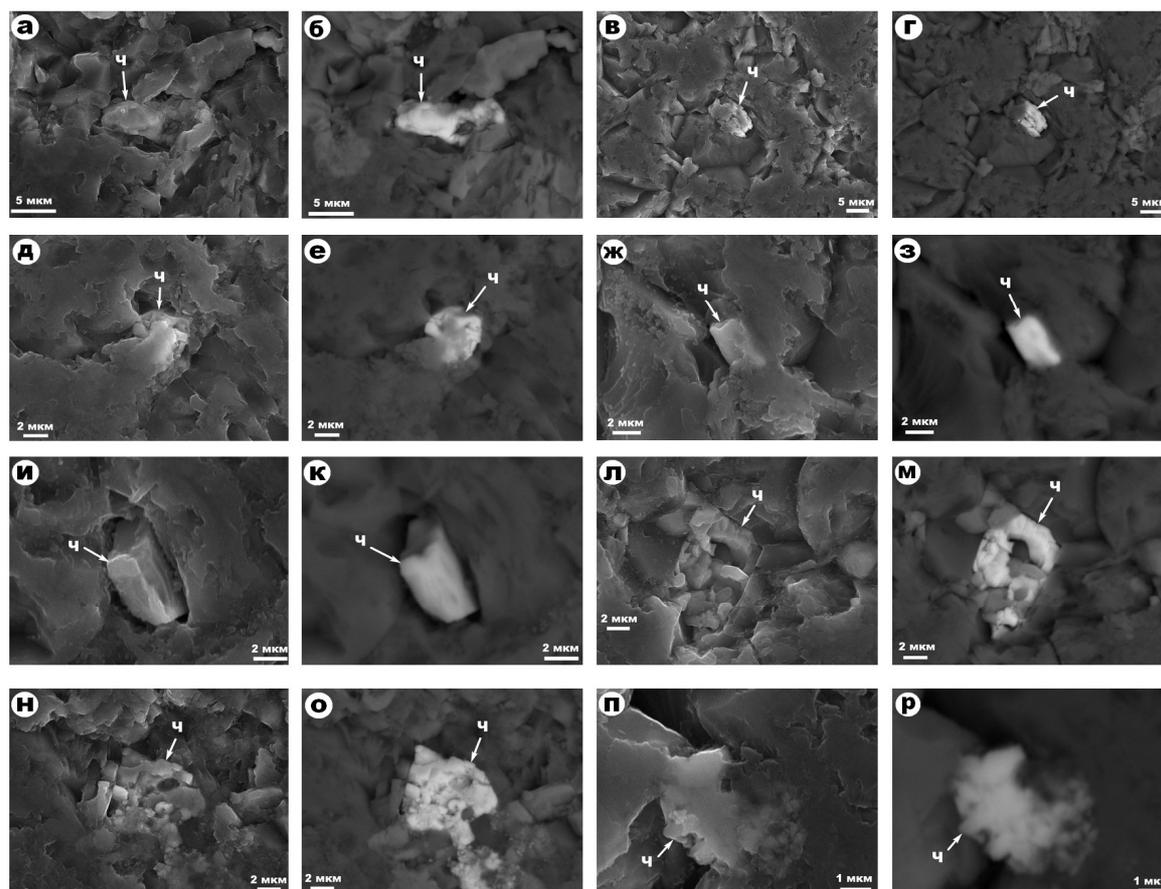


Рис. 6. Характер локализации и микроморфология выделений черновита (Ч) в кварцевых порфирах. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж, и, л, н, п) и упруго-отраженных (б, г, е, з, к, м, о, р) электронов.

Fig. 6. Character of localization and micromorphology of chernovite (Ч) precipitations in quartz porphyries. SEM images in the modes of secondary (a, в, д, ж, и, л, н, п) and elastically-reflected (б, г, е, з, к, м, о, р) electrons.

черновите почти в три раза превышает встречаемость фосфора. Судя по данным, полученным И.В.Козыревой [8, 9], черновит в кембрийско-нижнеордовикских метаморфитах на Приполярном Урале в гораздо большей степени обогащен примесью лантаноидов, включая не только иттриевые, но и еще больше цериевые, а в анионной подрешетке содержит примеси фосфора вплоть до перехода в ксенотим и кремния с примерно одинаковой частотой встречаемости. Кроме того, в составе черновита из метаморфитов отмечено спорадическое присутствие примеси Fe, Mn, Ca, Mo и W. Дальневосточный черновит по составу примеси лантаноидов является промежуточным, обогащаясь дополнительно Th и U, а в анионной подрешетке лишь изредка содержит примесь фосфора и кремния, но при этом содержание кремния иногда превышает 14 мас. %. Наконец, имеющиеся в нашем распоряжении данные по зарубежному (Чехия, Китай) черновиту позволяют сделать вывод о его близости по составу к черновиту в точке Б.А.Голдина.

Расчет коэффициентов парной корреляции показывает, что в рассматриваемых минералах выявляется значимая положительная корреляция между иттрием и лантаноидами иттриевой подгруппы

(0.27–0.44), иттрием и кремнием (0.32), и, напротив, отрицательная корреляция между иттрием и фосфором (–0.83), мышьяком и лантаноидами иттриевой подгруппы (–0.41...–0.53). Кроме того, обнаруживаются очень сильные положительные корреляции в подгруппе цериевых лантаноидов, а также между последними и примесями Mn, Ca, Mo, W. Из всего этого следует, что упомянутые элементы в черновите связаны между собой именно кристаллохимически [21].

Обобщение полученных к настоящему времени нами и нашими коллегами данных позволяет с уверенностью утверждать, что открытый в 1966 г. черновит в действительности является не просто минеральным видом, а весьма сложной минеральной композицией – **системой черновита**, включающей в себя как простые, так и сложные минералы – фазово-гомогенные твердые растворы. В части твердых растворов уже отчетливо выявляются три бинарных ряда – черновит-ксенотимовый, черновит-иттросиликатный, ксенотим-иттросиликатный, а также тройной черновит-ксенотим-иттросиликатный твердый раствор (рис. 7, а). Следует особенно подчеркнуть, что первоначально полученный первооткрывателями результат анализа химического состава

Таблица 1

Химический состав (мас. %) и эмпирические формулы минералов системы черновита

The chemical composition (wt. %) and empirical formulas of the minerals of the Chernovite draft system

№ п/п	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	ThO ₂	UO ₂	MoO ₃	WO ₃	As ₂ O ₅	P ₂ O ₅	SiO ₂
1	42.50	H. o.	4.47	H. o.	4.36	4.92	5.45	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	19.15	13.88	5.27					
2	42.29	«	«	«	«	«	«	6.53	«	H. o.	5.47	6.53	«	«	«	«	«	«	«	21.14	17.87	0.17
3	49.02	«	«	«	«	«	«	3.93	«	«	2.47	H. o.	«	«	«	«	«	«	«	43.13	H. o.	1.45
4	52.45	«	«	«	«	«	«	3.82	«	«	6.10	5.33	«	«	«	«	«	«	«	14.27	«	18.03
5	44.55	«	«	«	«	«	«	4.55	«	«	2.84	5.91	«	«	«	«	«	«	«	39.05	«	3.10
6	44.55	«	«	«	«	«	«	2.88	«	«	4.08	4.20	«	«	«	«	«	«	«	44.29	«	H. o.
7	47.59	«	«	«	«	«	«	5.75	«	2.17	2.46	2.98	«	«	«	«	«	«	«	31.00	«	8.05
8	45.82	«	«	«	«	«	«	4.70	«	H. o.	2.80	3.92	«	«	«	«	«	«	«	39.98	«	2.78
9	49.28	«	«	«	«	«	«	3.52	«	«	H. o.	4.21	«	«	«	«	«	«	«	39.49	«	3.50
10	47.15	«	«	«	«	«	«	3.51	«	«	2.69	3.15	«	«	«	«	«	«	«	41.31	«	2.19
11	39.77	«	«	«	«	«	«	5.60	«	3.03	4.53	3.80	«	«	«	«	«	«	«	43.27	«	H. o.
12	45.33	«	«	«	«	«	«	2.99	«	H. o.	2.82	4.07	«	«	«	«	«	«	«	44.79	«	«
13	43.02	«	«	«	«	«	«	3.38	«	«	5.54	4.57	«	«	«	«	«	«	«	40.84	2.65	«
14	45.69	«	«	«	«	«	«	3.22	«	«	4.59	3.85	«	«	«	«	«	«	«	38.44	2.01	2.20
15	44.13	«	«	«	«	«	«	3.64	«	«	4.37	3.73	«	«	«	«	«	«	«	42.20	1.93	«
16	47.74	«	«	«	«	«	«	3.65	«	«	2.38	2.49	«	«	«	«	«	«	«	41.63	H. o.	2.11
17	48.43	«	«	«	«	«	«	2.97	«	«	2.33	3.24	«	«	«	«	«	«	«	39.83	«	3.20
18	49.40	«	«	«	«	«	«	3.53	«	«	H. o.	3.79	«	«	«	«	«	«	«	40.18	«	3.10
19	48.79	«	«	«	«	«	«	5.24	«	«	«	H. o.	«	«	«	«	«	«	«	45.97	«	H. o.
20	46.34	«	«	«	«	«	«	3.31	«	«	3.82	4.55	«	«	«	«	«	«	«	38.09	«	3.89
21	35.68	«	«	«	«	«	«	8.36	7.90	«	1.21	3.60	2.29	«	«	«	«	«	«	2.56	38.40	«
22	36.77	«	«	«	«	1.78	3.38	5.74	«	1.71	2.99	3.30	3.23	«	«	«	«	«	«	H. o.	37.72	3.38
23	39.54	0.28	0.07	«	9.08	H. o.	4.25	H. o.	«	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	«	0.02	«	«	0.52	0.18	42.44	H. o.	3.62
24	41.18	H. o.	H. o.	«	4.58	1.39	H. o.	«	«	«	«	«	«	3.20	0.22	«	«	H. o.	H. o.	46.02	«	3.41
25	33.40	«	«	«	0.60	1.30	5.77	5.96	«	«	2.23	1.48	«	1.14	H. o.	«	«	«	«	43.01	«	5.11
26	32.93	«	«	«	2.53	2.95	6.13	4.58	«	«	H. o.	H. o.	«	«	«	«	«	«	«	49.42	1.46	H. o.
27	28.73	«	0.96	«	7.56	4.16	5.97	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	51.54	1.08	«
28	22.80	1.45	6.62	1.83	7.62	2.16	3.94	1.86	«	«	«	«	«	3.11	3.10	«	«	«	«	42.74	2.77	«
29	21.85	1.52	1.23	1.49	23.01	H. o.	4.87	H. o.	«	«	«	«	«	H. o.	0.88	«	«	2.15	0.73	42.27	H. o.	«
30	40.0	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	«	1.37	4.84	«	«	4.22	5.77	«	«	1.39	0.74	«	H. o.	H. o.	34.59	7.08	«
31	47.01	«	«	«	«	«	H. o.	H. o.	«	«	H. o.	H. o.	«	«	H. o.	2.54	«	«	«	50.45	H. o.	«
32	35.87	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	16.58	8.38	«	«	39.17	«	«
33	41.23	«	«	«	«	0.12	0.80	1.66	«	«	0.50	1.54	«	«	1.14	6.44	4.38	«	«	42.19	«	«
34	42.40	«	«	«	«	H. o.	H. o.	H. o.	«	«	3.92	7.27	«	«	0.76	0.79	0.90	«	«	27.31	2.49	14.16
35	37.47	«	«	16.33	«	«	«	«	«	«	H. o.	H. o.	«	«	H. o.	H. o.	«	«	«	37.47	8.73	H. o.
36	39.78	«	«	H. o.	«	«	1.37	4.88	«	1.06	2.17	3.25	«	«	«	«	«	«	«	47.49	H. o.	«
37	39.80	«	«	«	«	«	1.38	4.39	0.45	1.07	2.17	3.25	«	«	«	«	«	«	«	47.49	«	«

Примечание. Результаты анализа проведены к 100 %, н.о. – не обнаружено.

Объекты: 1–20 – точка Б. А. Голдина; 21– 29 – по И. В. Козыревой; 30–34 – Дальний Восток России; 35, 36, 37 – зарубежье (Чехия, Китай).

Эмпирические формулы:

- 1 – (Y_{0.83}Dy_{0.05}Er_{0.05}Er_{0.06}Yb_{0.06})_{1.05}[As_{0.43}P_{0.49}Si_{0.08}O₄]; 2 – (Y_{0.79}Dy_{0.08}Er_{0.06}Yb_{0.07})[As_{0.45}P_{0.54}Si_{0.01}O₄];
- 3 – (Y_{0.94}Dy_{0.05}Er_{0.03}1.02[As_{0.43}P_{0.49}Si_{0.08}O₄]; 4 – (Y_{1.04}Dy_{0.05}Er_{0.07}Yb_{0.06})_{1.22}[As_{0.34}Si_{0.66}O₄];
- 5 – (Y_{0.88}Dy_{0.05}Er_{0.03}Yb_{0.06})_{1.02}[As_{0.88}Si_{0.12}O₄]; 6 – (Y_{0.88}Dy_{0.03}Er_{0.05}Yb_{0.04})[AsO₄];
- 7 – (Y_{0.94}Dy_{0.07}Ho_{0.03}Er_{0.03}Yb_{0.03})_{1.1}[As_{0.7}Si_{0.3}O₄];
- 8 – (Y_{0.90}Dy_{0.06}Er_{0.03}Yb_{0.04})_{1.03}[As_{0.9}Si_{0.1}O₄]; 9 – (Y_{0.92}Dy_{0.04}Er_{0.03}Yb_{0.03})_{1.02}[As_{0.92}Si_{0.08}O₄];
- 10 – (Y_{0.92}Dy_{0.04}Er_{0.03}Yb_{0.03})_{1.02}[As_{0.92}Si_{0.08}O₄];
- 11 – Y_{0.81}Dy_{0.07}Ho_{0.04}Er_{0.05}Yb_{0.04})_{1.05}[AsO₄]; 12 – (Y_{0.89}Dy_{0.04}Er_{0.03}Yb_{0.05})_{1.01}[AsO₄];
- 13 – (Y_{0.85}Dy_{0.04}Er_{0.06}Yb_{0.05})_{1.05}[As_{0.92}P_{0.08}Si_{0.08}O₄];
- 14 – (Y_{0.89}Dy_{0.04}Er_{0.056}Yb_{0.04})_{1.02}[As_{0.86}P_{0.06}O₄]; 15 – (Y_{0.86}Dy_{0.04}Er_{0.05}Yb_{0.04})_{0.99}[As_{0.94}P_{0.06}O₄];
- 16 – (Y_{0.93}Dy_{0.04}Er_{0.03}Yb_{0.03})_{1.03}[As_{0.93}Si_{0.07}O₄];
- 17 – (Y_{0.94}Dy_{0.03}Er_{0.03}Yb_{0.04})_{1.04}[As_{0.88}Si_{0.12}O₄]; 18 – (Y_{0.96}Dy_{0.04}Yb_{0.04})_{1.04}[As_{0.43}P_{0.49}Si_{0.08}O₄];
- 19 – (Y_{0.93}Dy_{0.06})_{0.99}[AsO₄]; 20 – (Y_{0.91}Dy_{0.04}Er_{0.04}Yb_{0.05})_{1.04}[As_{0.86}Si_{0.14}O₄];
- 21 – (Y_{0.70}Gd_{0.08}Dy_{0.08}Ho_{0.01}Er_{0.03}Yb_{0.02})_{0.92}[P_{0.96}As_{0.04}O₄];
- 22 – (Y_{0.55}Sm_{0.02}Gd_{0.03}Dy_{0.05}Ho_{0.02}Er_{0.03}Yb_{0.03}Fe_{0.07})_{0.80}[P_{0.90}Si_{0.10}O₄];
- 23 – (Y_{0.81}(La,Ce)_{0.01}Nd_{0.12}Gd_{0.05})_{0.99}[As_{0.85}Si_{0.14}(W,Mo)_{0.01}O₄];
- 24 – (Y_{0.80}Nd_{0.03}Sm_{0.02}Mn_{0.10}Ca_{0.01})_{0.96}[As_{0.88}Si_{0.12}O₄];
- 25 – (Y_{0.64}Nd_{0.01}Sm_{0.02}Gd_{0.07}Dy_{0.07}Er_{0.03}Yb_{0.02}Mn_{0.04})_{0.90}[As_{0.81}Si_{0.19}O₄];
- 26 – (Y_{0.65}Nd_{0.03}Sm_{0.04}Gd_{0.08}Dy_{0.05})_{0.85}[As_{0.93}P_{0.07}O₄];
- 27 – (Y_{0.55}Ce_{0.01}Nd_{0.10}Sm_{0.05}Gd_{0.07})_{0.78}[As_{0.97}P_{0.03}O₄];
- 28 – (Y_{0.49}La_{0.02}Ce_{0.10}Pr_{0.01}Nd_{0.06}Sm_{0.02}Gd_{0.05}Dy_{0.02}Mn_{0.11}Ca_{0.13})_{1.02}[As_{0.91}P_{0.09}O₄];
- 29 – (Y_{0.49}La_{0.02}Ce_{0.02}Pr_{0.02}Nd_{0.35}Gd_{0.07}Ca_{0.04})_{1.01}[As_{0.95}Mo_{0.04}W_{0.01}O₄];
- 30 – (Y_{0.77}Dy_{0.06}Er_{0.05}Yb_{0.07}Th_{0.01}Ca_{0.06})_{1.04}[As_{0.75}P_{0.25}O₄]; 31 – (Y_{0.83}Th_{0.02})_{0.85}[PO₄];
- 32 – (Y_{0.82}Th_{0.18}U_{0.09})_{1.09}[PO₄]; 33 – (Y_{0.85}Dy_{0.02}Er_{0.01}(Gd,Sm)_{0.01}Yb_{0.02}Th_{0.06}U_{0.04}Ca_{0.05})_{1.06}[As_{0.97}P_{0.03}O₄];
- 34 – (Y_{0.65}Ce_{0.04}Dy_{0.04}Er_{0.04}Gd_{0.02}Yb_{0.07}Th_{0.01}U_{0.01}Ca_{0.03})_{0.914}[As_{0.46}Si_{0.47}O₄];
- 35 – (Y_{0.74}Ln_{0.21})_{0.95}[As_{0.73}P_{0.27}O₄]; 36 – (Y_{0.85}Gd_{0.02}Dy_{0.06}Ho_{0.01}Er_{0.03}Yb_{0.04})_{1.01}[AsO₄];
- 37 – (Y_{0.75}Gd_{0.02}Dy_{0.05}Ho_{0.01}Er_{0.02}Tb_{0.01}Ho_{0.01}Yb_{0.04})_{1.01}[AsO₄].

ва черновита как раз и попадает в поле состава упомянутых тройных твердых растворов.

Анализ всей совокупности данных показывает, что минералы системы черновита широко варьируются не только в масштабе анионной подрешетки, но и в части состава катионов (рис. 7, б). В частности, черновит и твердые растворы на его основе в кварцевых порфирах характеризуются иттролантаноидно-иттриевым составом катионов, аналогичные минералы в кембрий-нижнеордовикских метаморфитах – смешанным, но преимущественно цериеволантаноидно-иттриевым составом, а минералы в дальневосточ-

ных литий-фтористых гранитах – смешанным, но преимущественно иттролантаноидно-иттриевым.

Прямым подтверждением реалистичности вывода о существовании в природе тройной системы черновит-ксенотим-иттросиликатных твердых растворов является обнаружение нами в кварцевых порфирах сростаний черновита с фазами иттриевого и цериевого силикатов с размером индивидов от субмикронного до 5×3 мкм (рис. 8). Химический состав этих фаз уверенно пересчитывается на кристаллохимическую стехиометрию соответственно $Y_4[SiO_4]_3$ и $Ce[SiO_4]^*$ (табл. 2).

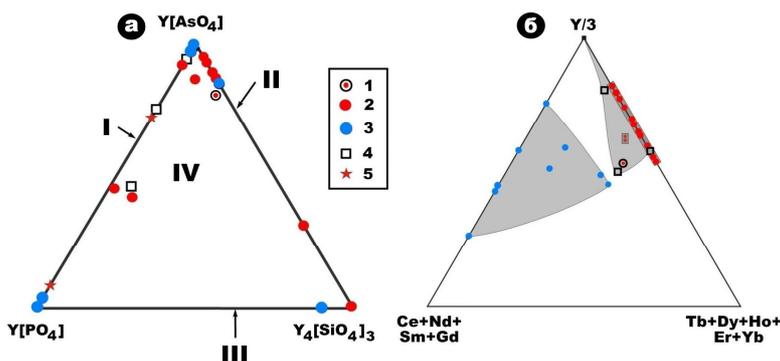


Рис. 7. Треугольники состава минералов в системе черновита: а – мономинальные фазы и твердые растворы – бинарные ряды (I–III) и тройная система (IV); б – пропорции редкоземельных элементов в катионных подрешетках минералов. Точки состава по данным: 1 – Б.А.Голдина, Н.П.Юшкина, М.В.Фишмана (кварцевые порфиры, Приполярный Урал); 2 – авторов; 3 – И.В.Козыревой с соавторами (кембрийско-нижнеордовикские метаморфиты, Приполярный Урал); 4 – В.И.Алексеева и Ю.Б.Марина (литий-фтористые граниты, Дальний Восток России); 5 – зарубежных авторов.

Fig. 7. The triangles of the composition of minerals in the Chernovite system: a – monominal phases and solid solutions — binary series (I – III) and triple system (IV); б – the proportions of rare earth elements in cationic sublattices of minerals. Composition points according to: 1 – B.A. Goldin, N.P. Yushkin, M.V. Fishman (quartz porphyries, Subpolar Urals); 2 – authors; 3 – I.V. Kozyreva with co-authors (Cambrian-Lower Ordovician metamorphic rocks, Subpolar Urals); 4 – V.I. Alekseeva and Yu.B. Marina (lithium fluoride granites, Russian Far East); 5 – foreign authors.

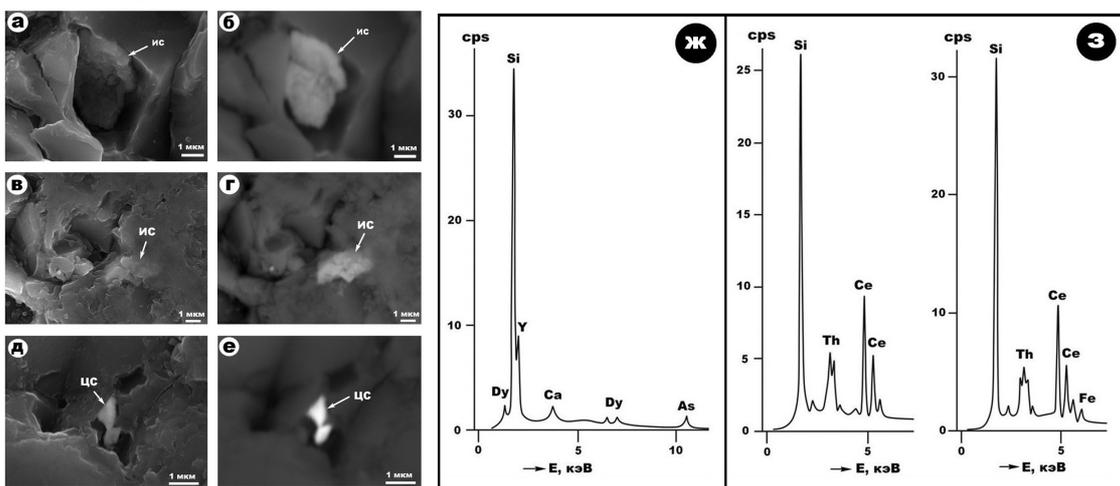


Рис. 8. Характер локализации и микроморфология выделений минералов-спутников черновита в кварцевых порфирах Приполярного Урала (а, ИС – иттросиликат, ЦС – цериеосиликат) и примеры типичных энергодисперсионных спектров (ж – иттросиликат, з – цериеосиликат). СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д) и упруго-отраженных (б, г, е) электронов.

Fig. 8. Character of localization and micromorphology of precipitations of satellite minerals of chernovite in the quartz porphyries of the Subpolar Urals (а, ИС – yttriosilicate, ЦС – ceriosilicate) and examples of typical energy dispersion spectra (ж – yttriosilicate, з – cerosilicate). SEM-images in the secondary (а, в, д) and elastically-reflected (б, г, е) electron modes.

* Эта фаза как минерал *стендитит-Се* открыта в пегматитах Южной Норвегии в 2008 г. и чуть позже обнаружена в ложковой россыпи на Южном Урале.

Таблица 2
Химический состав иттросиликата (1–3) и цериосиликата (4–6) из парагенезиса с черновитом, мас. %

Table 2
Chemical composition of yttriosilicate (1–3) and ceriosilicate (4–6) from paragenesis with chernovite, wt. %

№ п/п	Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅
1	61.87	5.13	5.74	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
2	61.67	5.22	5.87	«	«	«	«	«	«
3	60.10	4.92	7.96	«	«	«	«	«	«
4	Н.о.	Н.о.	Н.о.	53.97	10.44	10.96	27.26	Н.о.	Н.о.
5	«	«	«	50.21	12.95	12.25	27.24	2.20	«
6	«	«	«	51.47	11.72	11.89	27.02	1.99	1.47

Эмпирические формулы: 1 – (Y_{3.64}Yb_{0.18})₄[SiO₄]₃;
 2 – (Y_{3.61}Dy_{0.18}Yb_{0.21})₄[SiO₄]₃;
 3 – (Y_{3.55}Dy_{0.18}Yb_{0.27})₄[SiO₄]₃;
 4 – (Ce_{0.8}Th_{0.1}U_{0.1})₄[SiO₄]₃;
 5 – (Ce_{0.76}Th_{0.12}U_{0.12})₄[Si_{0.93}S_{0.07}O₄]₃;
 6 – (Ce_{0.78}Th_{0.11}U_{0.11})₄[Si_{0.87}S_{0.06}P_{0.07}O₄]₃.

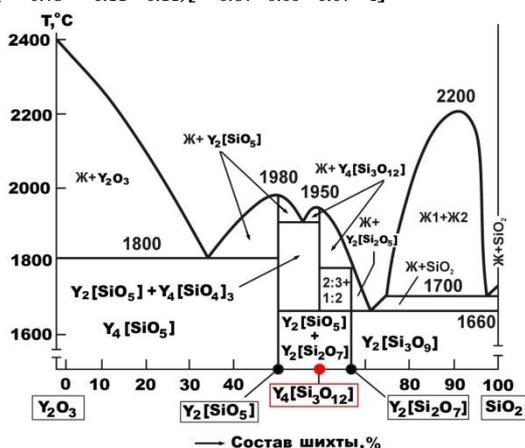


Рис. 9. Фазовая диаграмма, полученная экспериментаторами для системы силикатов иттрия. Красным цветом отмечена фигуративная точка, отвечающая составу иттросиликата, выявленного нами в парагенезисе с черновитом.

Fig. 9. Phase diagram obtained by the experimenters for the yttrium silicates system. The figurative point corresponding to the composition of yttriosilicate identified by us in chernovite paragenesis is marked in red.

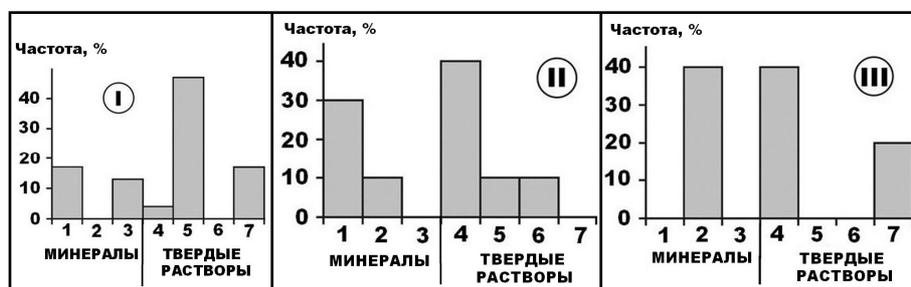


Рис. 10. Частоты встречаемости минералов и твердых растворов системы черновита в кварцевых порфирах (I), кембрийско-нижнеордовикских метаморфитах (II) и литий-фтористых гранитах (III). Минералы: 1 – черновит, 2 – ксенотим, 3 – иттросиликат. Твердые растворы: 4 – ряд черновит-ксенотим, 5 – ряд черновит-иттросиликат, 6 – ряд ксенотим-иттросиликат, 7 – тройная система черновит-ксенотим-иттросиликат.

Fig. 10. Frequencies of occurrence of minerals and solid solutions of the chernovite system in quartz porphyries (I), Cambrian-Lower Ordovician metamorphic rocks (II), and lithium fluoride granites (III). Minerals: 1 – chernovite, 2 – xenotime, 3 – yttriosilicate. Solid solutions: 4 – chernovite-xenotime series, 5 – chernovite-yttriosilicate series, 6 – xenotime-yttriosilicate series, 7 – chernovite-xenotime-yttriosilicate triple system.

Как известно, найденная в парагенезисе с черновитом фаза иттросиликата, растворением которой в черновите мы и объясняем природу его обогащения примесью кремния, пока плохо изучена. Однако она хорошо известна экспериментаторам как важная часть силикатных систем [22] – именно эту фазу состава Y₄[SiO₄]₃ мы и видим на соответствующей диаграмме в области умеренных температур (рис. 9). Интересно, что таким температурам соответствовали и условия синтеза черновита Г.Г.Зайнуллиным – 550–250°С для бинарных смесей с преобладанием черновита над ксенотимом и 500–300°С для смесей с преобладанием ксенотима над черновитом.

Статистический анализ показывает, что сопоставляемые проявления черновита – в кварцевых порфирах (Приполярный Урал), кембрийско-нижнеордовикских метаморфитах (Приполярный Урал) и оруденелых литий-фтористых гранитах (Российский Дальний Восток) существенно различаются по частотам встречаемости минералов и твердых растворов, образующих систему черновита (рис. 10). Так, в части простых минералов кварцевые порфиры характеризуются сопоставимой встречаемостью черновита и иттросиликата, в метаморфитах черновит преобладает над ксенотимом в отсутствии иттросиликата, а в литий-фтористых гранитах установлен только ксенотим. В части твердых растворов картина тоже сильно варьируется: в кварцевых порфирах резко преобладает ряд черновит-иттросиликат в присутствии тройной системы, в метаморфитах превалирует ряд черновит-ксенотим в присутствии примерно в равных долях встречаемости рядов черновит-иттросиликат и ксенотим-иттросиликат, а в литий-фтористых гранитах доминирует ряд черновит-ксенотим в присутствии тройной системы. Выявленные вариации обусловлены, вероятно, реакцией системы черновита на особенности геологической обстановки и условий минералообразования.

Наконец, остается протестировать кристаллохимические возможности предполагаемого изомерфизма в катионной (Y³⁺, La³⁺, Ce³⁺, Pr³⁺, Nd³⁺, Sm³⁺, Eu³⁺, Gd³⁺, Tb³⁺, Dy³⁺, Ho³⁺, Er³⁺, Yb³⁺, Mn²⁺, Fe²⁺, Ca²⁺, Th⁴⁺, U⁴⁺) и анионной (As⁵⁺, P⁵⁺, Si⁴⁺, Mo⁶⁺,

W⁶⁺) подрешетках. Проведенные расчеты с использованием справочных данных [23] показали следующее. В части катионной подрешетки ± отклонения размеров ионных радиусов и величин электроотрицательности относительно иона иттрия для перечисленных выше, вероятно, изоморфных ионов колеблются в пределах соответственно 1–13 и 2–16 %. Очевидно, что полученные значения лежат в пределах канонических ограничений, определенных еще В.М.Гольдшмидтом и Л.Полингом. Что касается анионной подрешетки, то ± отклонения размеров ионных радиусов относительно иона мышьяка в рассматриваемой системе колеблются в пределах 17–38 %, что выходит за пределы канонического правила Гольдшмидта даже для иона P⁵⁺, хотя ограниченному изоморфизму черновита и ксенотима это не мешает. Судя по отмеченному факту, вероятность хотя бы незначительного по диапазону изоморфного вхождения в анионную подрешетку черновита и других, упомянутых выше ионов, исключить нельзя. Важно отметить, что в группе потенциальных заместителей мышьяка в рассматриваемых твердых растворах именно ион Si⁴⁺ характеризуется наименьшим отклонением от размеров иона мышьяка.

Таким образом, проведенный анализ позволяет сделать вывод о том, что и с кристаллохимических позиций существование в природе системы черновита вполне закономерно. Не исключено также, что установленный к настоящему времени состав системы черновита не является окончательным. На это, в частности, указывает предположение И.В.Козыревой о вероятности существования в природе бинарных твердых растворов состава черновит-гаспарит [8, 9].

Заключение

Проведенные на современном уровне исследования минерализации в образцах риолитовых кварцевых порфиров, в которых Б.А.Голдиным, Н.П.Юшкиным и М.В.Фишманом в 1966–1967 гг. был открыт новый минерал черновит – арсенат иттрия, привели к выводу о существовании в природе не только собственно черновита, но и сложной минеральной композиции – системы черновита. В состав последней входят черновит, ксенотим, иттросиликат состава Y₄[SiO₄]₃, три бинарных ряда – черновит-ксенотимовый, черновит-иттросиликатный, ксенотим-иттросиликатный и тройной черновит-ксенотим-иттросиликатный твердый раствор. Обобщение полученных нами, И.В.Козыревой, В.И.Алексеевым и Ю.Б.Мариным данных привело к выводу о том, что широкие вариации минералов и твердых растворов, образующих систему черновита, по составу являются естественной реакцией на особенности геологической обстановки и условий минералообразования.

Аналитические работы проведены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. *Голдин Б.А., Юшкин Н.П., Фишман М.В.* Черновит – новый минерал (арсенат иттрия) с Приполярного Урала // ДАН СССР. 1968. Т. 179. № 1. С. 187–189.
2. *Голдин Б.А., Юшкин Н.П., Фишман М.В.* Новый иттриевый минерал – черновит // Записки ВМО. 1967. Ч. 96. Вып. 6. С. 699–704.
3. *Grasser S., Roggiani A.G.* Occurrence and genesis of rare arsenate and phosphate minerals around Pizzo Cervandone, Italy/ Switzerland // Rend. Soc. Stal. Miner. Petrol. 1976. Vol. 32. No. 1. P. 279–288.
4. *Grasser S., Schwander H., Stalder H.A.* A solid solution Series between xenotime (YPO₄) and chernovite (YAsO₄) // Mineral. Magazine. 1973. Vol. 39. No. 302. P. 145–151.
5. *Scharmova M.* Chernovite (Y) and arsenogoyazite from the uranium deposit Hamr in the Cretaceous of northern Bohemia (Czechoslovakia) // Vestnik UUG. 1990. Vol. 65. No. 4. P. 243–248.
6. *Breiter K.* The involvement of F, CO₂ and As in the alteration of Zr-Th-REE bearing accessory minerals in the Hora Svate Kateriny A type granite, Czech Republic // Can. Mineral. 2009. Vol. 47. P. 1329–1357.
7. *Cabella R., Lucchetti G., Marescotti P.* Occurrence of LREE- and Y-arsenates from a Fe-Mn deposit, Ligurian Brianconnais Domain, Maritime Alps, Italy // Can. Mineral. 1999. Vol. 37. P. 961–972.
8. *Козырева И.В., Швецова И.В., Юдович Я.Э.* Новые данные о черновите Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2002. № 12. С. 6–8.
9. *Козырева И. В., Швецова И. В., Юдович Я. Э.* Новые данные о черновите на Приполярном Урале // Доклады АН. 2003. Т. 390. № 4. С. 597–600.
10. *Ondrejka M., Uher P., Prsek J. and Ozdin D.* Arsenian monazite-(Ce) and xenotime-(Y), REE arsenates and carbonates from the Tisovec-Rejkovo rhyolite, western Carpathians, Slovakia: composition and substitutions in the (REE,Y)XO₄ system (X = P, As, Si, Nb, S) // Lithos. 2007. Vol. 95. P. 116–129.
11. *Förster H.J., Ondrejka M., Uher P.* Mineralogical responses to subsolidus alteration of granitic rocks by oxidizing As-bearing fluids: REE arsenates and As-rich silicates from the Zinnwald granite, eastern Erzgebirge, Germany // Can. Mineral. 2011. Vol. 49. No. 4. P. 913–930.
12. *Kempe U., Wolf D., Sala M.* Members of the philipsbornite-florencite and chernovite-xenotime solid solution series in metasomatic altered granites of the Zinnwald tin deposit (Erzgebirge, Germany) // Beih. Eur. J. Miner. 1999. Vol. 11. No. 1. P. 120.
13. *Алексеев В.И., Марин Ю.Б.* В память о Николае Павловиче Юшкине, первооткрывателе черновита. Черновит и другие мышьяковые минералы в оруденелых гранитах и грейзенах на Дальнем Востоке // Записки РМО. 2012. № 6. С. 118–125.

14. *Зенина К.С., Коноваленко С.И.* Топоминералогия массива Халдзан-Бурэгтэг (Западная Монголия) // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения-2014): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 18–22.
15. *Силаев В.И., Голубева И.И.* Полярноуральский манганглиноцозит в связи с номенклатурой минералов группы эпидота // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2006а. № 2. С. 3.
16. *Силаев В.И., Голубева И.И., Симакова Ю.С., Филиппов В.Н.* Настоящий пьомонит из рудника Праборна (Западные Альпы, Италия) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2006б. № 8. С. 2–5.
17. *Григорьев В.В., Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С., Степанов А.Е.* Минералогия пьомонитосодержащих сланцев в верховьях реки Большой Харбей (Полярный Урал) // Литосфера. 2006. № 4. С. 159–167.
18. *Литошко Д.Н., Никитина В.Д.* Высокомарганцевый пьомонит из метасоматитов Полярного Урала // Труды Института геологии Коми филиала АН СССР. 1984. Вып. 46. С. 110–112.
19. *Силаев В.И., Голубева И.И., Филиппов В.Н.* Номенклатура минералов группы эпидота на примере Полярноуральского манганиклиноцозита // Минералогический журнал. 2009. Т. 31. № 1. С. 25–39.
20. *Зайнуллин Г.Г.* Синтез и свойства искусственных кристаллов изоморфного ряда ксенотим-черновит: Автореферат кандидатской диссертации. Сыктывкар, 1997. 18 с.
21. *Kolitsch U., Holtstam D.* Crystal chemistry of REEXO₄ compounds (X = P, As, V). II, review of REEXO₄ compounds and their stability fields // Eur. J. Mineral. 2004. Vol. 16. P. 117–126.
22. *Диаграммы состояния силикатных систем.* Справочник / Н.А.Торопов, В.П.Барзаковский, В.В.Лапин, Н.Н.Курцева, А.В.Бойкова. Л.: Наука, 1972. 448 с.
23. *Войткевич Г.В., Кокин А.В., Прохоров В.Г.* Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
1. *Goldin B.A., Yushkin N.P., Fishman M.V.* Chernovit – novyy mineral (arsenat ittriya) s Pripolyarnogo Urala [Chernovite – a new mineral (yttrium arsenate) from the Subpolar Urals] // Doklady Earth Sciences, 1968. Vol. 179. No. 1. P. 187–189.
2. *Goldin B.A., Yushkin N.P., Fishman M.V.* Novyy ittriyevyy mineral – chernovit [New yttrium mineral – chernovite] // Zapiski VMO [Proc. of the Russian Mineralogical Society]. 1967. Part 96. Issue 6. P. 699–704.
3. *Grasser S., Roggiani A. G.* Occurrence and genesis of rare arsenate and phosphate minerals around Pizzo Cervandone, Italy/Switzerland // Rend. Soc. Stal. Miner. Petrol., 1976. Vol. 32. No. 1. P. 279–288.
4. *Grasser S., Schwander H., Stalder H. A.* A solid solution Series between xenolite (Y_PO₄) and chernovite (YA_SO₄) // Mineral. Magazine, 1973. Vol. 39. No. 302. P. 145–151.
5. *Scharmova M.* Chernovite (Y) and arsenogoyazite from the uranium deposit Hamr in the Cretaceous of northern Bohemia (Czechoslovakia) // Vestnik UUG, 1990. Vol. 65. No. 4. P. 243–248.
6. *Breiter, K.* The involvement of F, CO₂ and As in the alteration of Zr-Th-REE bearing accessory minerals in the Hora Svate Kateriny A type granite, Czech Republic // Can. Mineral., 2009. Vol. 47. P. 1329–1357.
7. *Cabella R., Lucchetti G., Marescotti P.* Occurrence of LREE- and Y-arsenates from a Fe-Mn deposit, Ligurian Brianconnais Domain, Maritime Alps, Italy // Can. Mineral. 1999. Vol. 37. P. 961–972.
8. *Kozyreva I.V., Shvetsova I.V., Yudovich Ya.E.* Novyye dannyye o chernovite Pripolyarnogo Urala [New data on chernovite of the Subpolar Urals] // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS, 2002. No. 12. P. 6–8.
9. *Kozyreva I.V., Shvetsova I.V., Yudovich Ya.E.* Novyye dannyye o chernovite na Pripolyarnom Urale [New data on chernovite in the Subpolar Urals] // Doklady Earth Sciences. 2003. Vol. 390. No. 4. P. 597–600.
10. *Ondrejka M., Uher P., Prsek J., and Ozdin D.* Arsenian monazite-(Ce) and xenotime-(Y), REE arsenates and carbonates from the Tisovec-Rejkovo rhyolite, western Carpathians, Slovakia: composition and substitutions in the (REE,Y)XO₄ system (X = P, As, Si, Nb, S) // Lithos. 2007. Vol. 95. P. 116–129.
11. *Förster H.J., Ondrejka M., Uher P.* Mineralogical responses to subsolidus alteration of granitic rocks by oxidizing As-bearing fluids: REE arsenates and As-rich silicates from the Zinnwald granite, eastern Erzgebirge, Germany // Can. Mineral. 2011. Vol. 49. No. 4. P. 913–930.
12. *Kempe U., Wolf D., Sala M.* Members of the philipsbornite-florencite and chernovite-xenotime solid solution series in metasomatic altered granites of the Zinnwald tin deposit (Erzgebirge, Germany) // Beih. Eur. J. Miner. 1999. Vol. 11. No. 1. P. 120.
13. *Alekseev V.I., Marin Yu.V.* V pamyat' o Nikolaye Pavloviche Yushkine, pervootkryvatele chernovita. Chernovit i drugie mysh'yakovyye mineraly v orudenelykh granitakh i greyzenakh na Dal'nem Vostoke [In memory of Nikolai Pavlovich Yushkin, discoverer of chernovite. Chernovite and other arsenic minerals in mineralized granites and greisens in the Far East] // Zapiski RMO [Proc. of the Russian Mineralogical Society]. 2012. No. 6. P. 118–125.
14. *Zenina K.S., Konovalenko S.I.* Topomineralogiya massiva Khaldzan-Buregteg (Zapadnaya Mongoliya) [Topomineralogy of the

- Khaldzan-Buregtag massif (Western Mongolia) // Problemy i perspektivy sovremennoy mineralogii (Yushkinskiye Chteniya-2014): Materialy mineralogicheskogo seminar s mezhdunarodnym uchastiyem [Problems and prospects of modern mineralogy (Yushkin Readings-2014): Materials of mineralogical seminar with intern. participation]. Syktyvkar: Geoprint, 2014. P. 18–22.
15. *Silaev V.I., Golubeva I.I.* Polyarnoural'skiy manganklinotsoizit v svyazi s nomenklaturoy mineralov gruppy epidota [Polar-Urals mangancinozoisite in connection with the nomenclature of minerals of the epidote group] // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS, 2006a. No. 2. P. 3.
 16. *Silaev V.I., Golubeva I.I., Simakova Yu.S., Filippov V.N.* Nastoyashchiy p'yemontit iz rudnika Praborna (Zapadnyye Al'py, Italiya) [Real piemontite from the Praborn mine (Western Alps, Italy)] // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2006b. No. 8. P. 2–5.
 17. *Grigoryev V.V., Erokhin Yu.V., Shagalov E.S., Stepanov A.E.* Mineralogiya p'yemontito-soderzhashchikh slantsev v verkhov'yakh reki Bol'shoy Kharbey (Polyarnyy Ural) [Mineralogy of piemontite-bearing shales in the upper reaches of Bolshoi Kharbei River (Polar Urals)] // Lithosphere. 2006. No. 4. P. 159–167.
 18. *Litoshko D.N., Nikitina V.D.* Vysokomargantsevyy p'yemontit iz metasomatitov Polyarnogo Urala [High manganese piemontite from metasomatites of the Polar Urals] // Proc. of Inst. of Geology, Komi Branch, USSR Ac. Sci., 1984. Issue 46. P. 110–112.
 19. *Silaev V.I., Golubeva I.I., Filippov V.N.* Nomenklatura mineralov gruppy epidota na primere Polyarnoural'skogo manganiklinot-soizita [Nomenclature of minerals of the epidote group on the example of the mangancinozoisite of the Polar Urals] // Mineralogical J., 2009. Vol. 31. No. 1. P. 25–39.
 20. *Zainullin G.G.* Sintez i svoystva iskusstvennykh kristallov izomorfnoogo ryada ksenotim-chernovit [Synthesis and properties of artificial crystals of an isomorphic xenotym-chernovite series] // Avtoreferat kandidatskoy dissertatsii (Abstract of diss...Cand. Sci.). Syktyvkar, 1997. 18 p.
 21. *Kolitsch U., Holtstam D.* Crystal chemistry of REEXO₄ compounds (X = P, As, V). II, review of REEXO₄ compounds and their stability fields // Eur. J. Mineral. 2004. Vol. 16. P. 117–126.
 22. *Diagrammy sostoyaniya silikatnykh system* [Diagrams of the state of silicate systems] / N.A. Toropov, V.P. Barzakovskiy, V.V. Lapin, N.N. Kurtseva, A.V. Boykova. Reference book. Leningrad: Nauka, 1972. 448 p.
 23. *Voitkevich G.V., Kokin A.V., Prokhorov V.G.* Spravochnik po geokhimii [Reference book of geochemistry]. Moscow: Nedra, 1990. 480 p.

Статья поступила в редакцию 21.01.2020.

УДК: 550.4, 551.2, 552.3
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-80-87

Ю.В. ДЕНИСОВА

**ПЕТРОХИМИЯ ГРАНИТОВ
ЯРОТСКОГО МАССИВА
(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): НОВЫЕ ДАННЫЕ**

*Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

yulden777@yandex.ru

YU.V. DENISOVA

**PETROCHEMISTRY
OF THE YAROT MASSIF GRANITES
(SUBPOLAR URALS): NEW DATA**

*N.P.Yushkin Institute of Geology,
Federal Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktyvkar*

Аннотация

В работе представлены результаты силикатного анализа гранитов Яротского массива (Приполярный Урал). В ходе исследования детально рассмотрен химический состав породы; содержания основных петрогенных компонентов (SiO_2 , K_2O , Na_2O) позволили определить ее как лейкогранит калиево-натриевого типа, обладающий признаками высококалиевого образования. Маркер в виде отношений оксидов главных щелочных металлов показал, что начальным субстратом для формирования пород Яротского массива был магматический протолит. Данные ICP-MS метода позволили получить информацию не только об особенностях материнских расплавов, но и о геодинамических условиях образования Яротского массива. Индикаторные отношения (La/Lu , Eu/Eu^* , Th/U , Nb/Ta , Y/Nb) и нормализация по хондриту и плагиограниту COX показали, что рассматриваемые породы сформировались из TR обогащенных расплавов, относящихся к глубинному источнику корового типа. Классификационные диаграммы Дж. А. Пирса и Д. Папу подтвердили выводы Л. В. Махлаева, согласно которым яротские породы являются внутриплитовыми гранитами.

Ключевые слова:

гранит, Яротский массив, Приполярный Урал, С.С.Сан, плагиогранит COX, Дж.А.Пирс, Д. Папу

Abstract

The paper presents the results of silicate analysis of the Yarot granites massif (Subpolar Urals). During the study, the chemical composition of the rock was considered in detail; the contents of the main petrogenic components (SiO_2 , K_2O , Na_2O) made it possible to determine it as a potassium-sodium type leucogranite with signs of high-potassium formation. The marker in the form of ratios of oxides of the major alkaline metals showed that the initial substrate for the formation of rocks of the Yarot massif was magmatic protolith. The ICP-MS method data allowed to obtain information not only about the features of the parent melts, but also about the geodynamic conditions of the formation of the Yarot massif. Indicator relationships (La/Lu , Eu/Eu^* , Th/U , Nb/Ta , Y/Nb) and normalization by chondrite and plagiogranite MOR showed that the rocks in question were formed from TR enriched melts belonging to a deep crustal-type source. Classification diagram of J. A. Pierce and D. Papu confirmed L. V. Makhlaev's findings, according to which Yarot rocks are intraplate granites.

Keywords:

granite, Yarot massif, Subpolar Urals, S. S. Sun, plagiogranite MOR, J. A. Pierce, D. Papu

Введение

Западный склон Приполярного Урала находится в древней западной периферической части Уральской структуры, в области Центрально-Уральского антиклинория. Главной тектонической струк-

турой Приполярного Урала является Ляпинский антиклинорий, состоящий из нескольких более или менее параллельно простирающихся антиклиналей и синклиналей, который с запада ограничивается предгорным прогибом. Особенностью геологического строения Приполярного Урала является наличие перегиба в центральной части, что выражается в резком изменении простирания с почти меридионального на северо-восточное. В областях наибольшего воздымания структур обнажаются крупные интрузии, представленные главным образом гранитами, которые играют существенную роль в строении западного склона Приполярного Урала. Первая схема расчленения гранитоидов на разновозрастные комплексы была предложена М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным [1], согласно которой исследователи выделяли два интрузивных комплекса – протерозойский и каледоно-герцинский. На сегодняшний день гранитные массивы Приполярного Урала на основе различий в возрасте гранитов, форме залегания, взаимоотношения гранитов с вмещающими породами принято относить к трем комплексам: раннепротерозойский николайшорский, предположительно среднерифейский кожимский и вендский (или вендско- раннекембрийский) сальнеро- маньхамбовский [2–4]. Яротский массив, представляющий собой секущие интрузии, прорывающие верхнерифейские отложения мороинской свиты, отнесен к сальнеро-маньхамбовскому комплексу.

Несмотря на то, что за прошедшие более чем полвека со времен появления первой схемы расчленения гранитоидов [1] гранитам Приполярного Урала были посвящены многочисленные исследования, в ходе которых получена обширнейшая информация по многим направлениям, в том числе и по конкретным проявлениям магматизма в регионе, вопрос об условиях формирования гранитов Приполярного Урала остается открытым.

Цель работы состояла в выявлении петрохимических особенностей гранитов и уточнении геодинамических условий формирования Яротского массива.

В структурном отношении участок, на котором расположен рассматриваемый массив, представляет собой западное крыло восточного антиклинального поднятия, круто падающего на восток. Яротский массив (рис. 1) определяется как узкое пластинообразное крутопадающее гранитное тело, которое протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 6 км при ширине до 500 м. Массив пересекает долину р. Малая Ярота и приурочен к тому же протяженному дизъюнктиву, в зоне которого расположен Бадьяюский массив. Для яротских гранитов характерно практически повсеместное проявление наложенного динамоморфизма. Наиболее сохранившиеся граниты слагают не более 10 – 15 % от объема массива [5, 1, 6].

Методы исследования

Для определения петрографических и петрохимических особенностей Яротского гранитного мас-

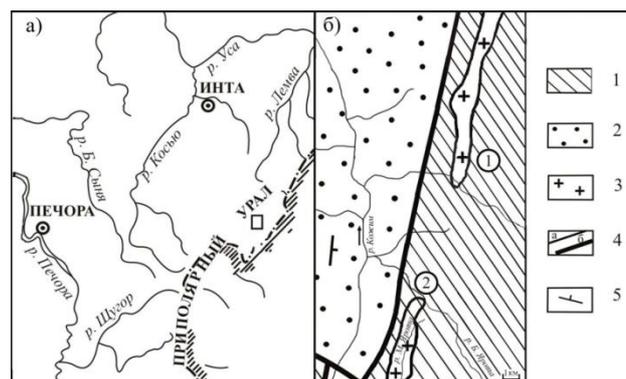


Рис. 1. а) Обзорная карта района Приполярного Урала (квадратом отмечена область исследования); б) Схема размещения гранитных массивов на правом берегу р. Кожим (по Л. В. Махлаеву [5]).

1 – слюдяно-кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 2 – терригенно-карбонатные отложения; 3 – граниты; 4 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 5 – элементы залегания плоскостных структур.

Массивы: 1 – Бадьяюский; 2 – Яротский.

Fig. 1. a) Overview map of the Subpolar Urals (square marks the study area); b) Layout of granite massifs on the right bank of the Kozhim river (according to L. V. Makhlaev [5]): 1 – mica-quartz shales, porphyries, porphyrites, interlayers of marbles and quartzites; 2 – terrigenous-carbonate deposits; 3 – granites; 4 – geological boundaries: a – stratigraphic and magmatic, б – tectonic; 5 – elements of occurrence of planar structures.

Massifs: 1 – Badyayu; 2 – Yarot.

сива были отобраны штучные пробы в количестве 10 единиц. Каждая проба представляет собой образцы неизменной породы общим весом в среднем 10 – 15 кг. Изучение породообразующих минералов проводилось в шлифах под поляризационным микроскопом. Химические составы петрогенных элементов гранитов определены с помощью силикатного анализа в ЦКП «Геонаука» в ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, аналитик О.В.Кокшарова). Химические составы редких и редкоземельных компонентов получены с помощью ICP-MS метода в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Ю.Л.Ронкин).

Петрографические особенности гранитов Яротского массива

Наиболее сохранившиеся породы Яротского массива – это розоватые лейкократовые граниты, преимущественно бластокатакластической структуры. Породы характеризуются массивной крупнопластовой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью. Минеральный состав гранитов представлен следующими минералами: щелочной полевой шпат (до 50 %), плагиоклаз (до 20 %), кварц (до 35 %), биотит (до 2 %), мусковит (до 3 %). Интенсивно катаклазированные граниты в свою очередь характеризуются повышенным содержанием мусковита (до 8 %) и альбита (до 20%) и изменением структуры на катабластическую.

Преобладающим минералом является калиевый полевой шпат, образующий крупные (5–7 мм) субидiomорфные призматические зерна. Полевой шпат (около 30 % от общего объема минерала) интенсивно пертитизирован. Остальная часть породообразующего минерала является микроклином, который иногда замещается альбитом. Плагиоклаз представлен двумя генерациями: плагиоклаз первой генерации (преимущественно в виде идиоморфных призматических зерен) определяется как серицитизированный олигоклаз-альбит или кислый олигоклаз, вторая генерация плагиоклаза формируется при катаклазе в процессе замещения плагиоклаза I вида вторичным мусковитом и вторичным альбитом. Кварц образует округлые зерна, размер которых составляет 1–3 мм, а также различные жилки, линзы в областях наложенного окварцевания. При воздействии процессов катаклаза минерал претерпевает процесс гранулирования и отмечается в виде мелких зерен в составе породы. Биотит встречается в виде отдельных чешуек коричнево-зеленого цвета и локализуется вокруг зерен полевого шпата. На отдельных участках биотит замещается мусковитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, гранатом, цирконом, титанитом и др. Среди рудных минералов преобладают пирит, молибденит, магнетит, ильменит [7, 8, 5].

Петрохимические особенности гранитов Яротского массива

Для выявления петрохимических особенностей пород были изучены содержания петрогенных (табл. 1), редких и редкоземельных (табл. 2) элементов.

Содержание SiO_2 изменяется от 74,59 до 75,89 мас. % и в среднем составляет 75,20 мас. %, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – от 7,67 до 8,20 мас. % и в среднем – 7,99 мас. %, что соответствует лейкогранитам. По классификации С. Р. Тейлора [9] рассматриваемые граниты относятся к калиево-натриевому типу. Б. Чаппел и А. Уайт [10] ранее определили, что преобладание осадочной породы в гранитообразующем субстрате ведет к пониженному уровню $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (до 0,5). В нашем случае отношения оксидов главных щелочных металлов изменяются от 1,2 до 1,65 и в среднем составляют 1,46. Это позволяет говорить, что родоначальным субстратом для пород Яротского массива, вероятно, являлся магматический протолит [11]. По содержанию K_2O , которое в среднем составляет 4,59 мас. % (4,52–5,11 мас. %), изученные породы являются высококалиевыми. По величине коэффициента глиноземистости ($a_1' = 5,13$ (3,31–6,45)) граниты Яротского массива представляют собой высокоглиноземистые породы. Аггапто-

Химический состав гранитов Яротского массива, мас. %

Chemical composition of the Yarot massif granites, wt. %

Таблица 1

Table 1

Компонент	Номер пробы										Среднее	
	Я-1	Я-2	Я-3	Я-4	Я-5	Я-6	Я-7	Я-8	Я-9	Я-10		
SiO_2	75,52		75,02	74,59	74,89	74,86	75,69	75,89	75,27	75,48	74,77	75,52
TiO_2	0,14		0,37	0,16	0,22	0,29	0,18	0,19	0,21	0,16	0,31	0,14
Al_2O_3	12,35		11,59	13,27	12,08	11,78	12,57	12,35	12,25	12,39	12,89	12,35
FeO	1,62		1,63	1,69	1,55	1,49	1,01	1,29	1,04	1,81	1,01	1,62
Fe_2O_3	0,82		0,66	0,40	0,77	1,22	0,72	0,71	0,67	1,54	0,83	0,82
MnO	0,04		0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04
MgO	0,21		0,24	0,15	0,21	0,33	0,25	0,23	0,19	0,39	0,18	0,21
CaO	0,88		0,89	0,61	0,57	0,59	0,56	0,49	0,55	0,54	0,31	0,88
Na_2O	3,30		3,02	3,33	3,09	3,17	3,27	3,56	3,61	3,09	3,09	3,30
K_2O	4,59		4,65	4,52	4,93	4,91	4,62	4,56	4,52	5,11	4,99	4,59
P_2O_5	0,07		0,06	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,07
ппп	0,16		0,32	0,09	0,06	0,05	0,06	0,07	0,36	0,42	0,31	0,16
Σ	99,7		98,5	98,84	98,39	98,71	98,94	99,37	98,71	100,97	98,73	-
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1,39		1,54	1,36	1,60	1,55	1,41	1,28	1,25	1,65	1,61	1,46
$\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$	7,89		7,67	7,85	8,02	8,08	7,89	8,12	8,13	8,20	8,08	-
$(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$	0,64		0,66	0,59	0,66	0,69	0,63	0,66	0,66	0,66	0,63	0,65
$\text{Al}_2\text{O}_3(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$	4,66		4,58	5,92	4,77	3,88	6,35	5,54	6,45	3,31	6,38	5,13

Таблица 2

Содержания редких и редкоземельных элементов в гранитах Яротского массива, г/т

Table 2

Content of rare and rare earth elements in the Yarot massif granites, g / t

Элемент	Номер пробы					Среднее	Гранит по СОХ	Гранит по Sun	Нормализованные средние данные	
	Я-2	Я-3	Я-5	Я-6	Я-8				по СОХ	по Sun
Sr	28,9	35,1	29,8	36,6	37,1	33,5	-	7,26	-	4,61
Rb	110,60	76,04	89,23	87,26	95,26	91,68	-	22,18	-	11,61
Ba	293,04	494,94	455,26	382,15	502,69	425,62	-	8,68	-	22,92
Th	17,02	11,80	9,88	10,26	13,78	12,55	-	6,36	-	8,51
Ta	2,92	2,81	2,15	2,26	1,95	2,42	-	2,68	-	15,69
Nb	22,46	18,18	35,26	24,23	38,25	27,68	-	2,49	-	3,45
Hf	5,28	3,92	1,23	1,59	2,56	2,92	-	0,23	-	1,60
Zr	94,6	80,43	120,36	135,26	112,89	108,71	-	0,39	-	0,32
Y	27,74	35,55	45,69	31,56	48,59	37,83	-	0,55	-	37,83
U	4,95	3,38	2,28	3,01	3,87	3,50	-	-	-	-
La	34,29	22,49	28,15	20,35	32,98	27,65	0,24	-	115,22	-
Ce	70,78	48,5	52,2	43,44	65,69	56,12	0,61	0,92	92,00	2,77
Pr	8,49	5,53	7,21	5,09	7,16	6,70	0,09	-	74,40	-
Nd	31,59	20,6	19,2	17,22	23,59	22,44	0,46	-	48,78	-
Sm	6,74	3,84	4,56	5,59	6,33	5,41	0,15	0,59	30,11	0,32
Eu	0,47	0,45	0,42	0,45	0,51	0,46	0,06	-	7,67	-
Gd	6,34	3,31	3,55	3,59	4,76	4,31	0,21	-	20,52	-
Tb	1,08	0,52	0,68	0,58	0,95	0,76	0,04	-	19,05	-
Dy	6,84	3,29	3,89	3,82	5,17	4,60	0,25	-	18,41	-
Ho	1,37	0,69	0,89	0,81	1,11	0,97	0,06	-	16,23	-
Er	4,13	2,2	2,87	2,52	3,23	2,99	0,17	-	17,59	-
Tm	0,63	0,35	0,48	0,42	0,55	0,49	0,03	-	16,20	-
Yb	4,25	3,39	3,77	3,59	3,18	3,64	0,17	0,05	21,39	0,54
Lu	0,62	0,36	0,44	0,37	0,52	0,46	0,03	-	15,40	-
La/Lu	55,31	62,47	63,98	55,00	63,42	60,11	8,00	-	-	-
Eu/Eu*	0,07	0,13	0,11	0,13	0,11	0,11	-	-	-	-
La/Yb	15,24	9,41	10,16	7,86	10,37	10,61	2,78	-	-	-
Th/U	3,44	3,49	4,33	3,41	3,56	3,65	-	-	-	-
Nb/Ta	11,70	5,62	13,27	11,29	13,52	11,08	-	-	-	-
Y/Nb	1,21	1,96	1,30	1,30	1,27	1,37	-	-	-	-

вый индекс ($K_a = 0,65$ (0,63-0,69)) указывает на преобладание Al_2O_3 над щелочами [12–14]. Для изученных гранитов характерно повышенное содержание бария и относительно невысокое количество стронция, все это является признаками гранитов А-типа по Б. Чаппелу, что подтверждает ранние выводы Л. В. Махлаева [5]. Кроме того, высококалийный состав породы и повышенное содержание литофильных элементов, таких как Rb, Ba, свидетельствуют об образовании расплавов, сформировавших яротские граниты, в континентальной коре [15].

По данным табл. 2 для пород Яротского массива характерно преобладание легких редкоземельных элементов над тяжелыми, что подтверждается отношением La/Lu, которое находится в диапазоне (55,00; 63,98) и в среднем составляет 60,11. Кроме того, отмечается наличие европиевого минимума. Дефицит Eu сравнительно небольшой, но достаточно четко выраженный (в среднем $Eu/Eu^* = 0,11$). Согласно Ю. А. Балашову [16] дефицит этого элемента является характерной особенностью фракционной кристаллизации, в которой участвуют полевые шпаты. Отношение Th/U, в среднем составляющее 3,65, указывает на проявление процессов метасоматоза [17]. Отношение La/Yb (в среднем 10,61) показывает, что изученные граниты относятся к среднедифференцированному типу пород [18]. Индикаторное отношение Y/Nb из-

меняется от 1,21 до 1,96, что позволяет сделать вывод, что яротские граниты являются коровыми ($Y/Nb > 1,2$). Высокие значения отношений Nb/Ta (в среднем 11,08) в свою очередь указывают на то, что источник материнских расплавов находится на значительной глубине [19].

Для определения насыщенности изученных пород редкими и редкоземельными элементами была проведена нормализация рассмотренных выше содержаний элементов относительно хондрита по С.С. Сан [20] и плагиограниту СОХ [21]. Породы Яротского массива обогащены крупноионными элементами (Rb, Ba) и имеют повышенное содержание высокозарядных элементов (Th, Ta, Y) по отношению к составу хондрита. Исследованные граниты в свою очередь обогащены редкоземельными элементами в 7–115 раз относительно плагиогранита СОХ, причем наиболее сильно увеличены содержания La, Ce и Pr. Спектры распределения элементов характеризуются отчетливо проявленными минимумами Ba, Sr, Ta, Eu, повышенными содержаниями TR (рис. 2), что является геохимическими особенностями внутриплитовых гранитоидов [22]. В кислых расплавах на тренды распределения элементов могут влиять и акцессорные фазы. В нашем случае гафниева аномалия, отмечаемая на спайдерграмме Яротского гранитного массива, говорит о присутствии в источнике расплава тортвейтита [23].

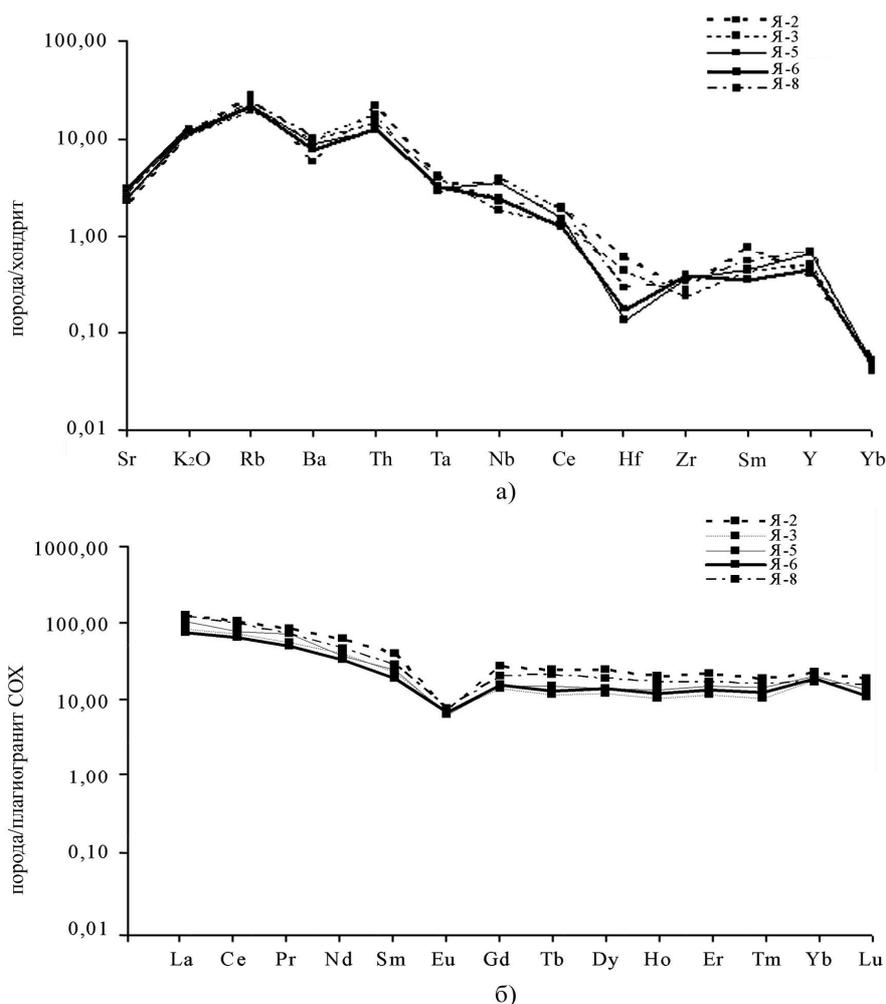


Рис. 2. Содержания редкоземельных элементов в гранитах, нормализованных относительно: а) хондрита; б) плаггиогранита COX.

Fig. 2. The content of rare earth elements in granites normalized relative to: a) chondrite, b) plagiogranite COX.

**Геодинамическая обстановка
образования пород
Яротского гранитного массива**

Для выявления геодинамической обстановки формирования пород Яротского массива был про-

веден анализ распределения фигуративных точек составов изученных гранитов на диаграммах Дж. А. Пирса (рис. 3) [24] и Д. Папу (рис. 4) [25]. На графиках Nb-Y, Ta-Yb точки составов яротских гранитов попадают преимущественно в поле внутриплитовых гранитов. Диаграмма $Al_2O_3-SiO_2$ относит рассматри-

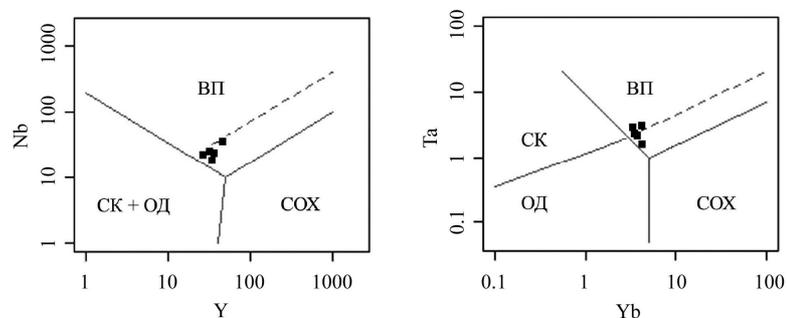


Рис. 3. Диаграммы Дж. А. Пирса для гранитов Яротского массива. Поля на диаграмме: СК – синколлизонные граниты; ВП – внутриплитовые граниты; ОД – островодужные граниты; COX – граниты срединно-океанических хребтов.

Fig. 3. J.A.Pierce diagrams for the Yarot massif granites. Fields on the diagram: СК – syncollisional granites; ВП – intraplate granites; ОД – island-arc granites; COX – granites of mid-ocean ridges.

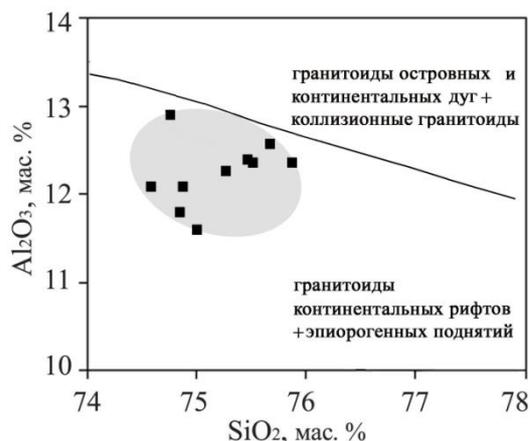


Рис. 4. Диаграмма Д. Папу для гранитов Яротского массива.
Fig. 4. D.Papu diagram for the Yarot massif granites.

мическую характеристику яротских гранитов и сведения о геодинамической обстановке формирования рассматриваемых пород.

На основе анализа содержаний петрогенных элементов гранитов автором установлено, что рассматриваемые породы представляют собой высококальциевые высокоглиноземистые лейкограниты, первичным субстратом которых, вероятно, являлся магматический протолит. Согласно изучению редких и редкоземельных элементов гранитов Яротского массива, можно утверждать, что исследованные граниты образовались из обогащенных редкими и редкоземельными элементами (особенно повышены содержания La, Ce и Pr) расплавов глубинного корового источника. Причем породы впоследствии претерпели метасоматические изменения. Анализ диагностических диаграмм Дж. А. Пирса и Д. Папу позволяет рассматривать эти породы как внутриплитовые граниты, что подтверждает данные, полученные Л. В. Махлаевым, относивший граниты А-типа

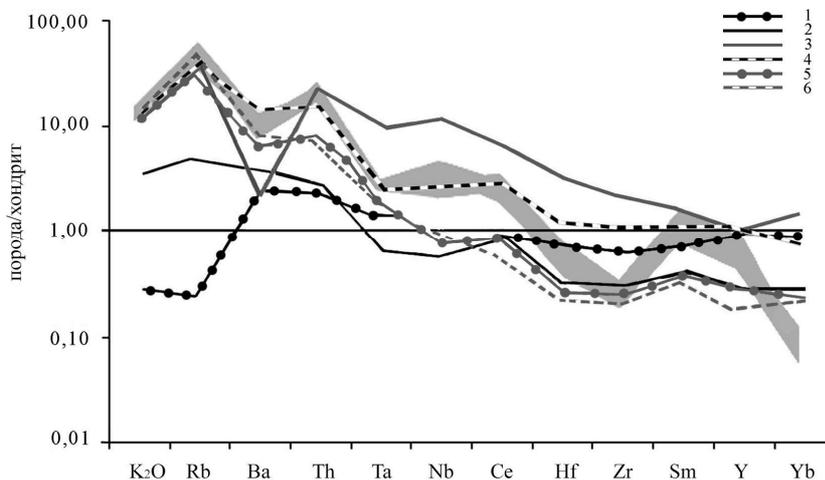


Рис. 5. Сравнение нормализованных содержаний TR по COX для яротских гранитов (рис 2 а) с усредненными составами гранитов нормализованные по COX, сформированных в различных геодинамических обстановках по Дж. А. Пирсу: 1 – граниты океанических хребтов; 2 – граниты вулканических дуг; 3 – внутриплитовые граниты; 4 – внутриплитовые граниты (ослабленная континентальная литосфера); 5 – синколлизонные граниты; 6 – постколлизонные граниты. Серым цветом показано поле составов гранитов Яротского массива.

Fig. 5. Comparison of the TR normalized contents by COX for the Yarot granites (Fig.2, a) with the averaged compositions of granites normalized by COX, formed in different geodynamic settings according to J.A.Pierce: 1 – granites of oceanic ridges; 2 – granites of volcanic arcs; 3 – intraplate granites; 6 – postcollisional granites. The granite composition field is shown in gray.

ваемые образования к гранитоидам континентальных рифтов и эпиорогенных поднятий.

Сравнивая рис. 2, а с диаграммой Дж. А. Пирса для гранитов, сформированных при различных геодинамических обстановках (рис. 5), видим, что граниты Яротского массива по распределению редких и редкоземельных элементов схожи (наличие четко выраженного Ta минимума и Nb максимума) с внутриплитовыми гранитами.

Заключение

Проведенные исследования Яротского массива позволили получить дополнительную петрохи-

Приполярного Урала, в число которых входит и Яротский массив, к типично внутриплитовым [5].

Исследования проведены в рамках темы НИР ГР №АААА-А17-117121270035-0, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №18-5-5-19.

Литература

1. Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
2. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-ран-

- непалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. №11. С. 25 – 38.
3. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия Коми научного центра УрО РАН. Сыктывкар, 2011. Вып. 4 (8). С. 14 – 19.
 4. *Пыстина Ю.И., Денисова Ю.В., Пыстин А.М.* Типоморфные признаки цирконов как критерий для расчленения и корреляции гранитоидов (на примере северной части Приполярного Урала) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 12. С. 3 – 15. doi: 10.19110/2221-1381-2017-12-3-15.
 5. *Махлаев Л.В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
 6. *Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П.* Основные черты магматизма и метаморфизма в центральной части Приполярного и Полярного Урала // Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1969. С. 7 – 25.
 7. *Денисова Ю.В.* Условия формирования гранитов Яротского массива (Приполярный Урал) // Материалы XLVII тектонического совещания «Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты». М., 2015. С. 29 – 31.
 8. *Денисова Ю.В., Уляшева Н.С.* Петрохимические особенности гранитов Яротского массива // Материалы XXVI научной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии». Петрозаводск, 2015. С. 49 – 53.
 9. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 10. *Chappel B.W., Whitte A-J. R.* Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. Vol. 8. P. 173 – 174.
 11. *Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В., Герцева М.В.* Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протуралит – тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
 12. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 512 с.
 13. *Collins W.J., Beams S.D., White A-J. R., Chappell B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contr. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 80. P. 189 – 200.
 14. *Creaser R.A., Price R.C., Wornmald R.J.* A-type granites revisited: assessment of a residual-source model // Geology. 1991. Vol. 19. P. 163 – 166.
 15. *Удортатина О.В., Соболева А.А., Дорохов Н.С. и др.* Петрология пород Ильязского массива (Северный Урал) // Труды Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2003. Вып. 113. С. 54 – 74.
 16. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
 17. *Гусев А.И.* Постколлизионные и орогенные гранитоиды Алтая. М.: Академия Естественных наук, 2013. 142 с.
 18. *Clemens J.D., Holloway J.R., White A-J. R.* Origin of an A-type granite: experimental constraints // Am. Mineralogist. 1986. Vol. 71. P. 317 – 324.
 19. *Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of the occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990 Vol. 26. P. 115 – 134.
 20. *Sun S.S.* Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol.46. P. 179 – 192.
 21. *Cullers R.L., Medaris L.G., Haskin L.A.* Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements among silicate minerals and liquids and water // Geochim Cosmochim Acta. 1973. Vol. 37. P. 1499 – 1512.
 22. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Толмачева Е.В. и др.* Раннедокембрийские гранито-гнейсовые комплексы центральной части Алданского щита // Петрология. 2011. Т. 19. №4. С. 399 – 416.
 23. *Скляров Е.В., Гладкошуб Д.П., Донская Т.В. и др.* Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
 24. *Pearce J.A., Harris V.B. W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956 – 983.
 25. *Papu D., Piccoli M., Piccoli P.* Tectonic discrimination of granitoids // Bull. 396. Geol. Soc. Amer. 1989. Vol.101. P.635 – 643.

References

1. *Fishman M.V., Goldin B.A.* Granitoidy central'noj chasti Pripolyarnogo Urala [Granitoids of the Central part of the Subpolar Urals]. Moscow-Leningrad: USSR Ac. Sci., 1963. 105 p.
2. *Pystin A.M., Pystina Yu.I.* Metamorfizm i granitooobrazovanie v proterozojsko-rannepaleozojskoj istorii formirovaniya Pripolyarnoural'skogo segmenta zemnoj kory [Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-early Paleozoic history of the formation of the Circumpolar-Ural segment of the Earth's crust] // Lithosphere. 2008. № 11. P. 25 – 38.
3. *Pystin A.M., Pystina Yu.I.* Novye dannye o vozraste granitoidov Pripolyarnogo Urala v svyazi s problemoj vydelenii kozhimskoj srednerifejskoj granit-riolitovoj formacii [New data on the age of granitoids of the Subpolar Urals in connection with the problem of isolation of the Kozhim mid-Riphean granite-rhyolite formation] // Proc. of the Komi Sci.

- Centre, Ural Branch, RAS. Syktывkar. 2011. Issue. 4 (8). P. 14 – 19.
4. *Pystina Yu.I., Denisova Yu.V., Pystin A.M.*, Tipomorfnye priznaki cirkonov kak kriterij dlya raschleneniya i korrelyacii granitoidov (na primere severnoj chasti Pripolyarnogo Urala) // Bull. of the Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2017. № 12..P. 3–15. doi: 10.19110/2221-1381-2017-12-3-15.
 5. *Mahlaev L.V.* Granitoidy severa Central'no-Ural'skogo podnyatiya (Polyarnyj i Pripolyarnyj Urals) [Granitoids of the North of the Central Urals uplift (Polar and Subpolar Urals)]. Ekaterinburg: Ural Branch, RAS, 1996. 189 p.
 6. *Fishman M.V., Yushkin N.P., Goldin B.A., Kalinin E.P.* Osnovnye cherty magmatizma i metamorfizma v central'noj chasti Pripolyarnogo i Polyarnogo Urala // Geohimiya, mineralogiya i petrografiya severa Urala i Timana [The main features of magmatism and metamorphism in the Central part of the Subpolar and Polar Urals // Geochemistry, mineralogy and petrography of the Northern Urals and Timan]. Syktывkar, 1969. P.7 – 25.
 7. *Denisova Yu.V.* Usloviya formirovaniya granitov YArotskogo massiva (Pripolyarnyj Ural) // Materialy XLVII Tektonicheskogo soveshchaniya «Tektonika i geodinamika kontinental'noj i okeanicheskoy litosfery: obshchie i regional'nye aspekty» [Conditions for the formation of granites of the Yarot massif (Subpolar Urals) // Materials of XLVII Tectonic conference "Tectonics and geodynamics of the continental and oceanic lithosphere: General and regional aspects"]. Moscow, 2015. P. 29 – 31.
 8. *Denisova Yu.V., Ulyasheva N.S.* Petrohimicheskie osobennosti granitov YArotskogo massiva // Materialy XXVI nauchnoj shkola-konferencii, posvyashchennoj pamyati chlenakorrespondenta AN SSSR K.O. Kratca i akademika RAN F. P. Mitrofanova «Aktual'nye problemy geologii dokembriya, geofiziki i geoekologii» [Petrochemical features of the Yarot massif granites // Materials of the XXVI scientific school-conference dedicated to the memory of K.O.Krats, corresponding member of the USSR Academy of Sciences, and F.P.Mitrofanov, RAS academician"Actual problems of the Precambrian Geology, Geophysics and Geocology"]. Petrozavodsk, 2015. P. 49 – 53.
 9. *Tejlor S.R., Mak-Lennan S.M.* Kontinental'naya kora: eyo sostav i evolyuciya [Continental crust: its composition and evolution]. Moscow: MIR, 1988. 384 p.
 10. *Chappel B W., Whitte A. J.R.* Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. Vol. 8. P. 173 – 174.
 11. *Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V.* Doordovikskie granitoidy Timano-Ural'skogo regiona i ehvolyuciya protiuralid – timanid [Pre-Ordovician granitoids of the Timan-Urals region and evolution of Protiuralides-Timanides]. Syktывkar: Geoprint, 2005. 100 p.
 12. *Efremova S.V., Stafeev K.G.* Petrohimicheskie metody issledovaniya gornyh porod [Petrochemical methods of rock research]. Moscow: Nedra, 1985. 512 p.
 13. *Collins W.J., Beams S.D., White A-J.R., Chappell B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contr. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 80. P. 189 – 200.
 14. *Creaser R.A., Price R.C., Wonrmald R.J.* A-type granites revisited: assessment of a residual-source model // Geology. 1991. Vol. 19. P. 163 – 166.
 15. *Udoratina O.V., Soboleva A.A., Dorokhov N.S. et al.* Petrologiya porod Il'yaizskogo massiva (Severnyj Ural) // Proc. of the Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. Syktывkar, 2003. Issue 113. P. 54 – 74.
 16. *Balashov Yu.A.* Geohimiya redkozemel'nyh elementov [Geochemistry of rare earth elements]. Moscow: Nauka, 1976. 267 p.
 17. *Gusev A.I.* Postkollizionnye i orogennye granitoidy Altaya [Post-collisional and orogenic granitoids of Altai]. Moscow: Akademiya Estestvoznaniya [Academy of Natural Sciences], 2013. 142 p.
 18. *Clemens J.D., Holloway J.R., White A. J.R.* Origin of an A-type granite: experimental constraints // Am. Mineralogist. 1986. Vol. 71. P. 317 – 324.
 19. *Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of the iroccurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990 Vol. 26. P. 115 – 134.
 20. *Sun S.S.* Chemical composition and origin of the earth' s primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 179 – 192.
 21. *Cullers R.L., Medaris L.G., Haskin L.A.* Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements among silicate minerals and liquids and water // Geochim Cosmochim Acta. 1973. Vol. 37. P. 1499 – 1512.
 22. *Velikoslavinsky S.D., Kotov A.B., Tolmacheva E.V. et al.* Rannedokembrijskie granitognejsovye komplekсы central'noj chasti Aldanskogo shchita [Early Cambrian granite-gneiss complexes of the Central part of the Aldan shield] // Petrology. 2011. Vol. 19. № 4. P. 399 – 416.
 23. *Sklyarov E.V. , Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al.* Interpretaciya geohimicheskikh dannyh [Interpretation of geochemical data]. Moscow: Intermet Inzhiniring, 2001. 288 p.
 24. *Papu D., Piccoli M., Piccoli P.* Tectonic discrimination of granitoids // Bull. 396. Geol. Soc. Amer. 1989. Vol.101. P.635 – 643.
 25. *Pearce J.A., Harris V.B. W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956 – 983.

Статья поступила в редакцию 25.12.2019.

УДК: 551.71/.72:552.322.1(234.82)
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-88-95

Т.А. ВОВЧИНА, А.А. СОБОЛЕВА

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ПОЗДНЕРИФЕЙСКИХ ПЛАГИОГРАНИТ-ПОРФИРОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ

*Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

ta_kaneva@mail.ru, aa_soboleva@mail.ru

T.A. VOVCHINA, A.A. SOBOLEVA

RESULTS OF U-Pb (SIMS) DATING OF ZIRCON FROM LATE RIPHEAN PLAGIOGRANITE-PORPHYRIES OF NORTHWESTERN PAY-KHOY

*N.P.Yushkin Institute of Geology,
Federal Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktывkar*

Аннотация

Приводятся первые результаты U-Pb датирования цирконов из плагиогранит-порфиров, входящих в состав сокольнинских субвулканических образований северо-западного Пай-Хоя (Амдерминский район). Установлено, что их возраст определяется как позднерифейский на основании расположения тела в поле развития нижней под-свиты сокольнинской свиты и U-Pb возраста цирконов – 633 ± 14 млн лет. Полученный возраст полностью согласуется с результатами датирования детритовых цирконов из вулканомиктовых песчаников нижней части сокольнинской свиты.

Ключевые слова:

плагиогранит-порфир, Пай-Хой, цирконы, U-Pb метод, поздний рифей

Abstract

The first results of U-Pb (SIMS) dating of zircons from plagiogranite-porphyrines, which compose a subvolcanic body and are similar in chemical composition to effusive volcanic rocks of the Sokolinsk Formation of the northwestern Pay-Khoy (Amderma region) are reported. It was established that their age is determined as Late Riphean based on the location of the body in the area of outcrops to the surface of the lower part of the Sokolninsk Formation and U-Pb age of zircons is 633 ± 14 Ma. The obtained U-Pb age is completely consistent with the dating of detrital zircons from volcanomictic sandstones of the lower part of the Sokolninsk Formation. The assumed comagmatic nature of the subvolcanic and effusive volcanic rocks of the Sokolninsk Formation makes it possible to reasonably state that the age of this suite (at least its lower part) is the Late Riphean.

Keywords:

plagiogranite-porphyry, Pay-Khoy, zircons, U-Pb method, Late Riphean

Введение

Позднедокембрийские комплексы на северо-западном Пай-Хое развиты в пределах Амдерминского блока, представляющего собой выступ докембрийского фундамента. В составе блока, впервые охарактеризованного в 1938 г. Е.А. Кузнецовым, при дальнейшем изучении были выделены свиты. В современной интерпретации их три – амдерминская, морозовская и сокольнинская. Возраст свит и соотношения между ними остаются предметом дискуссии на протяжении более полувека, начиная с работ А.М. Ивановой по составлению Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 в 1957 г. ввиду отсутствия стратиграфических взаимоотношений. Полученные в начале 1980-х гг. определения онколитов и строматолитов из карбонатных пород амдерминской и морозовской свит и микрофоссилий из отложений сокольнинской свиты [1] не позволили решить эту проблему, так

как они давали только диапазон возрастов от позднего рифея до венда.

Изотопное датирование пород Амдерминского блока не проводилось. В 2013–2016 гг. были получены новые данные по строению и геохронологии этого района в рамках геологического доизучения территории Пай-Хоя (ГДП-200, ЗАО «Поляргео», г. Санкт-Петербург совместно с сотрудниками лаборатории петрографии Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). В частности, применение метода

хемостратиграфического датирования с использованием величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (SIS-корреляция) для карбонатных отложений амдерминской свиты позволило заключить, что отложения свиты накапливались в позднем рифее-венде в интервале 650–580 млн лет [2]. На основании результатов U-Pb датирования детритовых цирконов из низов сокольнинской свиты сделан вывод о том, что накопление вулканогенно-терригенных отложений свиты началось не ранее конца позднего рифея [3].

Перспективы определения изотопного возраста морозовской и сокольнинской свит связаны с возможностью датирования магматических пород, входящих в состав этих свит или слагающих коматитические им субвулканические тела. Нами предпринята попытка определения возраста нижней части сокольнинской свиты, используя метод U-Pb датирования цирконов из плагиогранит-порфиров, относящихся к сокольнинским субвулканическим образованиям.

Геологическое строение района

В геологическом строении северо-западной части Пай-Хоя значительную роль играют островодужные образования позднерифейско-вендского возраста, которые находятся в ядре антиклинальной структуры Амдерминского блока. Амдерминский блок представляет собой горст-антиклинорий (рис. 1), северо-восточное крыло которого сложено карбонатными отложениями амдерминской свиты, а юго-западное – вулканогенно-осадочными и терригенными породами морозовской и сокольнинской свит. Внутреннее строение докембрийского комплекса, выходящего на поверхность в пределах этого блока, осложнено крупным субмеридиональным надвигом, проходящим в его восточной части. По надвигу отложения, распространенные в осевой и юго-западной частях Ам-

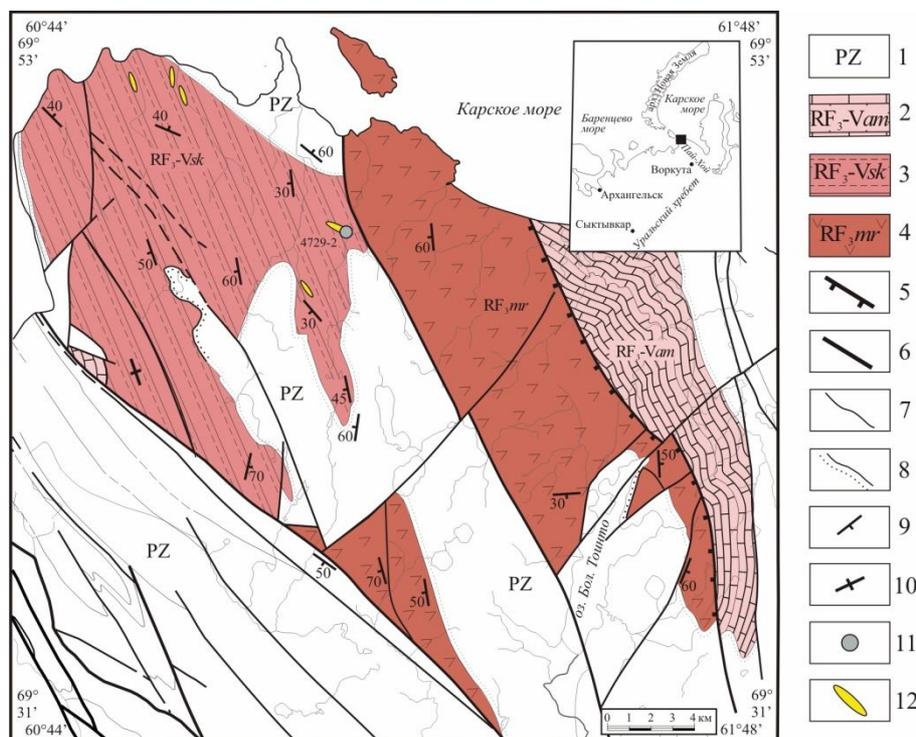


Рис. 1. Схема геологического строения Амдерминского блока, северо-западный Пай-Хой. Составлена по материалам ГДП-200 ЗАО «Поляргео», 2015 г., с изменениями.

Условные обозначения: 1 – палеозойские отложения; 2 – амдерминская свита (RF₃-Vam): кристаллические, микрофитолитовые известняки, редкие линзы кремней, тонкокристаллические углеродистые известняки; 3 – сокольнинская свита (RF₃-Vsk): песчаники, алевролиты, гравелиты, кремнистые сланцы, туфопесчаники, базальты, андезиты, риодациты, риолиты и их туфы, субвулканические образования; 4 – морозовская свита (RF₃mr): сланцы глинистые, кремнистые и углеродистые, известняки, доломиты, сланцы по кислым туфам, базальты, андезибазальты, андезиты, риодациты, их туфы, туфопесчаники, субвулканические образования; 5 – надвиги; 6 – разрывные нарушения; 7–8 – границы стратиграфических подразделений: 7 – согласные, 8 – несогласные; 9–10 – структурные элементы: 9 – наклонное залегание, 10 – вертикальное залегание; 11 – точка отбора пробы 4729-2; 12 – субвулканические тела сокольнинской свиты.

Fig. 1. Schematic geological structure of Amderma block, northwestern Pay-Khoy, compiled on the basis of materials of additional geological study, scale 1:200 000, Polyargeo Company, 2015, modified.

Legend: 1 – Paleozoic sediments; 2 – Amderma Formation (RF₃-Vam): crystalline, microphytolithic limestones, rare chert lenses, fine-grained crystalline carbonaceous limestones; 3 – Sokolninsk Formation (RF₃-Vsk): sandstones, siltstones, gravelites, chert shales, tuffaceous sandstones, basalts, andesites, rhyodacites, rhyolites and their tufts, subvolcanic rocks; 4 – Morozovsk Formation (RF₃mr): shales, cherts and carbonaceous shales, limestones, dolomites, schistose felsic tufts, basalts, andesites, andesibasalts, rhyodacites, their tufts, tuffaceous sandstones, subvolcanic rocks; 5 – thrusts; 6 – faults; 7–8 – geological boundaries: 7 – between units with conformable bedding, 8 – unconformity; 9–10 – structural units: 9 – inclined bedding, 10 – vertical bedding; 11 – sample point of 4729-2; 12 – subvolcanic bodies of Sokolninsk Formation.

дерминского блока, надвинуты на породы, слагающие его северо-восточную часть. Стратиграфических переходов между породами картируемых подразделений не выявлено, все три свиты имеют между собой тектонические контакты. На основании результатов датирования детритовых цирконов из вулканомиктовых песчаников нижней подсвиты сокольнинской свиты установлено, что ее отложения могли накапливаться не раньше конца позднего рифея, поскольку возраст самых молодых зерен детритовых цирконов – 634 млн лет [3].

Небольшие позднепротерозойские интрузивные магматические тела локализованы в полях распространения морозовской и сокольнинской свит. Среди них выделяются морозовские субвулканические образования основного состава и сокольнинские субвулканические образования кислого состава.

Объект исследования

Объектом исследования являются плагиогранит-порфиры, слагающие небольшие субсогласные тела в поле развития сокольнинской свиты и относящиеся к сокольнинским субвулканическим образованиям (Зархидзе Д. В. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь). Сыктывкар: ЗАО «МИРЕКО», 2014). Интрузивные контакты этих тел со стратифицированными вулканогенно-осадочными отложениями нижней подсвиты сокольнинской свиты очень редко можно наблюдать в плоских коренных выходах и глыбах элювиальных развалов. Обычно контакты интрузий не обнажены.

Проба 4729-2 (69.771° с.ш., 61.198° в.д.) отобрана из коренного выхода плагиогранит-порфиров видимой мощностью около 10 м, расположенного по берегам и в русле небольшого ручья, впадающего справа в левый приток р. Яркоцаяха. Субвулканическое тело залегает в поле развития сокольнинской свиты, но его контакты не обнажаются, они перекрыты элювиально-делювиальными развалами и четвертичными отложениями. Западнее и восточнее тела развиты элювиально-делювиальные развалы и фрагментарные выходы долеритов. Плагиогранит-порфиры имеют толстоплитчатую, переходящую в параллелепипедальную, отдельность (рис. 2). Плоскости плитчатой отдельности падают на запад (Аз пд 280°) под углом 60°, что примерно соответствует залеганию сокольнинской свиты в этом районе.

Аналитические методы

Концентрации петрогенных элементов, представленных в виде оксидов, устанавливались методом классического химического анализа в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г.Сыктывкар) в соответствии с процедурами, описанными в работе [4]. Содержания микроэлементов определены с использованием масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) во ВСЕГЕИ (г.Санкт-Петербург) по методике, опубликованной на сайте <https://vsegei.ru/ru/activity/labanalytics/lab/laboperations/masspec.php>.



Рис. 2. Выходы плагиогранит-порфиров.
Fig. 2. Outcrops of plagiogranite-porphires.

Проба весом около 5 кг обработана в ИГ Коми НЦ УрО РАН. Она раздроблена вручную в чугунной ступе, для работы отделена фракция с размером зерна менее 0,25 мм, которая промыта в проточной воде и высушена, после чего разделена на магнитную и немагнитную фракции. Из немагнитной части при помощи бромойформа выделена тяжелая фракция, из которой под бинокулярным микроскопом вручную отобраны цирконы. Полученная монофракция циркона интегрировалась в эпосидную шашку.

U-Pb датирование зерен циркона с использованием вторичной ионной масс-спектрометрии проводилось на ионном микрозонде SHRIMP-RG, принадлежащем Стэнфордскому университету и Геологической службе США, в соответствии с процедурами, описанными в работах [5, 6]. Катодолюминесцентные изображения цирконов были получены на сканирующем электронном микроскопе JEOL LV 5600. Обработка аналитических данных проводилась с помощью программы SQUID-2 [7]. При построении графиков с конкордией в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ использовалась программа ISOPLOT / Ex [8].

Петрографическая характеристика

Породы зеленовато-серые, порфировидные, массивные. Порфировидные выделения, составляющие 2–3 об %, представлены преимущественно идиоморфными и гипидиоморфными широкими табличками (0,5–2 мм) умеренно сосюритизированного плагиоклаза (An_{28-37}) (рис. 3, А). Первичный, до сосюритизации, состав плагиоклаза, вероятно, был более основным. Отмечается небольшое количество вкрапленников кварца размером 0,25–0,50 мм. Основная масса на 70–80% сложена перекристаллизованными сферолитами размером 0,40–0,85 мм, в составе которых, наряду с плагиоклазом, возможно, присутствует и кварц. Участками в них сохранилось радиально-лучистое погасание. Сквозь сферолиты прорастают и развиты в интерстициях между ними мелкие, до 0,05 мм, лейсты альбита (рис. 3, Б). В промежутках между сферолитами встречаются ксеноморфные выделения кварца размером 0,1–0,3 мм (5–7 % от объема породы) и отдельные псевдоморфозы темно-оливково-зелено-

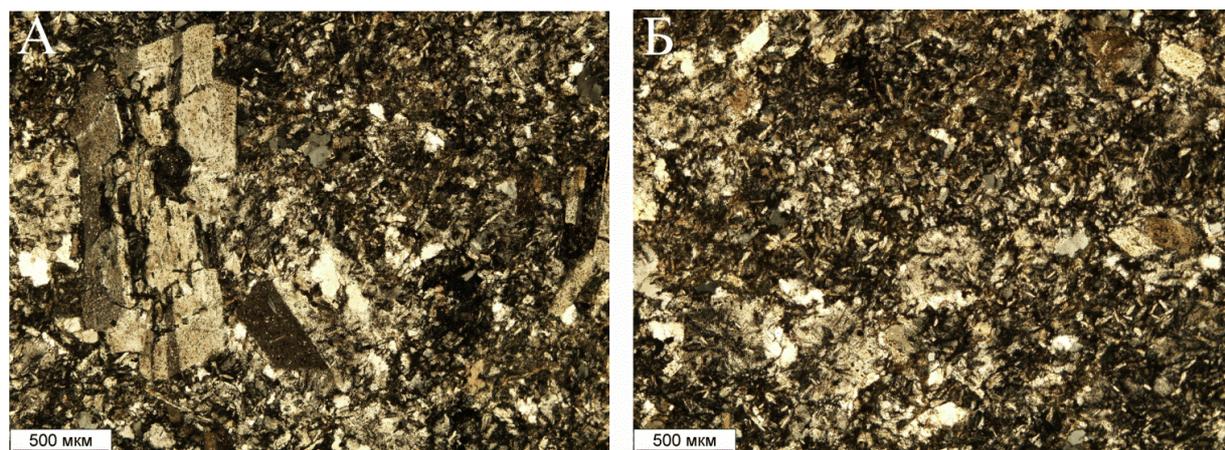


Рис. 3. Плагиигранит-порфир, обр. 4729-2, с анализатором.
Fig. 3. Plagiogranite-porphyry, sample 4729-2, cross-polarized.

го хлорита и рудного минерала по темноцветному минералу размером 0,8–1,2 мм. По форме сечений можно предположить, что это был амфибол. В основной массе, кроме того, присутствуют лейкоксенизированный рудный минерал и метаморфические минералы – чешуйки хлорита, вытянутые зерна клиноцоизита, карбонат. Акцессорные минералы представлены апатитом, образующим призматические зерна размером до 0,1 мм внутри вкрапленников плагиоклаза и иглы в основной массе, и цирконом.

Особенности химического состава плагиигранит-порфиров

По петрохимической классификации породы определяются как плагииграниты и характеризуются невысоким содержанием SiO_2 (70,22 %), TiO_2 (0,50%), K_2O (1,81%) и повышенными Al_2O_3 (16,31%), CaO (1,14%), MgO (1,52%), Na_2O (5,01%). Породы относятся к нормальному петрохимическому ряду ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 6,82\%$) и имеют натриевый тип щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,7$).

Плагиигранит-порфирам свойственны невысокие в целом содержания элементов-примесей, и в частности редких земель (сумма REE – 93 г/т), слабое обогащение LREE относительно HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3,3$), практически отсутствие дефицита европия ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* = 0,8$) и явное преобладание крупноионных элементов над высокозарядными в спектре распределения элементов-примесей, нормированных к составу NMORB. Породы имеют черты гранитоидов, сформированных в надсубдукционных условиях, и на диаграммах, используемых для реконструкции геодинамической обстановки формирования гранитоидов, попадают в поля островодужных образований.

Плагиигранит-порфиры этого и подобных тел, залегающих в поле развития сокольнинской свиты, близки по составу к эффузивным породам кислого состава, входящим в состав этой свиты [9] и, вероятно, связаны с ними генетически.

Результаты изучения и датирования зерен циркона

Из образца 4729-2 было выделено небольшое количество очень мелких (30–160 мкм) зерен циркона и их обломков. Преобладают мелкие кристаллы бипирамидально-призматического, гиацитного габитуса со слегка сглаженными вершинами и ребрами. Зерна прозрачные и полупрозрачные, бесцветные и слегка розоватые, с чуть шероховатыми гранями. Намного реже встречаются темно- и светло-розовые прозрачные и полупрозрачные кристаллы неправильной формы.

На катодолюминесцентных изображениях в большинстве проанализированных зерен циркона видна осцилляционная зональность роста (рис. 4).

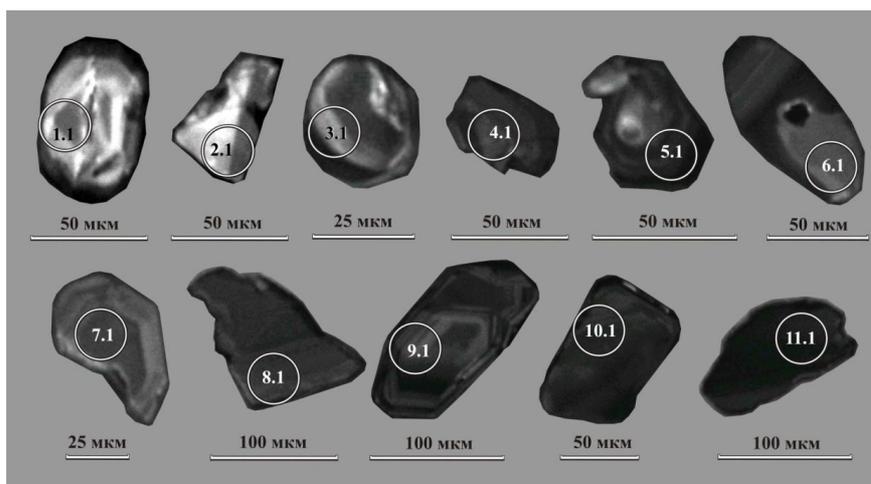


Рис. 4. Катодолюминесцентные изображения цирконов из плагиигранит-порфиров (обр. 4729-2) с номерами датированных зерен и аналитических кратеров.

Fig. 4. Cathodoluminescent images of zircons from plagiogranite-porphyries (sample 4729-2) with numbers of dated grains and analytical craters.

В некоторых зернах (3.1, 5.1, 6.1) можно предположить наличие унаследованных ядер.

Содержания редкоземельных элементов в исследованных зернах циркона заметно варьируют (табл. 1).

Таблица 1
Содержания элементов-примесей в цирконах (мкг/г), обр. 4729-2

Table 1
Content of impurity elements in zircons (ppm), sample 4729-2

Зерно	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Hf	Fe
1.1	1220	5,74	20	1,89	3,20	0,72	26,40	144	201	367	6896	7
2.1	1640	0,04	4,10	0,95	3,10	0,89	33,40	157	291	512	7431	2,3
3.1	633	0,01	40,70	0,99	3,10	0,77	18,90	58	112	-	-	7,70
4.1	661	2,02	39,80	5,16	5,80	1,95	21,80	7	118	-	-	140,10
5.1	1873	4,29	132	8,85	6,30	2,54	66,50	147	325	762	10785	61,30
6.1	584	0,02	10,70	0,42	1,30	0,15	12,40	58	106	200	9841	44,50
7.1	976	0,05	31,90	1,23	3	0,85	22,20	90	167	350	7972	0,40
8.1	272	0,02	16,50	0,86	2,60	0,08	16	33	41	60	12165	1,80
9.1	544	20,09	64,40	4,73	2,50	0,89	12,60	50	93	186	8131	52,30
10.1	987	0,06	12,80	2,64	5,50	0,47	35,40	110	165	258	8849	7,30
11.1	614	0,01	27,10	0,44	1,30	0,99	12,10	53	106	258	7889	1

Примечание. Прочерк – содержания элемента меньше предела обнаружения.

Было произведено 11 анализов U-Pb изотопной системы 11 зерен циркона из плагиигранит-порфиоров обр. 4729-2. Возраст цирконов, рассчитанный по величине отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, варьирует в широком диапазоне от 218 до 1932 млн лет (табл. 2, рис. 5).

Наиболее древние раннерифейские-позднекарельские датировки 1404–1932 млн лет, полученные в зернах 3.1, 4.1, 6.1, 8.1, 10.1, вероятнее всего, характеризуют возраст унаследованных цирконов субстрата. В зернах 3.1 и 6.1 аналитические кратеры расположены в пределах предположительно детритовых ядер. Для зерна 4.1, содержащего в сохранившемся фрагменте ядерной части крупное, темное в катодных лучах включение (рис. 4), характерно высокое содержание железа (140 г/т), что может свидетельствовать о его частичном разрушении и изменении, вероятно, при метамиктизации. С этим предположением согласуются повышенное содержание в анализе La (рис. 6, А; табл. 1) и не-

высокие значения $\text{Ce}_N/\text{Ce}_N^*$ (рис. 6, Б), что свойственно цирконам гидротермального генезиса [10, 11].

Самые молодые датировки 218 ± 6 и 280 ± 3 млн лет (зерна 7.1 и 9.1) отражают, как мы полагаем, нарушения U-Pb изотопной системы при наложенных процессах. Для зерна 9.1 характерно повышенное содержание La (рис. 6, А; табл.1) и низкие значения Sm_N/La_N и $\text{Ce}_N/\text{Ce}_N^*$, свойственные для гидротермальных цирконов (рис. 6, Б), что позволяет предположить его вторичное изменение или, с меньшей долей вероятности, более позднее формирование. Для обоих зерен установлены значительные расхождения между возрастными, полученными по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (табл. 2).

Зерно 1 с возрастом 576 ± 16 млн лет имеет сложное внутреннее строение. Оно содержит остроугольные, более темные в катодных лучах участки, являющиеся реликтами ядра (возможно, нарушенного). Повышенное содержание La (рис. 6, А; табл.1) и относительно низкие значения Sm_N/La_N и $\text{Ce}_N/\text{Ce}_N^*$ (рис. 6, Б) так же, как и в предыдущем случае, можно рассматривать как свидетельства вторичного преобразования циркона. Аналитический кратер захватывает такой темный участок и окружающие более светлые зоны роста, поэтому полученный возраст может быть «смешанным» и должен быть исключен из рассмотрения.

Мы предполагаем, что время кристаллизации плагиигранит-порфиоров может быть определено по возрастам трех зерен (2.1, 5.1, 11.1), образующих интервал 626–635 млн лет. Распределение в них редкоземельных элементов соответствует распределению РЗЭ, типичному для магматических цирконов: характерно обогащение тяжелыми РЗЭ ($\text{Yb}_N/\text{Gd}_N - 19-27$), высокая положительная Ce аномалия ($\text{Ce}_N/\text{Ce}_N^* - 12-235$) и отрицательная Eu аномалия ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* - 0,17-0,51$). Конкордантный возраст, рассчитанный для этих трех точек, составляет 633 ± 14 млн лет (рис. 5, а, врезка), что соответствует концу позднего рифея.

Дискордия, проведенная через шесть точек (2.1, 3.1, 4.1, 5.1, 8.1, 11.1), имеет верхнее пересечение с конкордией в 1909 ± 41 млн лет и нижнее пе-

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов, обр. 4729-2

Results of U-Pb dating of zircons, sample 4729-2

Table 2

Зерно, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержания, мкг/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения \pm % (1 σ)			Rho	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$		D, %
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1.1	0,39	7,3	91	35	0,40	0,0935 \pm 3,1	0,751 \pm 9,0	0,0583 \pm 8,5	0,34	576 \pm 17	539 \pm 186	-7
2.1	0,57	3,6	40	19	0,48	0,1036 \pm 1,9	0,827 \pm 12,2	0,0579 \pm 12,1	0,15	635 \pm 11	526 \pm 265	-22
3.1	0,02	47,7	164	60	0,38	0,3391 \pm 1,1	6,024 \pm 3,8	0,1288 \pm 3,6	0,28	1883 \pm 17	2081 \pm 64	+11
4.1	0,05	42,9	175	92	0,54	0,2849 \pm 2,6	4,327 \pm 2,9	0,1101 \pm 1,3	0,89	1616 \pm 37	1801 \pm 24	+12
5.1	0,24	34,9	398	391	1,02	0,1020 \pm 2,4	0,880 \pm 3,1	0,0626 \pm 2,0	0,77	626 \pm 14	692 \pm 42	+10
6.1	0,04	25,5	122	45	0,38	0,2433 \pm 1,0	3,037 \pm 1,7	0,0905 \pm 1,3	0,61	1404 \pm 13	1436 \pm 25	+3
7.1	0,00	4,6	122	101	0,86	0,0443 \pm 1,0	0,343 \pm 7,0	0,0561 \pm 6,9	0,15	280 \pm 3	457 \pm 153	+40
8.1	0,12	15,8	53	116	2,27	0,3495 \pm 1,3	5,742 \pm 2,1	0,1191 \pm 1,6	0,63	1932 \pm 22	1943 \pm 29	+1
9.1	1,11	4,9	166	93	0,58	0,0343 \pm 3,0	0,272 \pm 9,7	0,0574 \pm 9,3	0,31	218 \pm 6	506 \pm 204	+58
10.1	0,00	47,2	164	96	0,60	0,3347 \pm 2,1	5,379 \pm 2,6	0,1166 \pm 1,5	0,82	1861 \pm 35	1903 \pm 27	+3
11.1	0,00	20,3	232	127	0,57	0,1020 \pm 2,0	0,882 \pm 2,7	0,0627 \pm 1,9	0,73	626 \pm 12	697 \pm 40	+11

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,39%. $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ – обыкновенный и радиогенный свинец. Изотопные отношения и содержания ^{206}Pb скорректированы по измеренному ^{204}Pb . D – дискордантность: $D = 100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

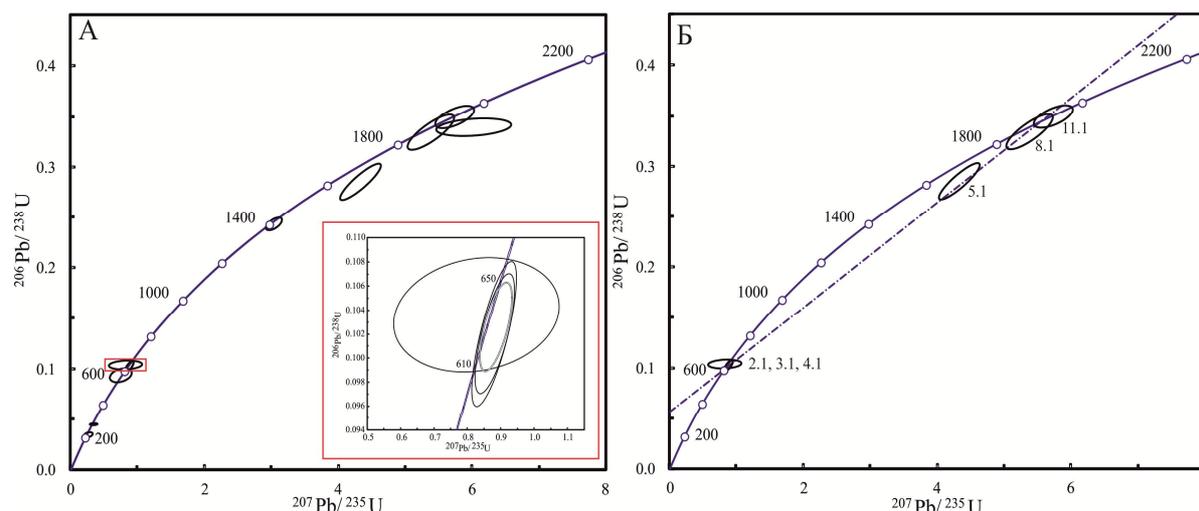


Рис. 5. А – Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранит-порфиров (обр. 4729-2). Координаты точек – центры эллипсов погрешностей (2σ). На врезке – средний конкордантный возраст, рассчитанный для трех зерен – 633 ± 14 млн лет (2σ , СКВО = 4,5); Б – Дискордия, проведенная через точки 2.1, 3.1, 4.1, 5.1, 8.1, 11.1 с верхним пересечением в 1909 ± 41 млн лет и нижним пересечением в 611 ± 41 млн лет (СКВО = 0,78).

Fig. 5. A – Concordia diagram for zircons from plagiogranite-porphyrries (sample 4729-2). The coordinates of the points are the centers of the error ellipses (2σ). The inset shows the average concordant age (blue ellipse) calculated for 3 grains – 633 ± 14 Ma (2σ , MSWD = 4,5); Б – Discordia for points 2.1, 3.1, 4.1, 5.1, 8.1, 11.1 with an upper intersection of 1909 ± 41 Ma and a lower intersection of 611 ± 41 Ma (MSWD = 0,78).

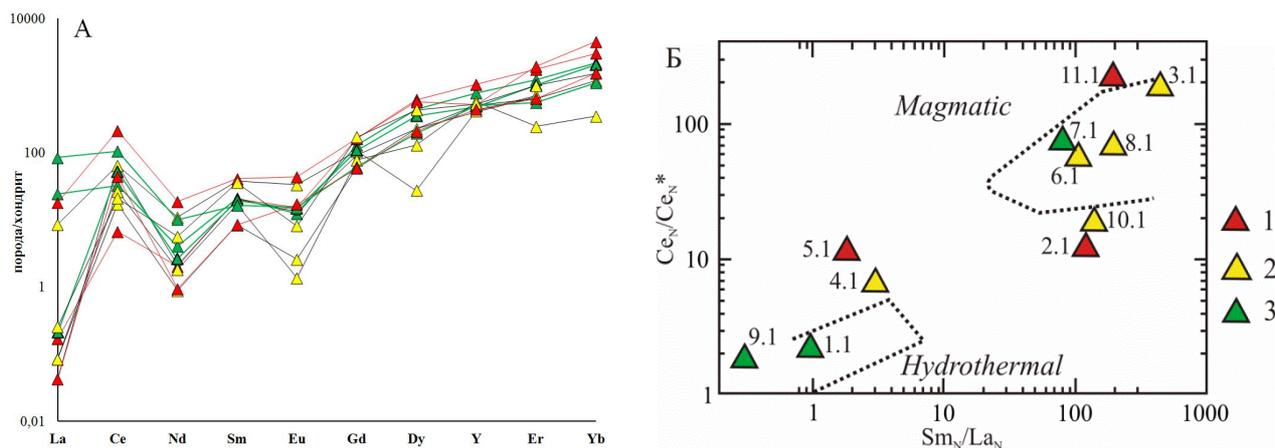


Рис. 6. А – График распределения РЗЭ в цирконах из плагиогранит-порфиров. Содержания РЗЭ нормированы к составу хондрита CI [12]; Б – Дискриминационная диаграмма $Sm_N/La_N - Ce_N/Ce_N^*$ для цирконов. Пунктиром нанесены поля состава магматических и гидротермальных (метасоматических) цирконов по [11]. Условные обозначения: зерна цирконов: 1 – позднерифейского возраста; 2 – раннерифейско-позднекареельского возраста; 3 – омоложенные.

Fig. 6. A – Distribution chart of REE in zircons from plagiogranite-porphyrries. REE contents are normalized to the composition of CI chondrite [12]; Б – $Sm_N/La_N - Ce_N/Ce_N^*$ discrimination diagram for zircons. The compositional fields of magmatic and hydrothermal (metasomatic) zircons are shown by dotted lines, according to [11]. Legend: zircon grains: 1 – of Late Riphean age; 2 – of Early Riphean–Late Karelian age; 3 – rejuvenated.

ресечение в 611 ± 41 млн лет (рис. 5, б). Три точки с древними возрастaми (3.1, 5.1, 8.1) компактно расположены вблизи верхнего пересечения, а точки с позднерифейскими возрастaми (2.1, 5.1, 11.1) лежат на конкордии вблизи нижнего пересечения. Верхнее пересечение близко к возрастaм части древних цирконов, а нижнее – соответствует в пределах погрешности времени образования зерен с возрастaми 626–635 млн лет, косвенно подтверждая наше предположение, что кристаллизация плагиогранит-порфиров происходила в позднем рифее.

Содержание Ti в рассмотренных зернах циркона варьирует от 2,8 до 22,8 г/т (табл. 3), что, по-видимому, связано с гетерогенностью цирконов и наложенными изменениями. Низкие концентрации Ti (6,0–7,9 г/т) характерны для зерен 7.1 и 9.1 с самыми молодыми возрастaми и зерна 1.1 с нарушенной ядерной частью. Температура их формирования, оцененная по содержанию Ti в цирконе [13], составляет $760\text{--}789^\circ\text{C}$ (при $a_{SiO_2}=1$ и $a_{TiO_2}=0,7$). Содержание Ti в зернах, для которых получены древние раннерифейские-позднекареельские датировки,

изменяется от 7,9 до 22,8 г/т, что соответствует температуре 793–914°C. Два из трех зерен поздне-рифейского возраста, которые, как мы полагаем, образовались при формировании плагиогранит-порфиоров, содержат 9,4–9,5 г/т Ti, что позволяет оценить температуру их кристаллизации в 811–812°C. Одно зерно по каким-то причинам имеет аномально низкое содержание Ti – 2,8 г/т, что отвечает температуре 696°C (табл. 3). Полученные температуры хорошо согласуются с известными расчетными данными для цирконов из магматических пород [13, 14]. Однако, как предполагается в целом для этой методики [14], могут быть несколько заниженными по отношению к температуре кристаллизации соответствующих магматических расплавов.

Таблица 3
Содержание титана в цирконах (мкг/г)
из плагиогранит-порфиоров (обр. 4729-2)
и рассчитанные температуры
их кристаллизации (°C)

Table 3
Titanium content in zircons (ppm) from
plagiogranite porphyries (sample 4729-2)
and calculated temperatures
of their crystallization (°C)

Зерно	Ti ⁴⁸	T°(Ti ⁴⁸)
1.1	5,7	760
2.1	9,5	812
3.1	16,0	871
4.1	11,8	836
5.1	9,4	811
6.1	7,9	793
7.1	6,0	766
8.1	22,8	914
9.1	7,9	789
10.1	12,4	841
11.1	2,8	696

Выводы

Проведенное исследование позволяет определить возраст плагиогранит-порфиоров, относящихся к сокольнинским субвулканическим образованиям, как позднерифейский на основании расположения тел в поле развития нижней подсвиты сокольнинской свиты и U-Pb возраста цирконов – 633±14 млн лет. Полученный возраст полностью согласуется с результатами датирования детритовых цирконов из вулканомиктовых песчаников нижней части сокольнинской свиты. Предполагаемая комагматичность субвулканических тел и покровных образований сокольнинской свиты позволяет обоснованно утверждать, что возраст этой свиты (по крайней мере ее нижней части) является поздне-рифейским. Учитывая надсубдукционные геохимические характеристики магматических пород сокольнинской свиты, можно сделать вывод о том, что в состав Амдерминского блока северо-западного Пай-Хоя входят породы, образовавшиеся в позднем рифее на активной континентальной окраине или входившие в состав островной дуги.

Авторы выражают благодарность Д.В. Зархидзе и Е.В. Стариковой (ВСЕГЕИ) за возможность

сбора полевого материала, М.А.Коблу (Стэнфордский университет, США), оказавшему помощь в датировании цирконов и В.А. Капитановой (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) за содействие в оформлении статьи.

Работа осуществлялась в рамках темы НИР «Литосфера северо-востока Европейской платформы и севера Урала: вещественно-структурная эволюция, корреляция геологических событий, геодинамика, геохронология». ГР № АААА-А17-117121270035-0.

Литература

1. Терешко В.В. Новые данные по стратиграфии верхнепротерозойских отложений северо-западного Пай-Хоя // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя европейского Северо-Востока СССР / Труды X Геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, 1987. С. 9–12.
2. Кузнецов А.Б., Старикова Е.В., Маслов А.В., Константинова Г.В. Sr-изотопная хемостратиграфия докембрийских карбонатных пород Амдерминского поднятия, Пай-Хой // Доклады АН. 2016. Т.469. № 4. С. 447–451.
3. Канева Т.А., Удоратина О.В., Старикова Е.В., Хубанов В.Б. Оценка нижнего возрастного предела неопротерозойской сокольнинской свиты северо-западного Пай-Хоя на основе U-Pb датирования детритных цирконов // Бюлл. Моск. общ-ва испытателей природы. Отд. геол. М.: Изд-во МГУ, 2015. Т.90. Вып. 6. С. 3–10.
4. Унифицированные методы анализа силикатных горных пород с применением комплексонометрии. М.: Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, 1979. 33 с.
5. Ireland T.R. Ion microprobe mass-spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, and geochronology / M. Human, M. Rowe (Eds.)// Advances in analytical geochemistry. JAI Press. 1995. Vol. 2. P. 1–118.
6. Coble M.A., Vazquez J., Barth A.P., Wooden J. et al. Trace element characterization of MAD-559 zircon reference Material for ion microprobe analysis // Geostandards and Geoanalytical Research 42. 2018. P.481–497.
7. Ludwig K.R. SQUID 2: A User's Manual, rev. 12 Apr, 2009 // Berkeley Geochronology Centre Special Publication 5. 2009. 110 p.
8. Ludwig K.R. Isoplot 3.75, a geochronological toolkit for Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication 5. 2012. 75 p.
9. Канева Т.А. Петрогенезис и геодинамика позднедокембрийских вулканитов северо-западного Пай-Хоя // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2016. №12. С. 3–15.
10. Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas // American Mineralogist. 1989. Vol. 74. P. 865–869.
11. Hoskin P.W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Ha-

- dean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. № 69. P. 637–648.
12. *McDonough W. F., Sun S. S.* The Composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–253.
 13. *Watson E.B., Wark D.A. and Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. 151(4). P. 413–433.
 14. *Fu B., Page F.Z., Cavosie A.J., Fournelle J. et al.* Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations // *Contrib. Miner. Petrol.* 2008. 156. P. 197–215.
- References**
1. *Tereshko V.V.* Novye dannye po stratigrafii verhneproterozoiskih otlozhenii severo-zapadnogo Pay-Khoya [New data on the stratigraphy of the Upper Proterozoic sediments of the northwestern Pay-Khoy] // *Stratigrafiya i paleogeografiya fanerozoja evropeiskogo severo-vostoka SSSR / Trudy X geol. konf. Komi ASSR* [Stratigraphy and paleogeography of the Phanerozoic of the European northwest of the USSR / *Transact. of X geol. conf. of the Komi USSR*]. Syktyvkar: Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, USSR Ac. Sci., 1987. P. 9–12.
 2. *Kuznetsov A.B., Starikova E.V., Maslov A.V., Konstantinova G.V.* Sr-izotopnaya hemostratigrafiya dokembriyskih karbonatnyh porod Amdermingskogo podnatiya, Pay-Khoy [Sr Isotopic chemostratigraphy of Precambrian carbonate rocks in the Amderma Uplift, Pay-Khoy] // *Doklady Earth Sciences*. 2016. Vol. 246. № 4. P. 447–451.
 3. *Kaneva T.A., Udoratina O.V., Starikova E.V., Khubanov V.B.* Ocenka nizhnego vozrastnogo predela neoproterozoiskoi sokolninskoi svity severo-zapadnogo Pay-Khoya na osnove U-Pb datirovaniya detritnyh cirkonov [Evaluation of the lower age limit of Neoproterozoic Sokolninsk Suite in northwestern Pay-Khoy based on detrital zircons U-Pb dating] // *Bull. of Moscow society of naturalists. Geology series*. Moscow: Moscow State Univ. Publ., 2015. Vol.90. Issue 6. P. 3–10.
 4. *Unificirovannye metody analiza silikatnyh gornyh porod s primeneniem kompleksometrii* [Unified methods of analysis of silicate rocks using complexometry]. Moscow: All-Union research Institute of mineral raw materials, 1979. 33 p.
 5. *Ireland T.R.* Ion microprobe mass-spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, and geochronology / M. Hyman, M. Rowe (eds.) *Advances in analytical geochemistry*. JAI Press. 1995. Vol. 2. P. 1–118.
 6. *Coble M.A., Vazquez J., Barth A.P., Wooden J. et al.* Trace element characterization of MAD-559 zircon reference Material for ion microprobe analysis // *Geostandards and Geoanalytical Research* 42. 2018. P. 481–497.
 7. *Ludwig K.R.* SQUID 2: A User's Manual, rev. 12 Apr, 2009 // *Berkeley Geochronology Centre Special Publication* 5. 2009. 110 p.
 8. *Ludwig K.R.* Isoplot 3.75, a geochronological toolkit for Excel // *Berkeley Geochronology Center Special Publication* 5. 2012. 75 p.
 9. *Kaneva T.A.* Petrogenezis i geodinamika pozdnedokembriyskih vulkanitov severo-zapadnogo Pay-Khoya [Petrogenesis and geodynamics of the Late Precambrian volcanic rocks of the northwestern Pay-Khoy] // *Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS*. Syktyvkar: Geoprint, 2016. №12. P. 3–15.
 10. *Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G.* Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas // *American Mineralogist*. 1989. Vol. 74, P. 865–869.
 11. *Hoskin P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. № 69. P. 637–648.
 12. *McDonough W.F., Sun S.S.* The Composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–253.
 13. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. 151(4). P. 413–433.
 14. *Fu B., Page F.Z., Cavosie A.J., Fournelle J. et al.* Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations // *Contrib. Miner. Petrol.* 2008. 156. P. 197–215.

Статья поступила в редакцию 13.01.2020.

УДК 550.93 (234.852)
DOI 10.19110/1994-5655-2020-1-96-105

О.В. УДОРАТИНА*,, А.С. ШУЙСКИЙ*,
В.А. КАПИТАНОВА***

**ГРАНИТОИДЫ КОЖИМСКОГО МАССИВА
(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ):
U-Pb, Lu-Hf ДАННЫЕ**

**Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар*

***Томский государственный университет,
г. Томск*

udoratina@geo.komisc.ru

O.V. UDORATINA*,, A.S. SHUISKY*,
V.A. KAPITANOVA***

**GRANITOIDS OF THE KOZHIM MASSIF
(SUBPOLAR URALS):
U-Pb, Lu-Hf DATA**

**N.P. Yushkin Institute of Geology,
Federal Research Centre Komi Science Centre,
Ural Branch, RAS,
Syktывkar*

***Tomsk State University,
Tomsk*

Аннотация

Установлен возраст (U-Pb, SIMS), особенности распределения PЗЭ, Ti, Hf, Y, а также Lu-Hf изотопно-геохимические характеристики в цирконах лейкогранитов Кожимского массива (Приполярный Урал). Выделены две возрастные группы цирконов: 619 и 485 млн лет. Породы массива по своим петро-геохимическим характеристикам отнесены к А-гранитам. Полученные новые петро-геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические данные указывают на возможность кристаллизации пород на рубеже кембрия-ордовика. Цирконы с более древними возрастными наследованиями от более ранних этапов.

Ключевые слова:

A-граниты, цирконы, U-Pb (SIMS), изотопно-геохимические характеристики, Приполярный Урал

Abstract

The age (U-Pb, SIMS), distribution features of REE, Ti, Hf, Y in zircons of leucogranites of the Kozhim massif (Subpolar Urals) were established, isotope-geochemical data (Lu-Hf), allowing to establish the isotope-geochemical characteristics of rock protoliths were obtained. Two age groups of zircons that differ in age, geochemical (REE distribution), thermal (t crystallization), isotopic (Lu-Hf) characteristics, and calculated model ages of protoliths are distinguished. Zircons with an age of 619 Ma crystallized at a temperature of 808–717°C, have crust-mantle values of the hafnium isotopic composition (+ 0.87– + 1.41), the model age of the protolith TDM2 is 1.33–1.31 Ga. Zircons with an age of 485 Ma were formed at a temperature of 868–742°C, have more mantle characteristics of the hafnium isotopic composition (+ 2.50– + 3.42) and the model age of the protolith TDM2 1.15–1.07 Ga. New petro-geochemical, isotope-geochemical and geochronological data indicate crystallization of rocks at the Cambrian-Ordovician boundary. New petro-geochemical, isotope-geochemical and geochronological data indicate the possibility of crystallization of rocks at the Cambrian-Ordovician boundary. The obtained time in the evolution of this part of the Subpolar Urals correlates with riftogenic geodynamic conditions (520–480 Ma), under which granites with the characteristics of A granite type were melted. Zircons with older ages are inherited from earlier stages.

Keywords:

A-granites, zircons, U-Pb (SIMS), isotope-geochemical characteristics, Subpolar Urals

Введение

Гранитоиды Кожимского массива выведены на поверхность в верховьях р. Кожим на Приполярном Урале (рис. 1, а). Структурно массив расположен в северной части Ляпинского антиклинория (Хобеизская антиклиналь, Няртинский блок), вме-

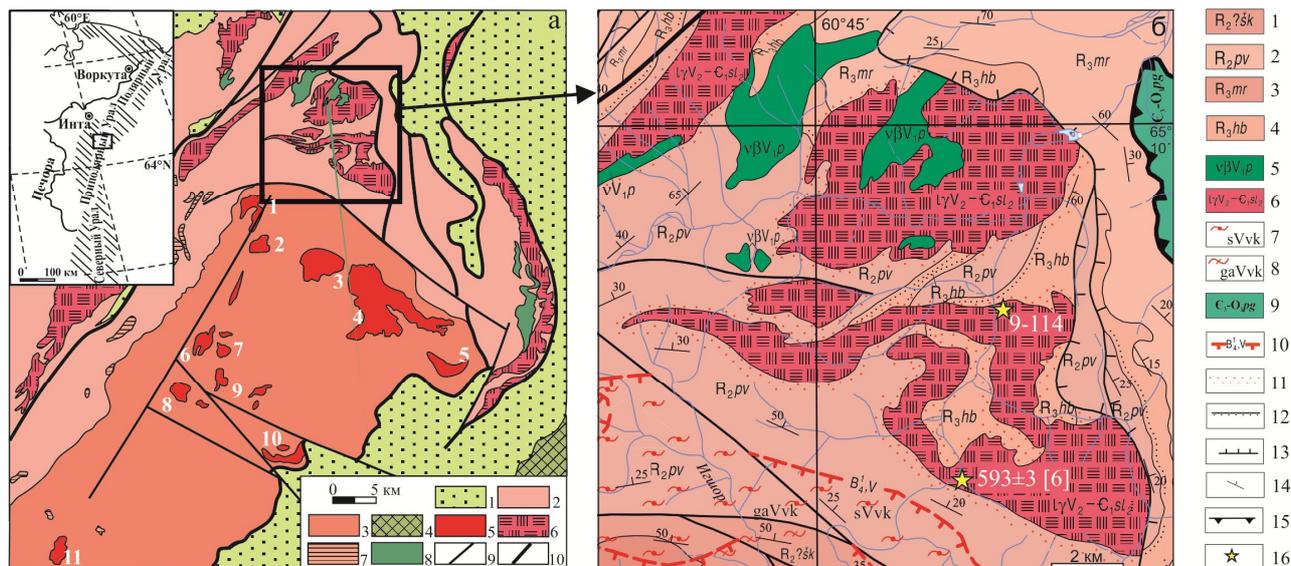


Рис. 1. а) Схема размещения гранитоидных массивов ядра Хобеизской антиклинали. 1 – образования Западно-Уральской мегазоны; 2–3 – образования Центрально-Уральской мегазоны: 2 – среднего рифея-венда, 3 – нижнего-среднего рифея (ядро Хобеизской антиклинали); 4 – комплексы Тагильской мегазоны; 5 – гранитоидные массивы ядра Хобеизской антиклинали; 6–8 – интрузивные комплексы позднего рифея-кембрия в обрамлении ядра Хобеизской антиклинали: 6 – сальнерско-маньхамбовский, 7 – панэчаизский, 8 – парнукский; 9 – разломы; 10 – надвиги. Цифрами на схеме обозначены массивы: 1 – Николайшорский, 2 – Базисный, 3 – Амбаршорский, 4 – Хальмерьюский, 5 – Пальникшорский, 6 – Мансаранизский, 7 – Западновободненский, 8 – Лавкашорский, 9 – Свободненский, 10 – Балашовский, 11 – Устьняртинский.

б) Геологическая карта Кожимского массива (фрагмент [1]). 1 – Щокурьянская свита; 2 – Пуйвинская свита; 3 – Мороинская свита; 4 – Хобеинская свита; 5 – Парнукский комплекс диорит-габбровый гипабиссальный; 6 – Сальнерско-маньхамбовский комплекс, вторая фаза; 7 – метабазит-сланцевый подкомплекс; 8 – гнейсо-амфиболит-кристаллосланцевый подкомплекс; 9 – Погурейская свита; 10 – граница метаморфических фаций и субфаций. Эпидот амфиболитовая фация; 11 – контактовые роговики; 12 – несогласное залегание; 13 – надвиг; 14 – элементы залегания слоистости (наклонно); 15 – шарьяж; 16 – образец.

Fig. 1. а) Layout of granitoid massifs of the core of the Khibeiz anticline. 1 – formations of the West Ural megazones; 2–3 – formations of the Central Ural megazone: 2 – Middle Riphean-Vendian, 3 – Lower-Middle Riphean (core of the Khibeiz anticline); 4 – Tagil megazone complexes; 5 – granitoid massifs of the core of the Khibeiz anticline; 6–8 – intrusive complexes of the Late Riphean-Cambrian framed by the core of the Khibeiz anticline: 6 – Salnier-Manhambov, 7 – Panechaiz, 8 – Parnuk; 9 – faults; 10 – thrusts. Numbers in the diagram indicate massifs: 1 – Nikolayshor, 2 – Basis, 3 – Ambarshor, 4 – Khamleryu, 5 – Palnikshor, 6 – Mansaraniz, 7 – Zapadnosvobodnensk, 8 – Lavkashor, 9 – Svobodnensk, 10 – Balashov, 11 – Ustnyartin. б) Geological map of the Kozhim massif (fragment [1]). 1 – Shchokuryin suite; 2 – Puyvin suite; 3 – Moroin suite; 4 – Khibein suite; 5 – Parnuk complex of diorite-gabbro hypabyssal; 6 – Salner-Manhambov complex phase 2; 7 – metabasite-mica-shale subcomplex; 8 – gneiss-amphibolite-crystal-shale subcomplex; 9 – Pogurey suite; 10 – boundary of metamorphic facies and subfacies. Epidote amphibolite facies; 11 – contact hornfels; 12 – dissonant bedding; 13 – thrust; 14 – elements of bedding (inclined); 15 – thrust nappe; 16 – sample.

щающими породами являются отложения пуйвинской, мороинской и хобеинской свит [1, 2].

Породы массива долгое время рассматривались как петротип молодого (верхнепалеозойского) кожимского гранитоидного комплекса [3]. Впоследствии возрастное положение пород этого комплекса неоднократно пересматривалось в связи с появлением новых геохронологических и геологических данных [4–7]. В последние годы в результате интенсивных исследований образований Няртинского блока, в том числе и гранитоидов в его обрамлении и появлением современных изотопно-геохимических данных, возраст пород принимается как среднерифейский [7] или вендский [5] или поздневендско-раннекембрийский [1].

На картах последнего поколения породы массива отнесены к группе массивов лейкогранитов второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса северного обрамления няртинского комплекса [1].

Начиная с середины прошлого века, благодаря многолетним тематическим исследованиям М.В. Фишмана, Б.А. Голдина, Е.П. Калинина [3, 7, 8], Л.В. Махлаева [9], А. М. Пыстина, Ю.И. Пыстиной [4–6], В.Л. Андреичева [10, 11], Ю.И. Денисовой [12], работе больших геолого-съёмочных коллективов [1, 2, 13], происходило накопление геологических, петрографических, петрохимических, геохимических и изотопно-геохронометрических данных по породам Кожимского массива. Получение новых изотопно-

геохронологических данных по гранитам массива позволяет более точно определить изотопно-геохимические особенности плавящихся протолитов, определить температуры кристаллизации и возраст процессов гранитообразования.

Методы исследований

Исследования проведены в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар): петрографические, химические (классический метод), количественный спектральный метод (Ga, F, Be, Y, Pb). Определения редких, рассеянных и редкоземельных элементов выполнены в ГЕОХИ РАН (г. Москва) методом нейтронной активации. Возраст цирконов исследован U-Pb (SIMS) методом на приборе SHRIMP RG в Стэнфордском университете, США, методика приведена в работе [14]. Изотопный состав гафния изучен в Институте геологии и минеральных ресурсов (г. Тяньцзинь, Китай) по методике, приведенной в работе [15].

Породы массива обнажены на территории притоков р. Кожим рек Кузь-Пуаю и Понью. Известно два маломощных тела пластообразной, неправильной формы, одно более изометричное (северное), другое (южное) с извилистыми контурами (рис. 1, б), суммарная площадь выхода гранитоидов на поверхность составляет около 70 км² [1]. А.М.Пыстинным северное тело рассматривается как отдельный Кузьпуаюский массив [6].

Массив сложен светлыми (бело-розовыми, бело-серыми с зеленоватым оттенком), мелко- и среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными (биотит-мусковитовыми) лейкогранитами. Редко отмечаются разности с порфирированной (КПШ) структурой. Минеральный состав лейкогранитов (об., %): кварц – 35–45, калиевый полевой шпат – 40–60, био-

тит до 5, мусковит до 5–7. Акцессорные минералы: циркон, апатит, титанит, алланит, торит. Рудные минералы: магнетит, сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит). Вторичные минералы: серицит, мусковит, хлорит, кальцит, эпидот, клиноцоизит. Породы массива представлены преимущественно умеренно-щелочными лейкогранитами, в несколько меньшей степени – лейкогранитами. Незначительно отмечаются умеренно-щелочные граниты и граниты. Средний состав массива (SiO₂ – 75,52%; Na₂O+K₂O – 7,83%) соответствует лейкограниту, принадлежит калиево-натриевой серии (Na₂O/K₂O – 0,80), отвечает весьма высокоглинозёмистым породам (al' – 5,0) [1].

Породы массива нами опробованы в северной части южного тела в правом борту р. Кожим напротив впадения руч. Епко-Шор (рис. 1, б), здесь (65°07'27"; 60°52'06") в элювиальном развале породы светло-зеленовато-белого цвета, массивные (слабополосчатые), среднезернистые. Минералогический состав (об., %): калиевый полевой шпат – 30–40, кварц – 25–40, плагиоклаз (альбит) – 10–15, биотит-мусковит до 5. Акцессорные минералы: циркон, апатит, титанит, вторичные – серицит; рудные – магнетит.

Согласно Петрографическому кодексу, породы относятся к кислым плутоническим нормально-щелочным породам – лейкогранитам (табл. 1, рис. 2, а, б). Содержание мас., % составляет: кремнезема 73, глинозема 14.4, оксида натрия 3, оксида калия 4.7. Характеризуются небольшим преобладанием K₂O над Na₂O (Na₂O/K₂O–0.64). Порода с индексом апаитности (0.7), индексом глиноземистости ASI (1.33) и величиной коэффициента глинозёмистости al' – 6.5 – весьма глинозёмистая, положение точки состава этой породы на диаграмме Al/(Na+K)–Al/(Ca+Na+K) указывает на весомый вклад коро-

Таблица 1

Химический состав (мас. %), содержание элементов примесей (г/т) и индикаторные отношения в породе

Table 1

Chemical composition (wt. %), the content of impurity elements (ppm) and indicator ratios in the rock

Химический состав /Chemical composition												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП
9-114	73.91	0.10	14.35	1.19	0.80	0.04	0.21	0.43	3.00	4.71	0.02	1.08
Индикаторные отношения / Characteristic ratios												
	ASI	Ga/Al	K/Rb	а.и.	Кф	al'	Fe*	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	(La/Yb) _n	Eu/Eu*	ΣРЗЭ
9-114	1.33	3.29	236	0.70	0.9	6.5	0.78	7.71	0.64	3.3	0.94	99.95
Элементы /Elements												
9-114	Sr	Rb	Ba	Ta	Hf	Zr	Be*	Ga*	Y*	F*	Pb*	La
	80	165	570	1.6	4.25	150	4.5	25	30	110	10	17.0
	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
	35.0	4.1	17.0	4.4	1.49	5.4	0.85	5.2	1.22	3.6	0.57	3.5
	Lu	Cs	Sc	Cr	Co	Ni	As	Sb	Th	U	Br	Au
0.61	3.3	7.8	5.6	0.33	39	57.6	0.23	17.8	16.1	0.27	0.011	

Примечание: Определения проведены методом классической химии. * – элементы определены количественным спектральным методом, остальные методом нейтронной активации. Fe* – железистость (FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)); а.и. – апаитовый индекс (Na+K/Al); ASI – [Al/Ca–1.67P+Na+K]; Кф=(FeO+Fe₂O₃)/(MgO+FeO+Fe₂O₃); al' = Al₂O₃/(Fe₂O₃+FeO+MgO).

Note: “—” not determined. Fe* – iron index (FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)); а.и. – apait index (Na+K/Al); ASI – [Al/Ca–1.67P +Na +K]; Кф=(FeO+Fe₂O₃)/(MgO+FeO+Fe₂O₃); al' = Al₂O₃/(Fe₂O₃+FeO+MgO).

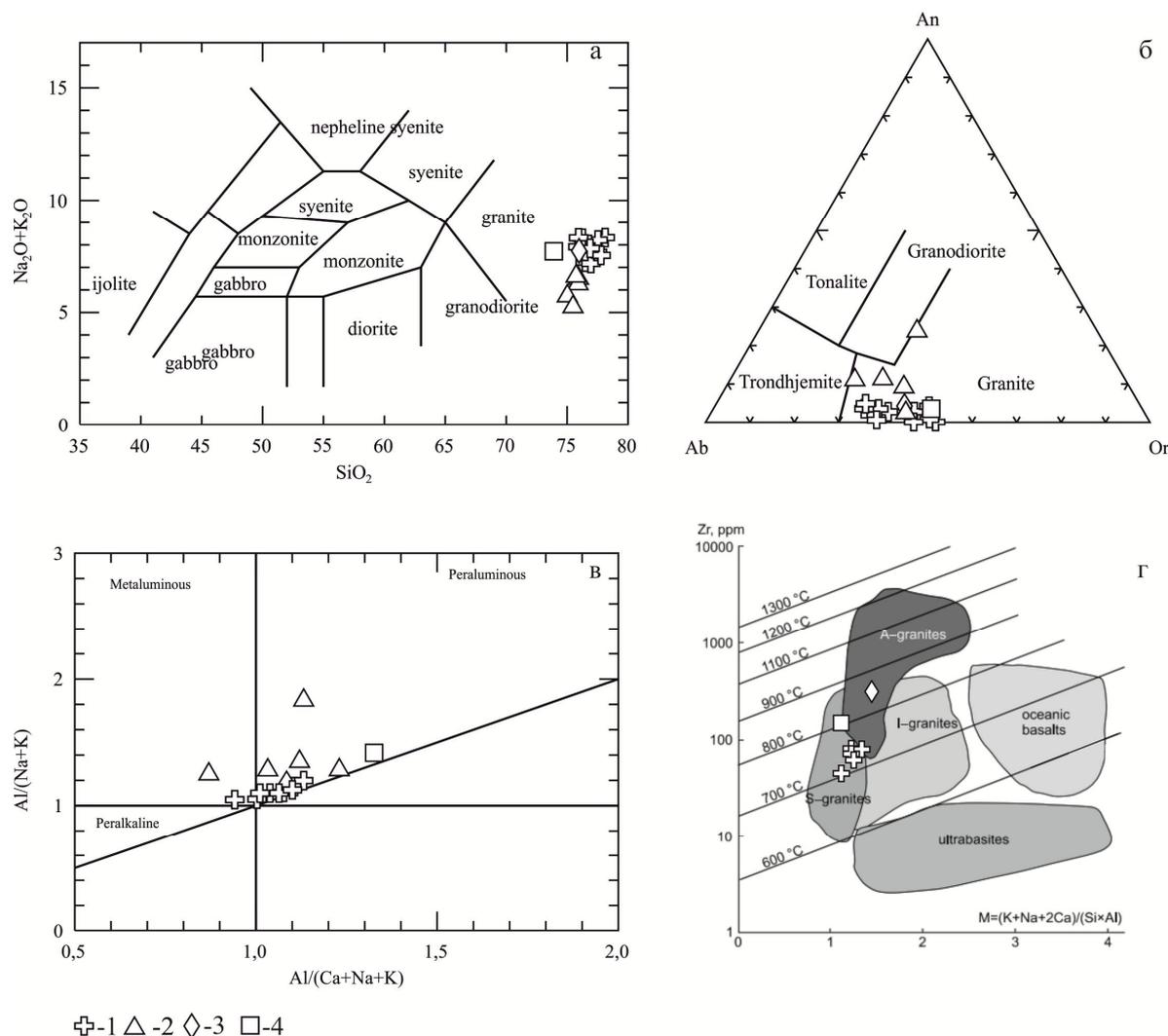


Рис. 2. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (а), классификационная диаграмма О'Коннора (б), $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ (в), концентрации насыщения цирконием расплавов разного состава (параметр М) и генезиса при различных температурах по [15], экспериментальные данные по [16], экспериментальные данные по [17] (г). Условные обозначения: 1 – по данным Ю.В. Денисовой [12], 2 – по данным М.В. Фишмана, Б.А. Голдина [3], 3 – по данным Л.В. Махлаева [9], 4 – исследованная порода.
 Fig. 2. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (a), O'Connor classification diagram (б), $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ (в), the zirconium saturation concentrations of the melts of different composition (parameter M) and genesis at different temperatures [15], experimental data after [16], experimental data after [17] (г). Legend: 1 – according to Yu.V. Denisova [12], 2 – according to M.V. Fishman, B.A. Goldin [3], 3 – according to L.V. Makhlaev [9], 4 – investigated rock.

вого материала в плавящийся субстрат (рис. 2, в). Точка состава на диаграмме Zr-M располагается на границе S и A-типов гранитов (рис. 2, г). Анализ петро-геохимических характеристик пород позволяет отнести их к А-типу гранитов. Полученные нами данные подтверждают более ранние работы Л.В. Махлаева [9], где показано, что по своим характеристикам граниты Кожимского массива сопоставимы с гранитами А-типа.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в породе низкое и составляет 99.95 г/т (табл. 1), в спектрах распределения РЗЭ (рис. 3, а) наблюдается небольшое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \sim 3.3$), практически отсутствует Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.94$). На мультиэлементных диаграммах наблюдается преобладание

крупнокатионных элементов над высокозарядными элементами (рис. 3, б), отмечаются положительные аномалии Cs, K, U, Pb и отрицательные P, Ti. На диаграммах, применяемых для реконструкции геодинамических условий формирования пород, точки состава лежат в поле постколлизийных внутриплитных образований (рис. 4, а, б).

Цирконы, выделенные из гранита (проба 9-114) для геохронологических исследований, светло-желтые и медово желтые, прозрачные, коротко- и длиннопризматического габитуса, или обломки, размер кристаллов 50–100 мкм, Ку (коэфф. удлинения) 1:2. В отраженном свете поверхность гладкая. Католюминесцентные изображения со светлыми центральными зонами с просматриваемой зональностью и широкими черными каймами (рис. 5).

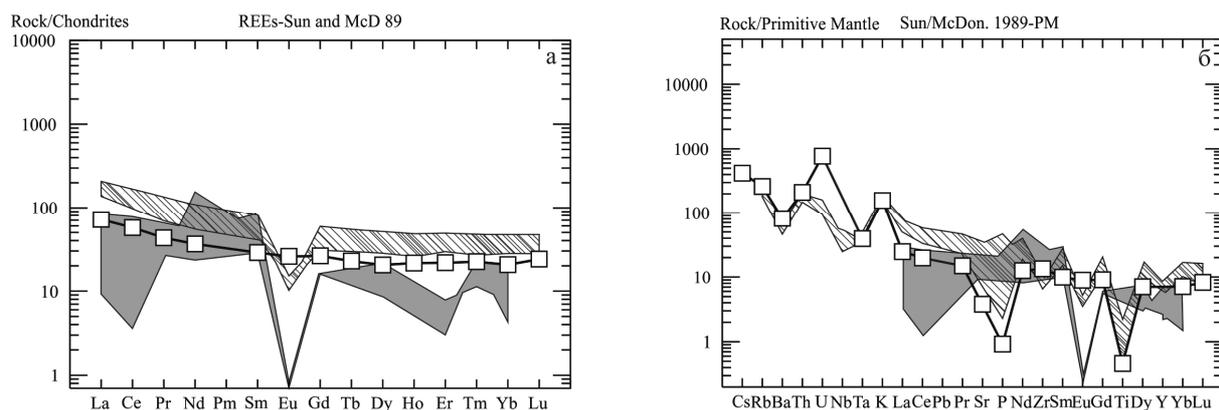


Рис. 3. Распределение РЗЭ в породах (а) и мультиэлементная диаграмма (б). На диаграммы нанесены профили спектров гранитоидов Кожимского массива: серое поле – данные Л. В. Махлаева [9], заштрихованное поле – данные Ю. В. Денисовой [12]. Белый квадрат – данные для датированного образца.
 Fig. 3. REE distribution in rocks (a) and multi-element diagram (b). The diagrams show the profiles of the spectra of granitoids of the Kozhim massif, gray field – data of L.V. Makhlaev [9], shaded field – data of Yu.I. Denisova [12]. White square – data for the dated sample.

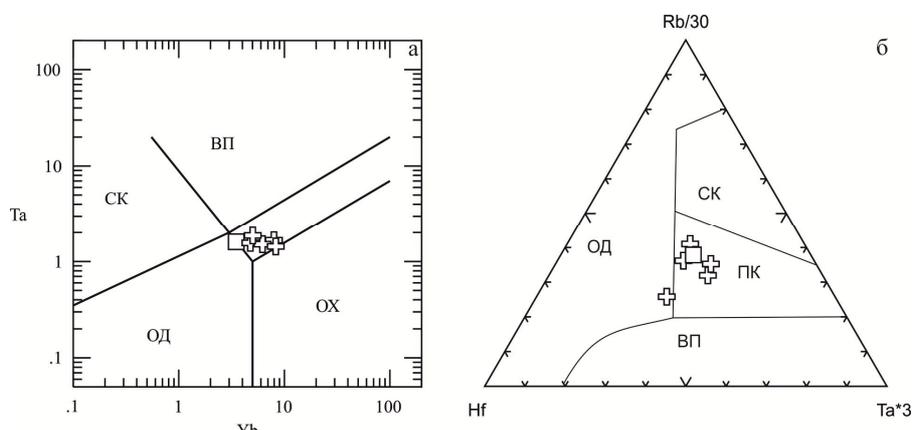


Рис. 4. Диаграммы Та-Уб, Hf-Rb / 30-Ta * 3 для реконструкции геодинамических обстановок формирования пород. Условные обозначения см. рис. 2.
 Fig. 4. Diagrams Ta-Yb, Hf-Rb / 30-Ta * 3 for the reconstruction of geodynamic settings. Legend see Fig. 2.

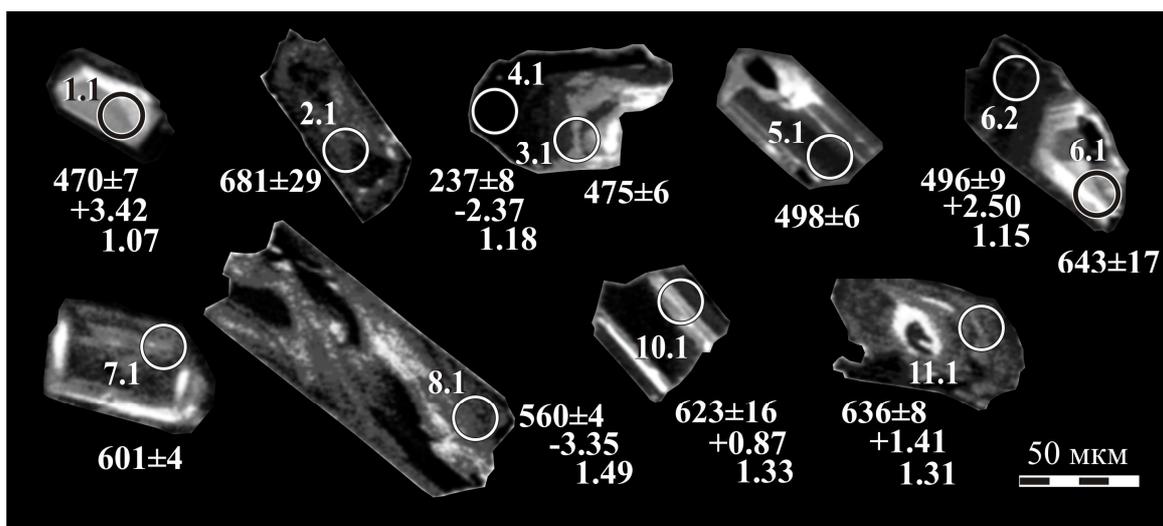


Рис. 5. Катодолуминесцентные изображения цирконов из пробы 9-114 с номерами датированных зерен, аналитическими кратерами, возрастом, данным εHf и модельным возрастом протолита – млрд лет.
 Fig. 5. Cathodoluminescence image of zircon from sample 9-114 with numbers of dated grains, analytical craters, age, date of εHf and model age of protolith.

Был определен U-Pb возраст цирконов в 11 точках (табл. 2). Как видно из анализа табл. 2, для измеренных значений характерна высокая дискордантность, только три измеренных значения имеют дискордантность ниже 10% (7.1(601±4), 10.1 (623±16), 11.1 (636±8)), дискордантность 29–62% характерна для 36 % замеров (4.1 (237±8), 1.1 (470±7), 5.1 (498±6), 2.1 (681±29)). Исключив из расчета значения возраста в точках 2.1, 4.1, 8.1, полученные значения

возрастов образуют две основные группы (кластера) (рис. 6, а). Точки группируются: 1) 681–601 млн лет, точки 7.1, 10.1, 11.1, 6.1, 2.1; 2) 498–470 млн лет, точки 1.1, 3.1, 6.2, 5.1. Для каждой из групп был рассчитан возраст. Средневзвешенный возраст первой группы составил 619.8±9.1 млн лет, (СКВО=0.67, 2σ) для более древних цирконов (рис. 6, б). Средневзвешенный возраст для группы более молодых цирконов составляет 485.5±6.4 млн лет,

Таблица 2

Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов

Table 2

Results of U-Pb isotope studies of zircons

Зерно, кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержания, мкг			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет. ±1σ		D, %	Изотопные отношения, ±%. 1σ			Rh ₀
		²⁰⁶ Pb*	U	Th		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		
4.1	20.51	104	3266	4048	1.28	237±8	612±1186	+62	0.0603±54.9	0.31±55.0	0.037±3.5	0.1
1.1	2.81	19	303	152	0.52	470±7	772±500	+41	0.0650±23.7	0.68±23.8	0.076±1.5	0.1
3.1	0.97	16	246	153	0.64	475±6	558±79	+15	0.0588±3.6	0.62±3.8	0.076±1.2	0.3
6.2	0.25	20	293	178	0.63	496±9	408±49	-22	0.0549±2.2	0.61±2.9	0.080±1.9	0.7
5.1	0.73	16	235	363	1.59	498±6	390±86	-29	0.0545±3.8	0.60±4.0	0.080±1.2	0.3
8.1	3.67	19	249	38	0.16	560±4	882±265	+38	0.0685±12.8	0.86±12.8	0.091±0.8	0.1
7.1	1.01	32	383	243	0.65	601±4	663±45	+10	0.0617±2.1	0.83±2.2	0.098±0.7	0.3
10.1	-0.02	25	285	233	0.84	623±16	594±29	-5	0.0597±1.3	0.84±3.0	0.101±2.7	0.9
11.1	-0.13	39	434	246	0.59	636±8	600±36	-6	0.0599±1.6	0.86±2.1	0.104±1.3	0.6
6.1	2.95	22	240	149	0.64	643±17	544±300	-19	0.0584±13.7	0.84±14.0	0.105±2.8	0.2
2.1	0.19	215	2238	1385	0.64	681±29	558±91	-23	0.0588±4.2	0.90±6.2	0.111±4.5	0.7

Примечание. ²⁰⁶Pb_c и ²⁰⁶Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. Изотопные отношения и содержания ²⁰⁶Pb скорректированы по измеренному ²⁰⁴Pb. D – дискордантность: $D = 100 \times [\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Rh₀ – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U.

Note. ²⁰⁶Pb_c and ²⁰⁶Pb* – ordinary and radiogenic lead. The isotopic ratios and contents of ²⁰⁶Pb are corrected for the measured ²⁰⁴Pb. D – discordance: $D = 100 \times [\text{age} (^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}) / \text{age} (^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}) - 1]$. Rh₀ is the correlation coefficient between errors in determining the isotopic ratios ²⁰⁶Pb / ²³⁸U and ²⁰⁷Pb / ²³⁵U.

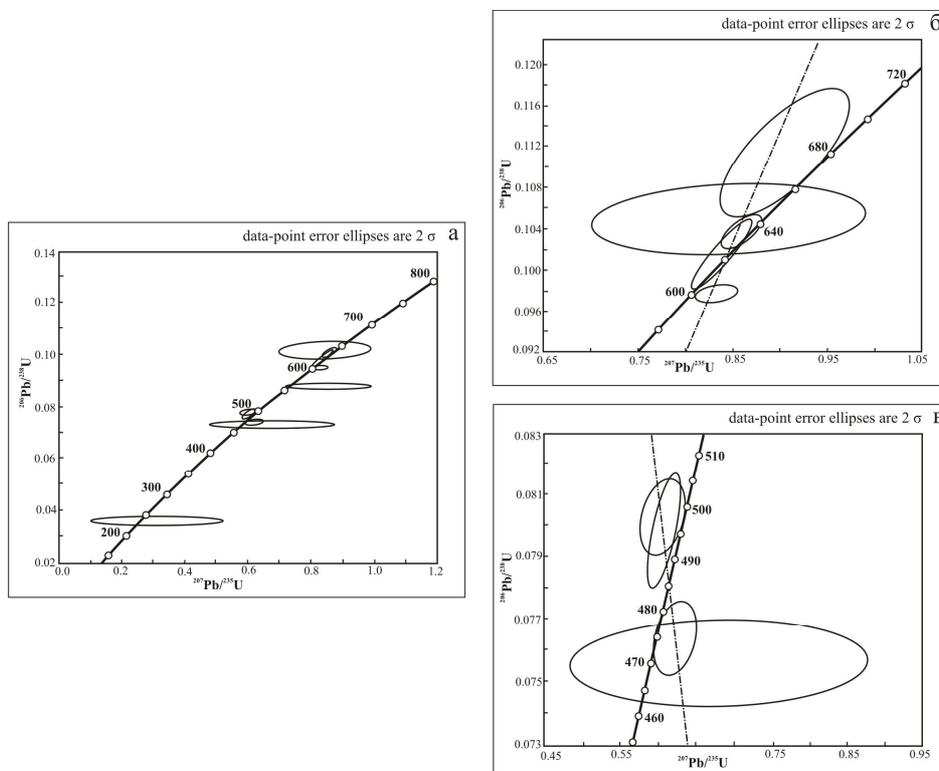


Рис. 6. Данные U-Pb возраста цирконов пробы 9-114, n=11 (а), значения (n=5) 619.8±9.1 млн лет, MSWD = 0.67 (б), значения (n=4) 485.5±6.4 млн лет, MSWD = 0.22 (в).

Fig. 6. U-Pb Zircon Age Data of sample 9-114, n=11 (a), values (n=5) 619.8±9.1 Ma, MSWD = 0.67 (b), values (n=4) 485.5±6.4 Ma, MSWD = 0.22 (b).

(СКВО=0.22, 2σ) (рис. 6, в). Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для точки 4.1 определен как 237 ± 8 млн лет, для точки 8.1 – 560 ± 9.1 млн лет.

Содержания (г/т) U в цирконах первой группы варьируют от 240 до 434 (в точке 2.1 2238), Th (г/т) от 149 до 246 (2.1–1385), в цирконах второй группы U (г/т) от 235 до 293 и Th (г/т) от 38 до 363. Содержания элементов-примесей в цирконах разных возрастных групп близки (табл. 3, рис. 7), анализировались цирконы магматического генезиса. Поведение РЗЭ отличается в измеренных точках (4.1; 2.1; 8.1) с нарушенными характеристиками. На графике распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в точках продатированных цирконов (в скобках цифры возраста в млн лет) 4.1 (237), 2.1 (681), 8.1 (560), 1.1 (470) видно высокое содержание легких РЗЭ, указывающее на наложенные процессы изменения, например, метасоматического, гидротермального характера. Точки 4.1, 2.1, 8.1, исключенные из расчета возрастов в связи с высокой дискордантностью, обнаруживают высокое содержание легких РЗЭ. Кроме того, в точке 4.1 определено высокое содержание железа и нереально высокая расчетная температура кристаллизации, а для точки 2.1 характерно высокое содержание урана и тория.

Модельная температура кристаллизации, рассчитанная по содержанию титана [18], в продатированных цирконах находится в интервале 808–717°C для первой группы (более древних) и в интервале 868–742°C для второй, более молодой по возрасту (табл. 3), в среднем температура кристаллизации цирконов (или кайм цирконов) второй группы более высокая. Температурный интервал значений, полученный по насыщению цирконием расплава (рис. 2, г), составляет 804°C. Расчетные температуры (°C), основанные на исследовании морфологии кристаллов, близкие к нашим значениям, получены ранее для цирконов гранитоидов Кожимского массива в интервале 856–722 [12 и ссылки в этой работе].

Изотопный состав гафния был измерен в шести точках, в цирконах первой возрастной группы (измеренный в точках 10.1, 11.1) варьирует от +0.87 до +1.41 и указывает на корово-мантийный (гибридный, смешанный) источник, модельный возраст протолита T_{DM2} 1.33–1.31 млрд лет (табл. 4, рис. 8).

Таблица 3

Содержания редкоземельных элементов, иттрия, гафния, железа и титана (z/m) и температуры кристаллизации (°C) в исследованных цирконах

Table 3

Content of yttrium, rare earth elements, iron and titanium (ppm) and crystallization temperature (°C) in the studied zircons

Точки	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Hf	Fe	^{48}Ti	^{49}Ti	$T^{(1)}$
4.1	3055	68.54	201	45.7	28.7	6.33	91	317	563	1473	7197	3999	1361.3	1366.7	1843
1.1	2033	3.73	33	2.5	4.5	1.79	45	208	383	711	11571	52	14.2	14.3	857
3.1	1695	0.46	67	1.5	3.9	1.51	35	156	298	570	9346	97	10.2	9.6	819
6.2	1793	0.11	60	0.9	3.5	1.08	37	172	309	496	8784	1	4.7	4.6	742
5.1	3329	1.79	77	8.5	15.7	6.37	124	374	499	712	5864	12	15.7	15.7	868
8.1	752	0.28	2	1.0	1.6	0.13	16	76	120	185	12288	5	3.7	3.8	719
7.1	2194	0.14	16	1.6	4.9	0.88	53	230	401	651	11289	214	6.6	7.0	775
10.1	2070	0.09	28	3.7	7.3	1.56	59	223	367	581	9835	108	4.4	4.3	736
11.1	2004	0.02	19	1.0	3.7	0.69	44	203	366	617	12389	89	3.6	3.5	717
6.1	1254	8.31	41	2.3	3.1	1.32	30	114	200	337	6164	11	9.2	9.0	808
2.1	3159	8.35	39	6.0	11.4	2.70	104	346	530	894	8407	200	4.8	4.7	743

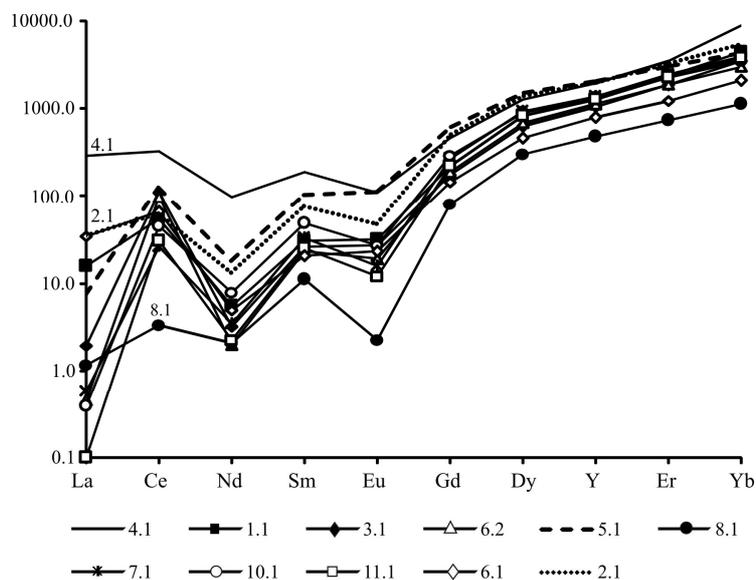


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ (нормированные на хондрит) в цирконах. Точки 2.1, 4.1, 8.1 – аномальные.

Fig. 7. REE distribution spectra (normalized to chondrite) in zircons. Points 2.1, 4.1, 8.1 – abnormal.

Таблица 4

Изотопный состав Hf в цирконах

Table 4

Hf isotope composition of zircons

Зерно Grain	T (млн лет) T (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	T _{DM} (млрд лет) T (Ga)	f(Lu/Hf)	$\epsilon\text{Hf}(0)$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T _{DM2} (млрд лет) T (Ga)
4.1	237	0.068221	0.000288	0.282572	0.000029	0.002803	0.000011	1.01	-0.92	-7.07	-2.37	1.18
1.1	470	0.058706	0.000350	0.282602	0.000028	0.002426	0.000017	0.96	-0.93	-6.03	3.42	1.07
6.2	496	0.043583	0.000275	0.282550	0.000018	0.001697	0.000013	1.01	-0.95	-7.84	2.50	1.15
8.1	560	0.027502	0.000200	0.282345	0.000021	0.001069	0.000008	1.28	-0.97	-15.11	-3.35	1.49
11.1	636	0.048236	0.000256	0.282440	0.000026	0.001944	0.000010	1.18	-0.94	-11.73	1.41	1.31
10.1	623	0.081585	0.000823	0.282447	0.000032	0.003174	0.000029	1.21	-0.90	-11.50	0.87	1.33

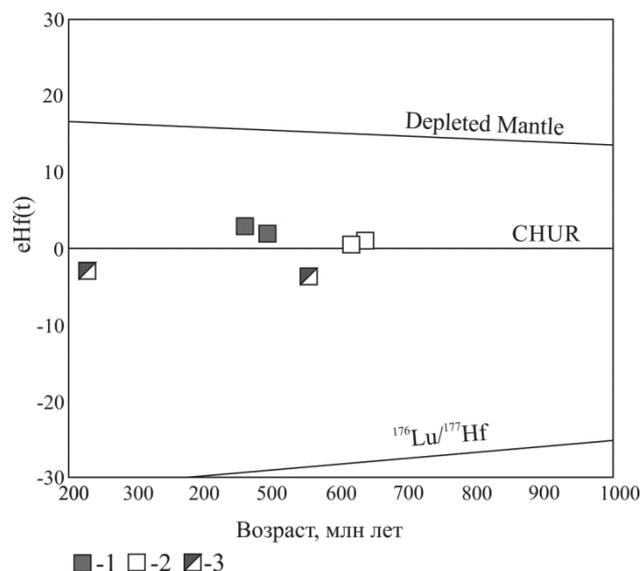


Рис. 8. Изотопный состав Hf. Условные обозначения: 1 – цирконы кембрий-ордовикского возраста; 2 – цирконы среднерифейского возраста; 3 – данные по цирконам, не вошедшим в расчет возраста.
Fig. 8. Isotopic composition of Hf. Legend: 1 – zircons of the Cambrian-Ordovician age; 2 – zircons of the Middle Riphean age; 3 – data on zircons not included in the age calculation.

Изотопный состав гафния в цирконах второй возрастной группы (1.1, 6.2) составляет +2.50 – +3.42, т.е. имеет чуть более мантийные характеристики и более молодой расчетный модельный возраст протолита T_{DM2} 1.15–1.07 млрд лет. В точках с нарушенными характеристиками 4.1 и 8.1 отмечены коровые значения ϵHf .

Обсуждение результатов

Долгое время возраст гранитоидов этого района был предметом широких дискуссий: доордовикский или послеордовикский. Отнесение пород массива к молодым верхнепалеозойским образованиям обусловлено появлением первых датировок абсолютного возраста, полученных K-Ar методом по слюдам на уровне 300 ± 15 млн лет [3]. Таким образом, на долгие годы возрастное положение гранитоидов было утверждено и закреплено в схеме корреляции магматических комплексов европейского Северо-Востока [11, 13]. Лишь намного позже, с

появлением новых методов абсолютного датирования, появились данные, указывающие на средне-рифейский, вендский, поздневендско-раннекембрийский возраст гранитоидов [1, 6–7]. Исследования единичных зерен цирконов, накопленные к настоящему моменту, убедительно показывают, что гранитоиды Кожимского массива содержат различные цирконы. Поскольку в выборках присутствуют цирконы с различными возрастами, установленный ранее по единичным цирконам U-Pb (SIMS) возраст 593 ± 3 млн лет [6] в южной части опробованного нами массива указывает, что в выборку попало больше цирконов с более древними возрастами. Отсутствие изображений цирконов в работе предшественников затрудняет дальнейший анализ. Полученные нами новые данные по цирконам пробы гранитов из северного контакта южного тела, собственно Кожимского массива по А.М.Пыстину, показывают, что процессы гранитогенеза проявились на уровне границы кембрия-ордовика, так как каймы имеют более молодой возраст, на 150–100 млн лет моложе ядер. Очень показателен продатированный кристалл циркона: точка 6.1 – центр и точка 6.2 – кайма, в центре возраст составляет 643 млн лет, а в кайме 496. Таким образом, если рассматривать центральные части циркона с более древними возрастами как время кристаллизации циркона из расплава, то возраст пород массива удревняется. Можно отметить, что согласно полученным данным гранитоиды формировались на уровне позднего кембрия – раннего ордовика, а более древние ядерные части или генерации цирконов с древними (позднерифейскими) возрастами наследованы, либо формирование пород происходило на уровне 640 млн лет, а преобразование или повторное плавление на уровне 500 млн лет. Возможно, появятся новые данные для решения этой проблемы. Полученные также в каймах молодые возраста, на уровне 300 млн лет, подтверждают имеющиеся цифры K-Ar датирования слюд и указывают, что в это время происходили неуставленные процессы (метаморфические, метасоматические, гидротермальные), отразившиеся в появлении генерации цирконов. Кроме того, показателен изменившийся геохимический состав этих цирконов.

Выводы

Исследовались нормальнощелочные лейкограниты северной части Кожимского массива. Установлено, что по своим минералого-петрографичес-

ким и петро-геохимическим характеристикам породы относятся к А-типу гранитов, с учетом полученных изотопно-геохронологических данных граниты формировались в постколлизийных переходных к рифтогенным геодинамическим условиям. В породах обнаружены две возрастные группы цирконов ~620 и ~490 млн лет. Цирконы (кристаллы и каймы кристаллов) отличаются возрастными, геохимическими, термическими, изотопными (Hf) характеристиками, а также расчетными модельными возрастными протолитов. Полученные новые данные показывают, что исследованные граниты с характеристиками гранитов А-типа могли формироваться на уровне границы кембрия и ордовика (485.5 ± 6.4), цирконы с возрастными 619.8 ± 9.1 млн лет нами рассматриваются как наследованные от предыдущего этапа. Полученное время в эволюции этой части Приполярного Урала коррелирует с рифтогенными геодинамическими условиями (520–480 млн лет), при которых выплавлялись граниты с характеристиками А-типа гранитов, последовавшими за надсубдукционно-аккреционными, коллизийными, синколлизийными и постколлизийными процессами (640–520 млн лет), при которых происходило формирование гранитоидов различных типов S, I, A [10, 19].

Авторы выражают благодарность М.А.Коблу (Стэнфордский университет, США) за возможность проведения U-Pb исследований, а также Ф. Мон и Ц. Ген (Китайская академия наук, г. Пекин и Институт геологии и минеральных ресурсов, г. Тяньцзинь, Китай) за предоставленную возможность исследования Lu-Hf системы цирконов.

Исследования выполняются в рамках госзадания № ГР АААА-А17-117121270035-0.

Литература

1. Иванов В.Н., Жаркова Т.Б., Курзанов И.Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 252 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Листы Р-40 – Североуральск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
3. Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды Центральной части Приполярного Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 108 с.
4. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН. 2019. № 2. С 34–52.
5. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 6. С. 25–38.
6. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного

- Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2011. Вып. 4(8). С. 73–78.
7. Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 214 с.
 8. Голдин Б.А., Калинин Е.П. Доордовикский магматизм Севера Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. С. 3–30.
 9. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург, 1996. 150 с.
 10. Андреичев В.Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2010. №11. С. 7–12.
 11. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология доуралитид Приполярного Урала. Сыктывкар, 1999. 48 с. (Серия сообщ. «Научные доклады»/ Коми научный центр УрО Российской академии наук; Вып. 413).
 12. Денисова Ю.В. Термометрия насыщения циркона, апатита, монацита (Кожимский массив, Приполярный Урал) // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2019. №3(39). С. 47–52.
 13. Корреляция магматических комплексов европейского Северо-Востока СССР/ В.Н.Охотников, В.И. Мизин, Л.Т. Белякова и др. Сыктывкар, 1985. 25 с.
 14. Shuyskiy A.S., Udoratina O.V., Miller E.L., Coble M.A. Granites of the Gerdiz massif (Polar Urals): new data // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. №12. С. 23–30.
 15. Geng J.Z., Li H. K., Zhang J., Zhou H. Y., Li H. M. Zircon Hf isotope analysis by means of LA-ICP-MS // Geological Bulletin of China 30 (10). 2011. P. 1508–1513 (in Chinese with English abstract).
 16. Hanchar J.M., Watson E.B. Zircon saturation thermometry // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. 53 (1). P. 89–112.
 17. Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks// Geochemistry International. 2015. 53 (9). P. 759–785.
 18. Watson E.B., Wark D.A. and Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. 151(4). P. 413–433.
 19. Соболева А.А., Удоратина О.В. Доуральские гранитоиды на Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2010. №9 (189). Вып. 2. С. 16–17.

References

1. Ivanov V.N., Zharkova T.B., Kurzanov I.Yu. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 200 000. Seriya Severo-Ural'skaya. List Q-41-XXV. Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological

- map of the Russian Federation. Scale 1: 200 000. North Urals Series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory note]. Moscow: MF VSEGEI, 2013. 252 p.
2. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Ural'skaya. Listy R-40 – Severoural'sk. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1 000 000 (third generation). Series Ural. Sheets R-40 - Severouralsk. Explanatory note]. St.Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 2005. 332 p.
 3. *Fishman M.V., Goldin B.A. Granitoidy Tsentral'noy chasti Pripolyarnogo Urala* [Granitoids of the Central part of the Subpolar Urals]. Leningrad: USSR Ac. Sci. Publ., 1963. 108 p.
 4. *Pystin A.M., Pystina Yu.I. Dokembriy Pripolyarnogo Urala: khronostratigraficheskiy aspekt* [Precambrian of the Subpolar Urals: chronostratigraphic aspect] // Transactions of the Karelian Sci. Centre, RAS. 2019. №. 2. P. 34–52.
 5. *Pystin A.M., Pystina Yu.I. Metamorfizm i granitobrazovaniye v proterozoysko-rannepaleozoyskoy istorii formirovaniya Pripolyarnoural'skogo segmenta zemnoy kory* [Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-Early Paleozoic history of the formation of the Subpolar Ural segment of the Earth's crust] // Lithosphere. 2008. №. 6. P. 25–38.
 6. *Pystin A.M., Pystina Yu.I. Novyye dannyye o vozraste granitoidov Pripolyarnogo Urala v svyazi s problemoy vydeleniya kozhimskoy srednerifeyskoy granit-riolitovoy formatsii* [New data on the age of granitoids of the Subpolar Urals in connection with the problem of isolating the Kozhym Middle Riphean granite-rhyolite formation] // Proc. of the Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2011. Issue 4 (8). P. 73–78.
 7. *Goldin B.A., Kalinin E.P., Puchkov V.N. Magmaticheskkiye formatsii zapadnogo sklona severa Urala i ikh minerageniya* [Magmatic formations of the western slope of the north of the Urals and their mineralogy]. Syktyvkar: Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS, 1999. 214 p.
 8. *Goldin B.A., Kalinin E.P. Doordovikskiy magmatizm Severa Urala* [Pre-Ordovician magmatism of the North of the Urals] // Pre-Ordovician history of the Urals. Sverdlovsk, 1980. P. 3–30.
 9. *Makhlaev L.V. Granitoidy severa Tsentral'no-Ural'skogo podnyatiya* (Polyarnyy i Pripolyarnyy Ural) [Granitoids of the north of the Central Ural uplift (Polar and Subpolar Urals)]. Ekaterinburg, 1996. 150 p.
 10. *Andreichev V.L. Geokhronologiya granitoidnogo magmatizma Pripolyarnogo Urala* [Geochronology of granitoid magmatism of the Subpolar Urals] // Bull. of the Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2010. №. 11. P. 7–12.
 11. *Andreichev V.L. Izotopnaya geokhronologiya douralid Pripolyarnogo Urala* [Isotopic geochronology of duralids of the Subpolar Urals]. Syktyvkar, 1999. 48 p. (“Sci. reports” / Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS; Issue 413).
 12. *Denisova Yu.V. Termometriya nasyshcheniya tsirkona, apatita, monatsita* (Kozhimskiy massiv, Pripolyarnyy Ural) [Thermometry of saturation of zircon, apatite, monazite (Kozhim massif, Subpolar Urals)] // Proc. of the Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2019. №3 (39). P. 47–52.
 13. *Korrelyatsiya magmaticheskikh kompleksov yevropeyskogo Severo-Vostoka SSSR* [Correlation of magmatic complexes of the European Northeast of the USSR] / V.N. Okhotnikov, V.I. Mizin, L.T. Belyakova et al. Syktyvkar, 1985. 25 p.
 14. *Shuyskiy A. S., Udoratina O. V., Miller E. L., Coble M.A. Granites of the Gerdiz massif* (Polar Urals): new data // Bull. of the Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. 2018. №12. P. 23–30.
 15. *Geng, J.Z., Li, H.K., Zhang, J., Zhou, H.Y., Li, H.M. Zircon Hf isotope analysis by means of LA-ICP-MS* // Geological Bull. of China 30 (10). 2011. P. 1508–1513 (in Chinese with English abstract)
 16. *Hanchar J.M., Watson E.B., 2003. Zircon saturation thermometry* // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 53 (1). P. 89–112.
 17. *Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O., 2015. Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks* // Geochemistry International. 53 (9). P. 759–785.
 18. *Watson E. B., Wark D. A. and Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile* // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. 151(4). P. 413–433.
 19. *Soboleva A. A., Udoratina O. V. Doural'skiye granitoidy na Urale* [Pre-Ural granitoids in the Urals] // Bull. of the Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS. Syktyvkar, 2010. №. 9 (189). Issue 2. P. 16–17.

Статья поступила в редакцию 28.12.2019.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ
журнала «Известия Коми НЦ УрО РАН»
серии «Науки о Земле»

Журнал публикует научно-аналитические обзоры (объем до 1,5 п.л.), оригинальные статьи (до 0,8 п.л) и краткие сообщения (до 0,3 п.л.) теоретического и экспериментального характера по различным направлениям наук о Земле.

25.00.01 Общая и региональная геология

25.00.02 Палеонтология и стратиграфия

25.00.03 Геотектоника и геодинамика

25.00.04 Петрология, вулканология

25.00.05 Минералогия, кристаллография

25.00.06 Литология

25.00.11 Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

25.00.12 Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений

25.00.13 Обогащение полезных ископаемых

25.00.24 Экономическая, социальная, политическая и рекреационная география

Статьи должны отражать результаты законченных и методически корректно выполненных исследований. Изложение материала должно быть ясным, лаконичным и последовательным.

Направляя статью в наш журнал, Вы соглашаетесь с нашим **Положением о публикационной этике журнала** (приведено на сайте журнала). Решение о публикации принимается редакционной коллегией журнала после рецензирования, с учетом новизны, научной значимости и актуальности представленных материалов. Статьи, отклоненные редакционной коллегией, повторно не рассматриваются.

К публикации также принимаются комментарии к ранее опубликованным работам, информация о научных конференциях, рецензии на книги, хроника событий научной жизни.

Общие требования к оформлению рукописей

Статьи должны сопровождаться направлением того научного учреждения, где была выполнена работа, а также экспертным заключением о возможности опубликования в открытой печати. В случае отсутствия возможности представить экспертное заключение, автор (авторы) статьи могут подать заявление на проведение экспертизы в ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Статья должна быть подписана всеми авторами (автором) с указанием (полностью) фамилии, имени, отчества, места работы, служебного телефона и e-mail. Рекомендуется указать автора, который будет вести переписку с журналом.

В редакцию подается рукопись статьи в двух экземплярах – в печатном и электронном вариантах (WinWord под Windows). Электронная и бумажная версии статьи должны быть идентичны. Электронный вариант рукописи может быть прислан по электронной почте на адрес редакционной коллегии: journal@frc.komisc.ru или ответственному секретарю серии journal@geo.komisc.ru. Текст набирается шрифтом Times New Roman, кегль 14, в одну колонку через 1,5 интервала, на странице форматом А4. По всей статье шрифт должен быть одинаковым. Поля страниц оригинала устанавливаются следующими: левое – 25 мм, верхнее – 20 мм, правое – 10 мм, нижнее – 25 мм. **Текстовый редактор:** Microsoft Word for Windows. Текст статьи набирается без принудительных переносов, разрядки слов не допускаются. В числовых значениях десятичные разряды отделяются запятой (например, 102,5). Для специальных символов, таких как греческие буквы, степень, умножение и т. д., используется стандартная кодировка, которая обеспечивается сочетанием клавиш в программе Word [Вставка | Символ].

Не рекомендуется пользоваться при работе со статьей программой Microsoft Graph и программами Paint из Windows 95, Microsoft Draw.

Сокращение следует проводить по ключевым буквам слов в русском написании. При первом упоминании терминов, неоднократно используемых в статье, необходимо давать их полное наименование и сокращение в скобках, в последующем применяя только сокращение. В заголовке статьи и аннотации сокращения не используются.

Все используемые, включая общепринятые, аббревиатуры должны быть расшифрованы при первом упоминании. Не допускаются сокращения, кроме стандартных. Необходимо использовать исключительно единицы СИ. Все названия видов флоры и фауны даются на латыни с указанием авторов, родовое и видовое название выделяются курсивом. Объем иллюстраций (таблицы, рисунки, фото) в статье не должен превышать 5-7 шт. Количество иллюстраций в кратких сообщениях не должно превышать 2-3 шт.

Первая страница рукописи оформляется следующим образом: в начале статьи указывается индекс Универсальной десятичной классификации (УДК); затем прописными буквами печатается название статьи, которое должно быть максимально кратким, информационно ёмким и не содержать сокращений; далее следуют инициалы и фамилии авторов. Отдельной строкой дается название

учреждения и города (для иностранных авторов – также страны). Далее приводится электронный адрес для переписки. При наличии авторов из нескольких организаций необходимо арабскими цифрами указать их принадлежность. Через один полуторный интервал далее следует краткая аннотация (8-10 строк), в которой кратко описываются основные результаты работы. После аннотации через полуторный интервал приводятся ключевые слова (до 10). Далее идут название статьи, аннотация и ключевые слова на английском языке. Английская аннотация объемом (до 2000 печатных знаков или 1 машинописная страница) для читателей, не владеющих русским языком, должна быть независимым источником информации (пересказом статьи). В тех случаях, когда текст статьи поделен на разделы, автор может подобным образом разделить и текст аннотации. Редколлегия проверяет качество английского текста и вносит необходимые правки. Во избежание разночтений автор в отдельном файле представляет русский текст, по которому был произведен перевод расширенной аннотации.

Текст статьи состоит, как правило, из введения, основного текста, заключения (резюме) и списка литературы. В статье, описывающей результаты экспериментальных исследований, рекомендуется выделить разделы: «Материал и методы», «Результаты и обсуждение».

Во введении должны быть изложены цель, суть и новизна рассматриваемой задачи с обязательным кратким анализом данных наиболее важных и близких работ других авторов. В разделе «Материал и методы» должны быть четко и кратко описаны методы и объекты исследования. Подробно описываются только оригинальные методы исследования, в других случаях указывается суть метода и дается ссылка на источник заимствования, а в случае модификации – указывается, в чем конкретно она заключается.

В разделе «Результаты и обсуждение» полученные данные приводят либо в табличной форме, либо на рисунках, без дублирования одной формы другой, и краткого описания результатов с обсуждением в сопоставлении с данными литературы.

Таблицы должны быть составлены в соответствии с принятым стандартом, без включения в них легко вычисляемых величин. Таблицы должны быть отформатированы одинаковым образом, пронумерованы в порядке их появления в тексте, иметь тематический заголовок. Каждая таблица предоставляется на отдельной странице. Ширина таблицы должна быть либо 90 мм (на одну колонку), либо 185 мм (на две колонки). Текст в таблице набирается шрифтом Times New Roman, кегль 9-10, через два интервала. Сокращение слов в шапке таблиц не допускается. Пустые графы должны быть заменены условными знаками, которые объясняются в примечании. Единицы измерения даются через запятую: масса, г. Если таблица в статье одна, то порядковый номер не ставится и слово «Таблица» не пишется.

Рисунки представляются пригодными для непосредственного воспроизведения, пояснения к ним выносятся в подрисуночные подписи (за исключением кратких цифровых или буквенных обозначений), отдельные фрагменты обозначаются арабскими цифрами или буквами русского алфавита, которые расшифровываются в подрисуночных подписях. Подрисуночные подписи прилагаются отдельно. Каждый рисунок должен сопровождаться подписью на русском и английском языках (английская подпись должна соответствовать русской).

Графика должна быть подготовлена в форматах EPS, PSD, TIFF или JPG и представлена отдельными файлами. Допускается векторный формат CDR. Расширения файлов должны соответствовать их типу. Рисунки в тексте упоминаются как „рис.“ с указанием номера (рис.1).

Растровые рисунки должны сохраняться только в формате TIFF с разрешением не менее 300 dpi (точек на дюйм) для фотографий и не менее 600 dpi (точек на дюйм) для остальных рисунков (черно-белый). Использование других форматов нежелательно.

Векторные рисунки (не диаграммы) должны предоставляться в формате программы, в которой они созданы: CorelDraw, Adobe Illustrator. Если использованная программа не является распространённой, необходимо сохранить файлы рисунков в формате Enhanced Windows Metafile (EMF) или Windows Metafile (WMF).

Диаграммы: Рекомендуется использовать Microsoft Excel, Origin для Windows (до версии 6.0).

Ширина рисунков должна быть либо 90 мм, либо 185 мм, а высота – не более 240 мм. Шрифт буквенных и цифровых обозначений на рисунках – Times New Roman, кегль –9-10. Линии должны быть яркими (4-5 pixel). Следует избегать оттеночных заливок серого и черного цветов.

Каждый рисунок должен быть выполнен на отдельной странице. На обратной стороне рисунка простым карандашом или ручкой указывается фамилия первого автора статьи и номер рисунка.

Карты должны быть выполнены на географической основе ГУГК (контурные или бланковые карты). Транскрипции географических названий должны быть сверены с последней редакцией Государственного каталога географических наименований Росреестра (<https://rosreestr.ru/site/activity/gosudarstvennyy-katalog-geograficheskikh-nazvaniy/naimenovaniya-geograficheskikh-obektov-na-territorii-rossiyskoy-federatsii>), атласов, изданных Роскартографией (ГУГК СССР), с данными ОКАТО или с данными из официальных актов российских государственных/муниципальных органов управления. Масштаб необходимо указывать графически (в виде линейки). Следует избегать присутствия на микрофотографиях технической информации, не представляющей интереса для читателей или уже приведённой в тексте.

В тексте цитированную литературу следует приводить только цифрами в квадратных скобках. Список литературы должен быть представлен на отдельной странице и составлен в порядке

упоминания источников в тексте в соответствии с примером (см. ниже). Ссылки на неопубликованные работы не допускаются.

После Списка литературы размещается References – пристатейный список литературы в транслите (на латинице) и в квадратных скобках перевод названия статьи и журнала на английский язык. References повторяет в полном объеме, с той же нумерацией Список литературы на русском языке, независимо от того, имеются ли в нем иностранные источники. Если в списке есть ссылки на иностранные публикации, они полностью повторяются как в Списке литературы, так и в References.

Список литературы и References оформляется по нижеприведенным примерам (следует обратить особое внимание на знаки препинания):

Список литературы:

1. *Иванов И.И.* Название статьи // Название журнала. 2005. Т.41. № 4. С. 18–26.
2. *Петров П.П.* Название книги. М.: Наука, 2007. Общее число страниц в книге (например, 180 с.) или конкретная страница (например, С. 75.).
3. *Казakov К.К.* Название диссертации: Дис. канд. биол. наук. М.: Название института, 2002. 164 с.

References:

1. Ivanov I.I. Nazvanie stat'i [Article title] // Nazvanie zhurnala [Journal title]. 2005. T.41. № 4. S. 18–26.
2. Petrov P.P. Nazvanie knigi [Book title]. M.: Nauka, 2007. Obshchee chislo stranits v knige (naprimer, 180 p.) ili konkrernaya stranitsa (naprimer, p. 75.).
3. Kazakov K.K. Nazvanie dissertatsii [Dissertation title]: Dis. kand. biol. nauk. M.: Nazvanie instituta, 2002. 164 p.

При наличии большого количества авторов в списке литературы указываются все.

Для транслитерации списка литературы удобно использовать интернет-ресурс <http://translit-online.ru/>

При несоблюдении этих перечисленных правил, статья не рассматривается редакционной коллегией, а возвращается авторам на доработку.

Редакция принимает для опубликования статьи на английском языке (оригинальные, либо переведенные на английский язык профессиональным переводчиком). Такие рукописи следует сопровождать аннотацией, подписями к рисункам и названиям таблиц на русском языке.

Все статьи проходят рецензирование и, в случае необходимости, возвращаются авторам на доработку. Рецензирование статьи закрытое. Возможно повторное и параллельное рецензирование. Редакционная коллегия оставляет за собой право редактирования статьи. Статьи публикуются в порядке очередности, но при этом учитывается их тематика и актуальность. Редакционная коллегия сохраняет первоначальную дату поступления статьи, а, следовательно, и очередность публикации, при условии возвращения ее в редакционную коллегия не позднее, чем через 1 месяц. Корректуру принятой в печать статьи редакционная коллегия иногородним авторам рассылает по e-mail. Автор в течение 5-7 дней должен вернуть ее в редакционную коллегия или передать правку по указанному телефону или электронному адресу (e-mail) редакционной коллегии.

В случае отклонения материала рукописи, приложения и диски не возвращаются.

Рукописи статей **только простым письмом** направлять по адресу:

Ответственному секретарю редакционной коллегии
журнала «Известия Коми НЦ УрО РАН»
Андрею Яковлевичу Полле
167982, г. Сыктывкар, ул. Коммунистическая, д. 24,
Президиум Коми НЦ УрО РАН, каб. 209
Тел.: +7 (8212) 24-17-46
E-mail: journal@frc.komisc.ru

Научный журнал

ИЗВЕСТИЯ

Коми научного центра
Уральского отделения РАН
Серия «Науки о Земле»

Вып. 1(41)

Выпуск подготовили:

Ответственный редактор серии д.г.-м.н. А.М.Пыстин
Ответственный секретарь серии к.г.-м.н. Е.В.Антропова
Редактор Т.В.Цветкова
Компьютерное макетирование Н.А.Сулейманова
Корректурa английского перевода Т.А.Искакова

Лицензия № 0047 от 10.01.1999.
Компьютерный набор. Подписано в печать 17.02.2020.
Формат бумаги 60x84¹/₈. Печать офсетная.
Усл.-печ.л. 14. Уч.-изд.л. 14. Тираж 300. Заказ № 12.
Свободная цена.

Подготовлено к изданию редакцией журнала «Известия Коми НЦ УрО РАН».
167982, ГСП, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 24.
Отпечатано в редакционно-издательском отделе ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.
167982, ГСП, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 48.

Адрес учредителя, издателя: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр УрО РАН».
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 24.