

Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр  
Российской академии наук»

# **ТРУДЫ**

## **КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

№ 2, 2019

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск  
2019

Главный редактор  
А. Ф. ТИТОВ, член-корр. РАН, д. б. н., проф.

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; О. Н. БАХМЕТ (зам. главного редактора), член-корр. РАН, д. б. н.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; И. В. ДРОБЫШЕВ, доктор биологии (Швеция – Канада); Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; Х. ЙООСТЕН, доктор биологии, проф. (Германия); А. С. ИСАЕВ, академик РАН, д. б. н., проф.; А. М. КРЫШЕНЬ, д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; О. Л. КУЗНЕЦОВ, д. б. н.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; О. ОВАСКАЙНЕН, доктор математики, проф. (Финляндия); О. Н. ПУГАЧЕВ, академик РАН, д. б. н.; С. А. СУББОТИН, доктор биологии (США); Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; Т. Э. ХАНГ, доктор географии (Эстония); П. ХЁЛЬТТЯ, доктор геологии, проф. (Финляндия); К. ШАЕВСКИЙ, доктор математики, проф. (Польша); В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н., проф.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

Ю. Л. ВОЙТЕХОВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; О. И. ВОЛОДИЧЕВ, д. г.-м. н.; А. Б. ВРЕВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; В. В. КОВАЛЕВСКИЙ, д. г.-м. н.; В. С. КУЛИКОВ, д. г.-м. н.; Ю. А. МОРОЗОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; А. В. САМСОНОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н., проф.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н.; А. В. СТЕПАНОВА, к. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; М. М. ФИЛИППОВ, д. г.-м. н.; Н. В. ШАРОВ, д. г.-м. н.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

*Издается с января 2009 г.*

Адрес редакции: 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11  
Тел. (8142)762018; факс (8142)769600  
E-mail: [trudy@krc.karelia.ru](mailto:trudy@krc.karelia.ru)

Электронная полнотекстовая версия: <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

# **TRANSACTIONS**

**of the KARELIAN RESEARCH CENTRE  
of the RUSSIAN ACADEMY of SCIENCES**

No. 2, 2019

PRECAMBRIAN GEOLOGY Series

Petrozavodsk  
2019

Editor-in-Chief

A. F. TITOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.

Editorial Council

A. M. ASKHABOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. N. BAKHMET (Deputy Editor-in-Chief), RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); I. V. DROBYSHEV, PhD (Biol.) (Sweden – Canada); N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; T. E. HANG, PhD (Geog.) (Estonia); P. HÖLTTÄ, PhD (Geol.), Prof. (Finland); A. S. ISAEV, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; H. JOOSTEN, Dr. (Biol.), Prof. (Germany); A. M. KRYSHEN', DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; O. L. KUZNETSOV, DSc (Biol.); V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; O. OVASKAINEN, PhD (Math.), Prof. (Finland); O. N. PUGACHYOV, RAS Academician, DSc (Biol.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; S. A. SUBBOTIN, PhD (Biol.) (USA); D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); K. SZAJEWSKI, PhD (Math.), Prof. (Poland); A. V. VORONIN, DSc (Tech.), Prof.

Editorial Board of the "Precambrian Geology" Series

N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.); M. M. FILIPPOV, DSc (Geol.-Miner.); V. V. KOVALEVSKY, DSc (Geol.-Miner.); V. S. KULIKOV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. A. MOROZOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. V. SAMSONOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); N. V. SHAROV, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (Geol.-Miner.); A. V. STEPANOVA, PhD (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. B. VREVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

*Published since January 2009*

*Monthly*

Editorial Office address: 11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
Tel. (8142)762018; fax (8142)769600  
E-mail: [trudy@krc.karelia.ru](mailto:trudy@krc.karelia.ru)

Full-text electronic version: <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

УДК 552.3:551.24

## NEOARCHEAN SANUKITOIDS FROM THE KARELIAN AND BUNDELKHAND CRATONS: COMPARISON OF COMPOSITION, REGIONAL DISTRIBUTION AND GEODYNAMIC SETTING

K. B. Joshi<sup>1,2</sup>, A. I. Slabunov<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Physical Research Laboratory, Ahmedabad, Gujrat, India

<sup>2</sup> ESSO-National Centre for Earth Science Studies, Thiruvananthapuram, Kerala, India

<sup>3</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences,  
Petrozavodsk, Karelia, Russia

This study presents the comparative distribution and composition of Neoproterozoic sanukitoid massifs from the Karelian (Fennoscandian Shield) and Bundelkhand (Indian Shield) Cratons. It has been established that sanukitoid massifs from both the cratons are localised in linear zones nearly parallel to their respective greenstone belts. Neoproterozoic (2.56–2.53 Ga) sanukitoids from Bundelkhand are geochemically similar to those from Central and Western Karelian zones (2.72–2.68 Ga) while they are less differentiated as compared to the sanukitoids from Eastern Karelia (2.74–2.73 Ga). The geochemical similarities in sanukitoids from both these cratons, their proximity with coeval arc-type volcanic rocks and location in linear zones are suggestive that subduction related processes might have been responsible for their formation in both Karelian as well as Bundelkhand cratons.

**Key words:** Sanukitoids; Karelian Craton; Bundelkhand Craton; Archean; Geodynamics.

### К. Б. Джоши, А. И. Слабунов. НЕОАРХЕЙСКИЕ САНУКИТОИДЫ КАРЕЛЬСКОГО И БУНДЕЛКХАНДСКОГО КРАТОНОВ: СРАВНЕНИЕ ПО СОСТАВУ, ПРОСТРАНСТВЕННОМУ РАСПРЕДЕЛЕНИЮ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ

В данной работе проводится сопоставление распределения в пространстве и состава неархейских санукитоидных массивов Карельского (Фенноскандинавский щит) и Бунделкхандского (Индийский щит) кратонов. Показано, что в обоих рассматриваемых кратонах массивы санукитоидов локализируются в линейных зонах, близких по ориентировке зеленокаменным поясам. Неархейские (2,56–2,53 млрд лет) санукитоиды Бунделкхандского кратона по петрохимическим особенностям сходны с аналогичными породами Центрально- и Западно-Карельской зон Карельского кратона с возрастом 2,72–2,68 млрд лет, вместе с тем они менее дифференцированы по сравнению с санукитоидами Восточно-Карельской зоны (2,74–2,73 млрд лет). Санукитоиды обоих рассматриваемых кратонов сходны по геохимическим характеристикам и сопоставимы с субдукционными комплексами, кроме того, с ними ассоциируют близкие по возрасту островодужные вулканиты. Все это, наряду с линейным характером распределения в пространстве, позволяет рассматривать их как субдукционные образования.

## Introduction

Sanukitoids (High Mg, Ba, Sr diorites-granodiorites-monzogranites) are typical Archean rocks as are komatiites, tonalite-tondhjemite-granodiorites (TTGs), and Banded Iron Formations (BIFs). Despite the fact that the Archean represents the dominant period of crustal growth, its preservation and the geodynamic framework is controversial and straddles between plate tectonic [De Wit, 1998; Condie and Benn, 2006; Shchipansky, 2012; Hölttä et al., 2014] and non-plate tectonic models [Hamilton, 1998, 2011; Harris and Bédard, 2014]. Higher mantle temperature and compositionally different atmosphere during the Archean resulted in the formation of typical Archean lithologies like sodium rich TTG suite, komatiites, BIFs, the late high-K granitoids and the rocks of sanukitoid series [Brown, 1985, 2007; Sylvester, 1994; Reddy and Evans, 2009; Herzberg et al., 2010; Martin et al., 2010; and references therein]. Additionally, arc-type basalt, andesite, dacite and rhyolite (BADR), adakites, boninitic series rocks [Polat and Kerrich, 2002; Malviya et al., 2006; Svetov, 2009] are common lithologies in Archean cratons. There have been reports of Archean eclogites and eclogitic facies rocks in both Fennoscandian and Indian shields [Volodichev et al., 2004; Mints et al., 2010; Saha et al., 2011; Li et al., 2015].

TTGs are the major component of the Archean crust. They are sodic, rich in silica often have high  $La_N/Yb_N$  abundances and moderate to high Sr/Y at low Y abundances [Hoffmann et al., 2011; Condie, 2014]. The origin of these rocks has been widely debated with models ranging from subducting hydrous basaltic slab [Arth and Hanson, 1972; Martin and Moyen, 2002 and references therein; Foley et al., 2002; Laurie and Stevens, 2012] to an over thickened mafic crust [Hoffman et al., 2011] as a source in plume related plateau basalt [Condie, 2005, 2014; Foley, 2008; Smithies et al., 2009; Willbold et al., 2009] or within tectonically thickened island arc crust [Adam et al., 2012; Nagel et al., 2012; Hoffmann et al., 2014], while some propose a role of intracrustal differentiation which later evolved by crystal fractionation of primitive andesitic melt [Kelemen et al., 2014]. However, the most widely accepted mechanism for the origin of TTG magmas is by partial melting of hydrous metabasaltic rocks [Rapp et al., 1991; Patiño Douce and Beard, 1995; Rapp and Watson, 1995].

In addition to the abundant TTG suites, K-rich granitoids (sanukitoids and granite-granodiorite-monzogranite (GGM) series) are prominent (Fig. 1) in many Neoarchean cratons [Sylvester, 1994; Egorova, 2014]. The several generations of these K-rich granites have been attributed to partial melting of a lower crust [Champion and Sheraton, 1997; Mikkola et al., 2012 and references therein] and mantle derived source contaminated by continental crust as in the case of sanukitoid suite of rocks [Shirey and Hanson, 1984; Stern et al., 1989; Smithies and Champion, 2000; Halla, 2005; Heilimo et al., 2011; Feio and Dall'Agnol, 2012; Joshi et al., 2017]. Sanukitoids, first identified by Shirey and Hanson [1984], have been reported from Neoarchean terranes all around the world (Fig. 1). Sanukitoids have geochemical characteristics typical of both Archean TTGs and modern BADR series [Laurent et al., 2011] and are considered to have formed up to the Neoarchean. However, Phanerozoic analogues of Neoarchean sanukitoids have been reported from Caledonian Scotland [Fowler and Rollinson, 2012]. Recently, granitoids with sanukitoid affinities but lacking typical sanukitoid features have been reported. The most notable granitoid with such character is the Closepet granitoid in the Dharwar Craton, India [Jayananda et al., 1995; Moyen et al., 2001]. However, similar compositions have also been reported from Wyoming [Frost et al., 1998], Shandong (China) [Jahn et al., 1988], Limpopo [Barton et al., 1992], Aravalli and Bundelkhand Cratons (India) [Mondal and Raza, 2013; Joshi, 2014; Joshi et al., 2017]. Martin et al. [2005] considered that similar petrogenetic processes were responsible for the formation of Closepet granite and sanukitoids. Therefore, both these suites will be considered as part of sanukitoids in the following text.

Sanukitoids range from high-Mg diorites, monzodiorites to granodiorites and are often associated with syenites, lamprophyres, and coeval mafic enclaves which were emplaced between 2.9 and 2.5 Ga [Laurent et al., 2011; Fowler and Rollinson, 2012]. Sanukitoids can compositionally range from mafic to felsic end members with typical silica concentration ranging from 50 to 75 wt. % and MgO contents of ~ 0.1 to 8 wt. % [Martin et al., 2010]. A distinct feature that separates sanukitoids from TTGs is the relatively high content of both compatible (e. g. Mg, Ni, Cr) and incompatible elements of sanukitoids at a given silica content [Heilimo et al., 2011]. The petrogenesis of sanukitoids is still

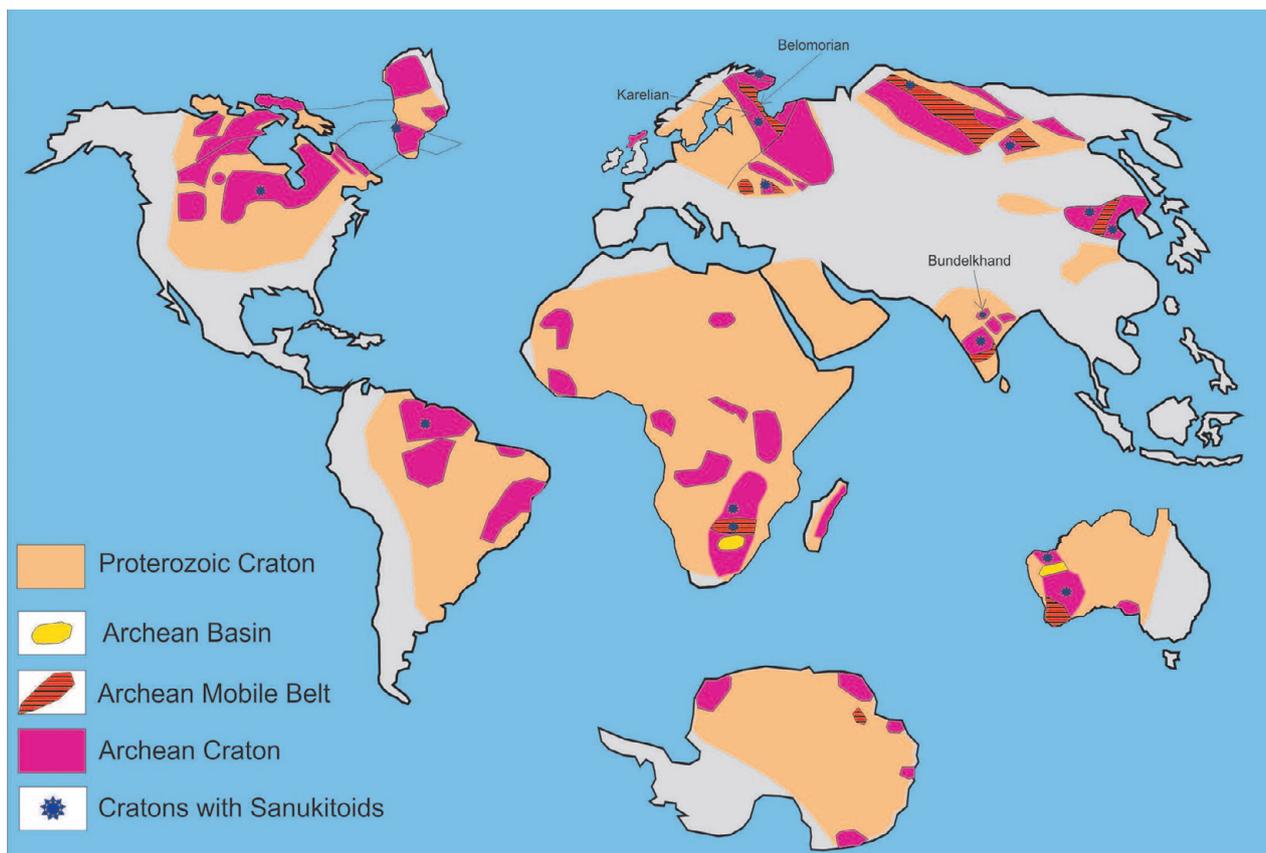


Fig. 1. Global distribution of main Archean structures [modified after: Bleeker, 2003; Slabunov, 2008] and sanukitoids (data in text)

a topic of discussion. Some believe their derivation by direct melting of an enriched mantle source [Stern, 1989; Stern and Hanson, 1991; Stevenson et al., 1999] while others believe in variable extents of interactions between mantle peridotite and TTG magmas in subduction environments [Jayananda et al., 1995; Smithies and Champion, 1999, 2000; Martin et al., 2005; Moyen, 2011]. The agent of enrichment might range from slab derived adakite melt [Martin et al., 2010] to subducted terrigenous sediments [Laurent et al., 2011]. Mikkola et al. [2011] suggested that the Neoproterozoic appearance of several distinct mantle derived suites, i. e., sanukitoid series of rocks displaying compositional similarities as well as differences, can be explained with a two phase metasomatism model [Halla et al., 2009; Heilimo et al., 2010] wherein the mantle source is metasomatized first during subduction by fluids and melts from the subducting slab and/or sediments and later by upwelling alkaline fluids, following slab breakoff, which, based on numerical modeling [van Hunen and van den Berg, 2008], were more frequent in the hotter Archean mantle. However, some researchers even suggest mantle plume as a probable cause for melting of metasomatized mantle [Kovalenko et al., 2005;

Egorova, 2014; Mints et al., 2015] and formation of sanukitoids.

The distribution of sanukitoids in space and time is crucial to understand the geodynamic setting in which they formed. In this study, we 1) compare the petrology, geochemistry and distribution of Neoproterozoic sanukitoids from the Karelian (Fennoscandian Shield) and Bundelkhand (Indian Shield) Cratons; 2) try to establish a time-space relationship between sanukitoid massifs and volcanogenic complexes; and further 3) synthesize the data obtained to understand the geodynamic processes that were operative for the formation of sanukitoids.

## Geological setting

### *Karelian Craton*

The Karelian Craton (Fig. 2) is the oldest core of the Fennoscandian Shield. It is subdivided into five blocks (or Provinces) viz. Norrbotten, Murmansk, Kola, Belomorian and Karelian [Slabunov et al., 2006a, b; Hölttä et al., 2008, 2012, 2014]. The Karelian and Murmansk blocks form the cratonic nuclei and therefore, have been referred

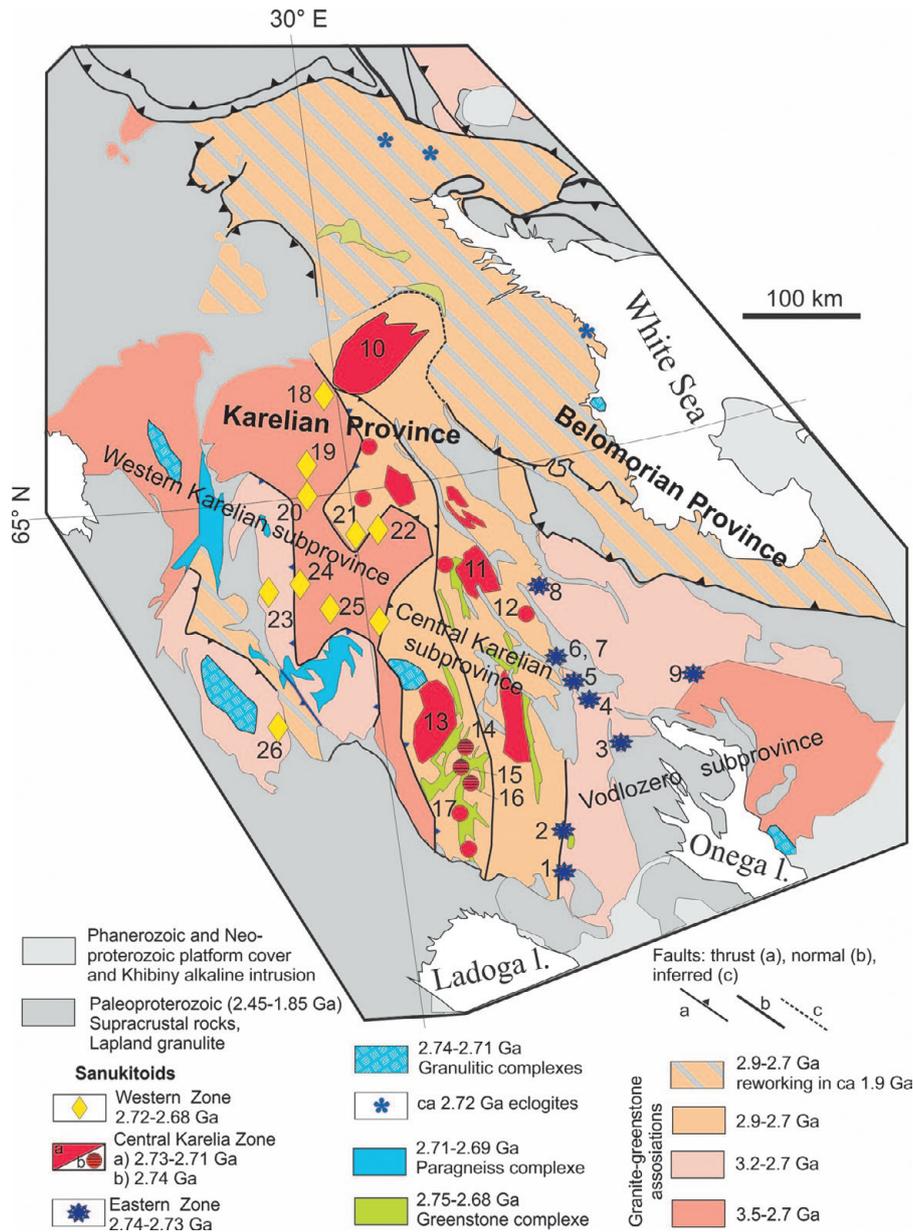


Fig. 2. A generalised geological map of the Archean of the Karelian and Belomorian Provinces, Fennoscandian shield [modified after: Slabunov et al., 2006a, b, 2011a; Hölttä et al., 2008, 2014; Kulikov et al., 2017] and distribution of sanukitoids (more data in text and table 1)

to as the Karelian and Murmansk Cratons [Slabunov et al., 2006a, b] while the Belomorian Province is a mobile belt, which is a superposition of Archean (2.9–2.7 Ga) and Paleoproterozoic (2.0–1.9 Ga) orogens [Daly et al., 2006; Balagansky et al., 2015]. Sanukitoid massifs are common in the Karelian Craton, there are a few reported in the Murmansk Craton and Kola Belt, but absent in the Belomorian Belt [Slabunov, 2008; Egorova, 2014]. The Norrbotten Craton has not been studied in detail but there are no reports of sanukitoids in that area [Lauri et al., 2016].

The Karelian Craton has been divided into three subprovinces i. e. Vodlozero, Central Karelia and Western Karelia based on lithology, structural and age relations [Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Hölttä et al., 2012]. In general, the Vodlozero and Western Karelia sub-provinces include Neo to Paleoproterozoic TTGs and greenstone complexes while the Central Karelia sub-province is generally Neoproterozoic and consists of recycled Mesoproterozoic crustal material [Slabunov et al., 2006a, b; Hölttä et al., 2012, 2014, 2017; Käpyaho et al., 2017].

The Vodlozero sub-province is in the south-eastern part of the Karelian Province and consists of TTGs (3.24–2.8 Ga) and greenstone (3.05–2.74 Ga) complexes which are cut by 2.98 Ga, 2.4 Ga, 2.0 Ga mafic intrusions, and Neoproterozoic granitoids [Chekulaev et al., 2009; Svetov et al., 2010; Hölttä et al., 2012, 2014, 2017, 2019]. The 2.75–2.73 Ga sanukitoid massifs (Fig. 2, Table 1) are common in the western part of this sub-province [Bibikova et al., 2004; Egorova, 2014; Kulikov et al., 2017]. Three age groups of greenstone complexes have been reported in Vodlozero: 1) 3.05–2.97 Ga basalt-komatiite and basalt-andesite-dacite-rhyolite suites; 2) ~2.86–2.8 Ga – a) basalt-komatiite and adakite suites, b) rift-type quartz arenites with komatiite; 3) ~2.76–2.74 Ga – felsic volcanic rocks [for review see Slabunov et al., 2006a, b; Svetov et al., 2010 and Hölttä et al., 2012, 2014]. These complexes form the Vodlozero-Segozero, South Vygozero and Sumozero-Kenozero greenstone belts. Meso- (3.1 Ga) and Neoproterozoic (2.7–2.74 Ga) low-pressure granulitic complexes have also been reported in this terrane [Slabunov et al., 2006a, b, 2013] along with felsic volcanic rocks (2.74 Ga) that have ages similar to those of the sanukitoids.

The Western Karelian sub-province is divided into the Ranua, Iisalmi, Ilomantsi, Rautavaara and Kianta terranes [Sorjonen-Ward and Luukkonen, 2005; Slabunov et al., 2006a, b]. Siurua gneisses (~3.5 Ga) located in the Ranua complex are the oldest dated rocks in the Karelian Province [Mutanen and Huhma, 2003]. The Western Karelian sub-province consists of Meso-Neoproterozoic TTG, granitoids, greenstones and paragneisses complexes. Two age groups of greenstone complexes have been reported in the province 1) ca 2.94 Ga – adakite-type felsic volcanogenic rocks (Luoma Group) and 2) 2.84–2.79 Ga – basalts-komatiites, Fe-basalts, felsic volcanite, BIF and sediments [Sorjonen-Ward and Luukkonen, 2005; Slabunov et al., 2006a, b; Huhma et al., 2012; Hölttä et al., 2012, 2014; Lehtonen et al., 2016]. These complexes formed the Tipasjarvi, Kuhmo, Suomussalmi, Kostomuksha, Oijärvi and Kovero greenstone belts. The youngest supracrustal Archean rocks in this sub-province are Neoproterozoic (2.71–2.69 Ga) Nurmes paragneisses with minor metabasalts (amphibolite) [Kontinen et al., 2007]. Local TTGs, sanukitoids and mafic rocks have been suggested as a probable source for these wackes, which formed in a back-arc or intra-arc basin [Kontinen et al., 2007]. Neoproterozoic medium-pressure granulites complexes have also been reported in Iisalmi terrane [Hölttä et al., 2000]. Sanukitoids (Fig. 1) with age 2.73–2.72 (up to 2.69) Ga (Table 1) are common in the Western Karelia sub-province, together with slightly younger (~2.70 Ga) granitoid groups

like enderbites, quartz diorites, syenites and GGM suite [Käpyaho et al., 2006; Mikkola et al., 2013, 2017 and references therein; Hölttä et al., 2014]. Recently, new Neoproterozoic (ca 2.71 Ga) complexes of alkali-enriched gabbro and diorite were reported in the Western Karelia sub-province [Mikkola et al., 2017]. This complex formed the last collisional stage in a Himalayan-Tibetan style tectonic setting [Slabunov et al., 2016; Mikkola et al., 2017].

The Central Karelian sub-province is in the central part of the craton (Fig. 2) and mainly has younger (<2.80 Ga with a few occurrences of 2.90 Ga) crust [Lobach-Zhuchenko et al., 2000; Slabunov et al., 2006a, b; Huhma et al., 2012; Hölttä et al., 2012, 2014]. Despite TTGs being the dominant lithology in this sub-province, the biggest Neoproterozoic sanukitoid intrusions are also located here (Fig. 2). Two generations of sanukitoids have been reported in the Central Karelian sub-province 1) 2.75–2.74 Ga and 2) 2.72–2.70 Ga [Sorjonen-Ward and Claoue-Long, 1993; Heilimo et al., 2011]. The greenstone complexes of this province (Ilomantsi and Gimoli-Bol'shozero greenstone belts) essentially consist of volcanoclastic graywackes with felsic and mafic volcanic rocks, BIFs and komatiites which were formed at ~2.75–2.73 Ga with intensive hydrothermal events at 2.73–2.71 Ga [Sorjonen-Ward and Claoue-Long, 1993; Slabunov et al., 2006a, b; Hölttä et al., 2014; Käpyaho et al., 2017]. Neoproterozoic low-pressure granulitic complexes (Tulos and Voknavolok) have recently been reported in this sub-province [Slabunov et al., 2006a, b, 2015; Heilimo et al., 2010; Mikkola et al., 2013; Hölttä et al., 2017].

#### *Bundelkhand Craton*

The Central Indian Tectonic Zone (CITZ) divides the Indian shield into two Archean blocks; Northern and Southern. Aravalli and Bundelkhand cratons form part of the northern block while Singhbhum, Bastar and Dharwar cratons form part of the southern block [Acharya, 2003]. The Bundelkhand Craton is situated to the north of the CITZ and covers an area of 26,000 km<sup>2</sup>. The craton (Fig. 3) is overlain by Indo-Gangetic alluvium to the north, Paleoproterozoic Gwalior and Bijawar basin to the north, south, and southeast and Mesoproterozoic Vindhayan Supergroup to the southeast, southwest and west [Basu, 1986; Sarkar et al., 1996; Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010]. The Bundelkhand Craton consists of the Archean (TTG-gneisses, greenstone, metasedimentary and mafic-ultramafic complexes [Slabunov et al., 2018a, b], surrounded by Neoproterozoic Bundelkhand granitoids [Singh et al., 2018], which are cut across by Paleoproterozoic quartz reefs

Table 1. The ages (in Ma) of sanukitoids from the Karelian and Bundelkhand Cratons

Intrusion	Rock Name	Age (Ma)	U-Pb method	References*	No on map
<b>KARELIAN CRATON</b>					
<i>1) Eastern Sanukitoid Zone</i>					
Hautavaara	Monzodiorite, granite	2743 ± 8, 2742 ± 23	SIMS	2	1
Chalka	Granodiorite	2745 ± 5	ID-TIMS	15	2
Elmus	Quartz monzonite	2742 ± 8	SIMS	2	3
Bergaul	Monzogranite	2730 ± 17	ID-TIMS		4
Panozero	1 <sup>st</sup> Phase: Mafic-ultramafic, monozite, lamproite, lamprophyre	(2765 ± 8; 2785 ± 38), 2740 ± 14; 2744 ± 18 2737 ± 11	SIMS	2, 6, 17	5
	2 <sup>nd</sup> Phase: diorites, quartz monozite	2739 ± 11; 2727 ± 4	SIMS ID-TIMS	2, 4	
	3 <sup>rd</sup> Phase: granodiorite, quartz monozite	2741 ± 8; 2736 ± 14 2734 ± 17	SIMS ID-TIMS	2, 4	
Sjargozero	Lamprophyre, granodiorite, syenite	2742 ± 16; 2738 ± 12 2735 ± 14 2734 ± 15	SIMS ID-TIMS	2, 3	6
Sharavalampi	Pyroxenite, gabbro, diorite	2726 (Tit)	ID-TIMS	5	7
Khizhjarvi	Syenite, pyroxenite	2748 ± 13 2744.5 ± 4 2739.9 ± 4.1	SIMS ID-TIMS	3	8
Konzhozero	Syenite, monzogranite	2762 ± 9; 2743 ± 15	SIMS	19	9
<i>2) Central Karelia</i>					
Pjozero	Gabbro, diorite, granodiorite	2724.4 ± 7.8; 2725 (Sm-Nd)	ID-TIMS	1, 14	10
Njuk-Bolshozero	Granodiorite, diorite	2709 ± 10; 2716 ± 11; 2705 ± 5; 2732 ± 4	SIMS ID-TIMS	2	11
Amindomaj	Gabbro, diorite	2725 ± 20	ID-TIMS	11	12
Koitere	Granodiorite	2722 ± 6	SIMS	9	13
Tasanvaara	Tonalite	2748 ± 6	ID-TIMS	18	14
Kuittila	Tonalite	2741 ± 9	SIMS	9	15
Sysmajarvi	Tonalite/quartz diorite	2744 ± 5	SIMS	9	16
Ilomantsinjärvi	Granodiorite	2728 ± 7	SIMS	9	17
<i>3) Western Sanukitoid Zone</i>					
Kuusamo	Granodiorite	2718 ± 5	SIMS	9	18
Kaapinsalmi	Tonalite	2722 ± 4	SIMS	9, 8	19
Raate	Granodiorite	2713 ± 3	ID-TIMS	10	20
Kaartojärvet	Gabbro	2715 ± 3	SIMS	13	21
Kurgelampi (Taloveis)	Diorite, Granodiorite	2725 ± 16; 2715 ± 5; 2710 ± 27	SIMS	2, 16	22
Loso	Diorite	2719 ± 19	SIMS	13	23
Arola	Granodiorite	2723 ± 6	SIMS	9	24
Siikalahti	Granodiorite	2683 ± 9	SIMS	13	25
Nilsjä	Granodiorite	2724 ± 28	SIMS	7, 9	26
<b>BUNDELKHAND CRATON</b>					
Karera	Granodiorite to granite	2563 ± 2; 2559 ± 7	SIMS	12	
Orccha	Granodiorite to granite	2560 ± 7	SIMS	12	
Khajuraho	Monzogranite	2544 ± 6	SIMS	12	

Note. \*1 – Bibikova et al., 1997; 2 – Bibikova et al., 2005; 3 – Bibikova et al., 2006; 4 – Chekulaev et al., 2003; 5 – Dmitrieva, Kuleshevich, 2018; 6 – Guseva et al., 2009; 7 – Halla, 2005; 8 – Heilimo et al., 2007; 9 – Heilimo et al., 2011; 10 – Heilimo et al., 2013; 11 – Ivanikov, 1997; 12 – Joshi et al., 2017, 13 – Käpyaho et al., 2006; 14 – Larionova et al., 2007; 15 – Ovchinnikova et al., 1994; 16 – Samsonov et al., 2004; 17 – Sergejev et al., 2007; 18 – Vaasjoki et al., 1993; 19 – Zhitnikova et al., 2012.

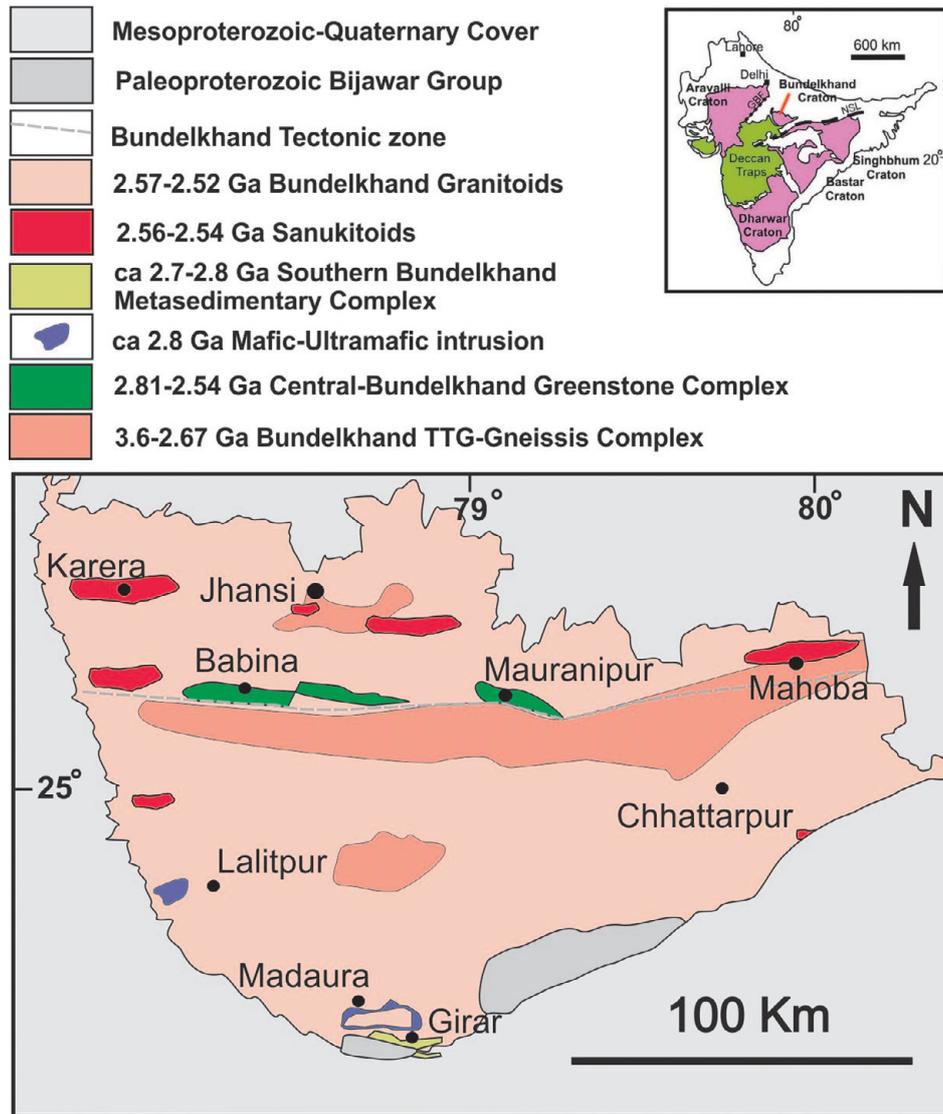


Fig. 3. Generalized geological map of the Bundelkhand Craton [modified after: Basu, 1986; Singh, Slabunov, 2016; Joshi et al., 2017; Slabunov, Singh, 2018b]. The inset shows an outline map of India with the different cratons of the Indian Shield [modified after: Radhakrishna, 1989]

[Pati et al., 2007; Slabunov et al., 2017b] and mafic dyke swarms [Sharma and Rahman, 2000]. The gneissic complex encompasses highly deformed TTGs of variable ages from Palaeoarchaeoan to Neoarchaeoan, while the high-K calc-alkaline granitoids are mostly late Neoarchaeoan.

The gneissic complex is easily distinguishable from the granitoids based on deformation and intrusive relationship, and forms the basement along which low-grade (greenschist to lower amphibolite facies) metasedimentary and metavolcanic rocks are exposed. Joshi et al. [2017] divided TTGs from the craton on the basis of geochemistry into low HREE and enriched TTGs which were formed by low-degree partial melting of basalt or amphibolite while *in situ* melting of amphibolite enclaves

formed the enriched varieties. The oldest ages from TTGs (~ 3.5 Ga) are reported from Mauranipur and Babina areas from the central part of the craton [Sarkar et al., 1996; Kaur et al., 2014; Saha et al., 2016]. Ages as old as ~3.3 Ga have been reported from the eastern part (Mahoba) of the craton [Mondal et al., 2002; Joshi et al., 2017] while Verma et al. [2016] reported an age of 2.66 Ga from a trondjemite sample in Babina.

The Bundelkhand metasedimentary and metavolcanic rocks (greenstone complexes) [Singh and Bhattacharya, 2010; Singh, 2012] are mainly exposed along two east – west-trending lineaments in the central and southern parts of the Craton [Singh and Slabunov, 2013, 2015, 2016; Slabunov and Singh, 2018b] (Fig. 3). The Central-

Bundelkhand Greenstone belt consists of a metamorphosed tholeiitic basalt and high Mg-basalt association, two age (2.81 and 2.54 Ga) groups of felsic volcanics and banded iron formation (BIF) while the Southern Bundelkhand greenstone (schist) complex consists of basic quartzites, BIF and lenses of dolomitic marble and chlorite schist near the quartzite/BIF boundary [Malviya et al., 2006; Singh and Slabunov, 2015, 2016; Slabunov et al., 2017a]. Singh and Slabunov [2015], Slabunov and Singh [2018b] dated porphyritic dacites from Babina and Mauranipur and metadacite from Mauranipur and reported zircon ages of 2.54–2.56 Ga and 2.81 Ga, respectively. The U-Pb age of a detrital zircon grain from the BIF of the Southern Bundelkhand greenstone (schist) complex from Girar is estimated at  $2898 \pm 26$  Ma, and the age of metamorphic varieties at ca 2.7 and 2.4 Ga [Slabunov, Singh, 2018c]. Quartzites with interbeds of fuchsite-bearing (i. e. Cr-enriched) varieties that occur below BIF contain numerous igneous zircons from granitoids of Paleoproterozoic (3.43 and 3.25 Ga) age and display a similar Sm-Nd model age [Slabunov et al., 2017a], indicating that they were formed by recycling Paleoproterozoic granitoids and Mesoproterozoic mafic-ultramafic rocks in the period 2.8–2.7 Ga.

The Bundelkhand Granitoid Complex, the dominant lithological unit of the Bundelkhand craton, constitutes about 80 % of the exposed area (Fig. 3). The granitoids were emplaced into a previously deformed basement [Mondal et al., 1998, 2002; Malviya et al., 2004, 2006]. The diversity of igneous rocks includes syeno- and monzogranites, granodiorites, diorites, alkali feldspar syenites and granite porphyries [Rahman and Zainuddin, 1993; Mondal et al., 2002]. Joshi et al. [2017], on the basis of major and trace element geochemistry, suggested that the granitoid varieties were high-K calc alkaline and divided them into Sanukitoid type monzogranites, Sanukitoid type granodiorites and Closepet type granodiorites which belong to low silica high magnesium (LSHM) group and low-HREE monzogranites, low-Eu monzogranites and monzogranites which are part of high silica low magnesium (HSLM) group. Several geochronological studies have constrained the formation of the Bundelkhand Granitoid Complex between 2.55 and 2.49 Ga [Mondal et al., 2002; Verma et al., 2016; Joshi et al., 2017]. Geochemical and geochronological signatures from Paleoproterozoic TTGs, undeformed Neoproterozoic granitoids and volcano-sedimentary rocks suggest emplacement in a subduction environment with subsequent slab breakoff [Mondal et al., 2002; Singh and Slabunov, 2015, 2016; Joshi et al., 2017; Slabunov and Singh, 2018], wherein fluid assisted partial melting played a major role [Joshi et al.,

2017]. It is believed that multiphase K-rich granite magmatism (2.55–2.49 Ga) in the early crust marks the transition from subduction setting to collision and the cratonization of the Bundelkhand craton [Crawford, 1970; Mondal et al., 1998, 2002; Meert et al., 2011; Verma et al., 2016; Singh et al., 2018]. The largescale granitic magmatism in the Bundelkhand craton overlaps temporally with similar events of granite magmatism [Verma et al., 2016] and mineralization in the adjacent Bastar (2490 Ma [Stein et al., 2004]) and Dharwar cratons (2510 Ma [Jayananda et al., 2000]).

All the above lithologies in Bundelkhand are traversed by NW trending mafic dyke swarms and NNE-SSW and NE-SW trending giant quartz veins that represent the last magma related hydrothermal activity in the Craton [Basu, 1986; Pati et al., 1997, 2007, 2008]. A variety of processes including crustal movements subsequent to stabilization, shear zones within granitic rocks and a role of late stage hydrothermal processes have been suggested for their origin [Roday et al., 1995; Pati et al., 2007]. The age of emplacement of the giant quartz veins (U-Pb zircon) is estimated at 1866–1779 Ma [Slabunov et al., 2017b]. However, the cross-cutting relationship with one of the mafic dyke generations suggests an age older than 2.0–1.1 Ga [Crawford, 1970; Rao et al., 2005; Pati et al., 2007; Pradhan et al., 2012].

### Age and distribution of sanukitoids

Archean sanukitoid intrusions have been extensively investigated over the past three decades and have been discovered worldwide, however, information on their distribution is limited. Sanukitoids are typically K-rich, high Mg intrusive rocks that range from ultramafic to felsic, which were emplaced abruptly around 3.0–2.5 Ga with a peak around 2.7 Ga, marking a sharp change in the Earth's geodynamics [Kovalenko et al., 2005; Laurent et al., 2011; Halla et al., 2017]. Sanukitoids have been found to form post episodic TTG magmatism either before or at the same time as crust-derived granitoids [Heilimo et al., 2011; Joshi et al., 2017]. The time gap between the youngest TTGs and sanukitoids is very short and variable in each craton, which, together with the abrupt and temporally restricted appearance of sanukitoids, indicates a sharp change (between 3.0 and 2.5 Ga) in Earth's geodynamics, contradicting previous hypotheses of a transitional change [Halla et al., 2017].

#### *Karelian Craton*

Sanukitoid intrusions have been reported in all sub-provinces of the Karelian Province (Fig. 2). Till

date about ~20 sanukitoid intrusions have been reported here, a majority of which are small except for Koitere, Pjozero and Njuk sanukitoids [Bibikova et al., 1997; Heilimo et al., 2010]. Based on age, sanukitoid intrusions in the Karelian Province have been divided into the eastern and western sanukitoids zone [Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Bibikova et al., 2005; Heilimo et al., 2011]. However, here we prefer the division into three groups, viz., Eastern, Western and Central sanukitoids.

The Eastern Sanukitoid zone is located in western part of the Vodlozero sub-province (Fig. 2). These sanukitoids are slightly older than those of the other groups with an age range of 2.76 to 2.73 Ga and consists of Hautavaara, Chalka, Elmus, Bergaul, Panozero, Sjargozero, Sharavalampi, Khizhjarvi and Konzhozero intrusions (Table 1). Sanukitoids in the Eastern zone intrude old volcanic rocks of the greenstone complex, however, they formed simultaneously with the  $2743 \pm 12$  Ma dacitic tuffs [Svetov et al., 2010] from the youngest (2.76–2.74 Ga) greenstone complex.

Some of these sanukitoid intrusions are strongly differentiated and vary from pyroxenite to monzogranite [Lobach-Zhuchenko et al., 2005] and are related with lamprophyre dykes which are also considered as part of the sanukitoids series [Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2008]. Panozero sanukitoids range from ultramafic through mafic to felsic [Lobach-Zhuchenko et al., 2005], all of which are characterized by elevated  $K_2O$  contents. Ivankov [1997] related the Panozero intrusion (2.74 Ga) to the Elmus, Sharavalampi sanukitoids and Sjargozero and Khizhjarvi syenites, all of which are of the same age and were generated in a single stage [Bibikova et al., 2005, 2006]. The Chalka sanukitoids (2.74 Ga) consist of granodiorites that cross-cut the Vedlozero-Segozero greenstone belt [Ovchinnikova et al., 1994; Bibikova et al., 2005] while the Bergaul intrusion compositionally ranges from diorite-granodiorite to granite and some of the zircon cores from this intrusion indicate inheritance of 2.84 Ga [Bibikova et al., 2005].

Koitere, Kuittila, Ilomantsinjärvi, Pjozero, Njuk-Bolshozero, Amindomaj, Tasanvaara, Sysmäinjärvi and Jalonvaara plutons (Fig. 2, Table 1) are located in the Central Karelian sub-province [Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Kovalenko et al., 2005; Heilimo et al., 2013] constituting the Central Sanukitoid zone. There are two age groups of sanukitoids reported in this zone with a majority having ages of 2.73–2.71 Ga, which makes them younger than the Eastern zone sanukitoids, but older than the Western zone sanukitoid intrusions. In addition, most of the larger sanukitoid intrusions like Pjozero, Njuk-Bolshozero are in the central zone and have the same age. The second

group of sanukitoids (3 intrusions) in this zone is aged 2.75–2.74 Ga (Fig. 2, Table 1) and located in the southern part of the central zone. The greenstone complexes in the Central Karelian sub-province (e. g. Ilomantsi) with arc-related volcanites were formed around ~2.75–2.73 Ga i. e. together with the older generation of sanukitoids [Sorjonen-Ward, 1993; Hölttä et al., 2012, 2017].

The Western Sanukitoid zone [Bibikova et al., 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2005] in the Western sub-province consists of Kaapinsalmi, Raate, Kaartojärvet, Kurgelampi, Loso, Arola, Siikalahti and Nilsjä sanukitoid intrusions (Fig. 2). The age of sanukitoids in this zone ranges from 2.72 Ga to 2.71 Ga (in some cases up to 2.68 Ga; Table 1). Porphyritic granodiorites in Nilsjä were first studied by Halla [2005] and were classified as sanukitoids [Halla et al., 2009]. Later, based on geochemical data, several felsic granitoids were considered to be part of the sanukitoids series including Kartojärvet [Käpyaho et al., 2006]. A majority of the sanukitoids in this zone are intermediate to felsic except for gabbros reported from Kaartojärvet [Samsonov et al., 2004; Bibikova et al., 2005; Heilimo et al., 2011, 2013]. These sanukitoids are slightly older than the 2.73–2.66 Ga granodiorite-granite-monzogranite (GGM) suite, 2.71 Ga alkaline gabbroids and ca 2.7 Ga quartz diorites as in the East Karelian sub-province [Hölttä et al., 2014; Mikkola et al., 2017 and references therein]. All these plutonic complexes excluding sanukitoids formed during the accretion-collision stage of crustal evolution. It is to be noted that the signatures of the Neoproterozoic (2.71–2.69 Ga) collisional orogen in the Belomorian Belt (Fig. 2), such as high-grade (kyanite sub-faces) metamorphism, migmatization, collision-type granites and nappe tectonics [Slabunov, 2008; Slabunov et al., 2006a, b, 2016; Hölttä et al., 2014], can also be observed in the western part of the craton [Mikkola et al., 2017]. The period between 2.72–2.71 Ga, which preceded the Belomorian collision, saw the formation of arc-type felsic volcanites (Kichani area of the Tikshozero belt), and Gridino eclogite in the Belomorian Belt [Hölttä et al., 2014; Li et al., 2015 and reference there]. The forming of Nurmes paragneisses may be one of the manifestations of this event in the Western Karelian sub-province. Therefore, the generation of sanukitoids in the Western zone preceded the collision and was connected with the last subduction process.

#### *Bundelkhand Craton*

Sanukitoids in Central India have recently been reported from western as well as eastern part of the Bundelkhand Craton. All sanukitoid varieties

ies reported in Bundelkhand have been emplaced within a short time span (2.56 to 2.54 Ga [Joshi et al., 2017]) and are much younger than those found in Karelia. In Central Bundelkhand, these sanukitoid intrusions are found along the narrow discontinuous belt running from Karera in the east to Mahoba in the west, parallel to the Central Bundelkhand Greenstone belt (Fig. 3). These intrusions are majorly felsic bodies belonging to the Low Silica High Magnesium rich granitoids (LSHM) and range compositionally from granodiorites to, less commonly, monzogranites. These LSHM granitoids have been geochemically classified into three subgroups: Sanukitoid granodiorites (2.56 and 2.55 Ga), Closepet granodiorites (2.56 Ga) and sanukitoid monzogranites (2.54 Ga) on the basis of their rare earth element abundances [Joshi et al., 2017]. The sanukitoids in this belt have similar ages and might have been generated as a single phase. All the reported sanukitoid varieties show slight deformation features like gneissic appearance and presence of schlieren. An important feature of these sanukitoids is that they are contemporaneous to the felsic volcanics from Babina, which have been dated at ~2.54 Ga [Singh, Slabunov, 2015; Singh et al., 2018].

Sanukitoids from Eastern Bundelkhand are exposed near Khajuraho and Mahoba and range from mafic to felsic intrusions varying compositionally from monzogranites through monzodiorite to granodiorites. All these intrusions are coarse grained to porphyritic with numerous mafic enclaves. A majority of the sanukitoid type granodiorites in this zone intrude the 3.33 Ga TTGs exposed near Mahoba while the sanukitoid type monzogranites mostly intrude the sanukitoid type monzodiorites and High Silica Low magnesium (HSLM) monzogranites near Khajuraho. An emplacement age of 2.54 Ga and 2.56 has been suggested by Joshi et al. [2017] for sanukitoid monzogranites and HSLM monzogranites while no age determinations have been done on the monzodiorite body.

Sanukitoid intrusions from the Western Bundelkhand Craton are essentially Sanukitoid granodiorites and Closepet granodiorites and are exposed near Babina, Orccha and Karera. These intrusions are commonly associated with mafic magmatic enclaves [Ramiz and Mondal, 2017]. Closepet granodiorites have an emplacement age of 2.56 Ga with some inherited zircon cores with older ages (2.84 and 2.91 Ga) suggesting crustal inheritance [see Joshi et al., 2017 for review] while the sanukitoid granodiorites have ages (2.56 and 2.55 Ga) similar to those reported from the eastern part. It is also noted that as in the case of Karelian sanukitoids the Bundelkhand counterparts also have similar age as reported for vol-

canic rocks from the Bundelkhand craton [Singh and Slabunov, 2015].

## Comparative geochemistry/discussion

### *Petrography and Mineral Chemistry*

Mineral chemistry studies of sanukitoids from the Kurgelampi post-tectonic intrusion (Western zone) and Panozero, Elmus, Sharavalampi and Khizhjarvi intrusions (eastern zone) were done by Lobach-Zhuchenko et al. [2005, 2008] and Egorova [2014]. Major mineral assemblages of these intrusions are plagioclase, quartz, hornblende (which was altered to biotite) and K-feldspar while clinopyroxene is reported from the mafic-ultramafic rocks of the Panozero intrusion (Table 2). Apatite, sphene, carbonate, zircon, epidote and opaques are the main accessory phases reported. Plagioclase varies from labradorite to oligoclase while micas are high Mg-biotite and some phlogopite. Amphiboles are mostly calcic, ranging from Mg-hornblende, edenite, pargasite, with actinolite and tremolite rims. It is suggested that actinolite and biotite rims in hornblende were probably formed due to metamorphic imprint during the Svecofennian orogeny [Lobach-Zhuchenko et al., 2005]. Pressures of  $1.6 \pm 0.6$  kbar at the time of amphibole crystallization are calculated, indicating shallow level crystallization [Lobach-Zhuchenko et al., 2008].

The dominant mineral assemblage in sanukitoids from Bundelkhand are quartz, feldspar, biotite, and hornblende (Table 2). Accessory minerals include apatite, Fe-oxides, chlorite, titanite, allanite, zircon, and epidote [Mondal et al., 2002; Joshi, 2014]. Plagioclase composition in these granitoids ranges from  $Ab_{98}An_1$  to  $Ab_{70}An_{30}$  while potash feldspars are rich in  $K_2O$  and are mainly sanidine. Mica in Bundelkhand sanukitoids is mainly Mg-rich biotite while all the analyzed amphiboles are calcic and belong to the group of calcium amphiboles [Joshi, 2014]. Chemical variation in these amphiboles ranges from magnesio-hornblende to ferro-hornblende and edenite to ferro edenite [Joshi, 2014].

### *Major and Trace Element*

General aspects of major element data of sanukitoids from the Karelian and Bundelkhand cratons are shown in Table 2 and Fig. 4. It is noted that Karelian sanukitoids show a wide variation in silica content as compared to sanukitoids from the Bundelkhand craton. Sanukitoids from the Eastern Sanukitoid Zone (Karelian Craton) show maximum variation in terms of major oxides, however, there is

Table 2. Comparative mineralogy and geochemistry of Bundelkhand and Karelian Sanukitoids

Feature	Bundelkhand sanukitoids	East Karelian Sanukitoids	Central/West Karelian Sanukitoids
Rock type	Monzodiorite, granodiorite and granite	Ultramafic to felsic, lamprophyres and associated syenites	Gabbro, tonalite, granodiorites, quartz diorites and lamprophyres
SiO <sub>2</sub> range	52.19–71.86 wt. %	45.60–70.75 wt. %	52.30–71.03 wt. %
Eu/Eu*	0.68	0.92	0.79
Ba+Sr (Avg.)	1328 ppm	2276 ppm	1890 ppm
Ni+Cr (Avg)			
Mg# (Avg)	45.05	53.4	51.27
(La/Yb) N (Avg)	20.35	31.08	31.74
Age	2.54–2.56 Ga	2.74 Ga	2.71 Ga

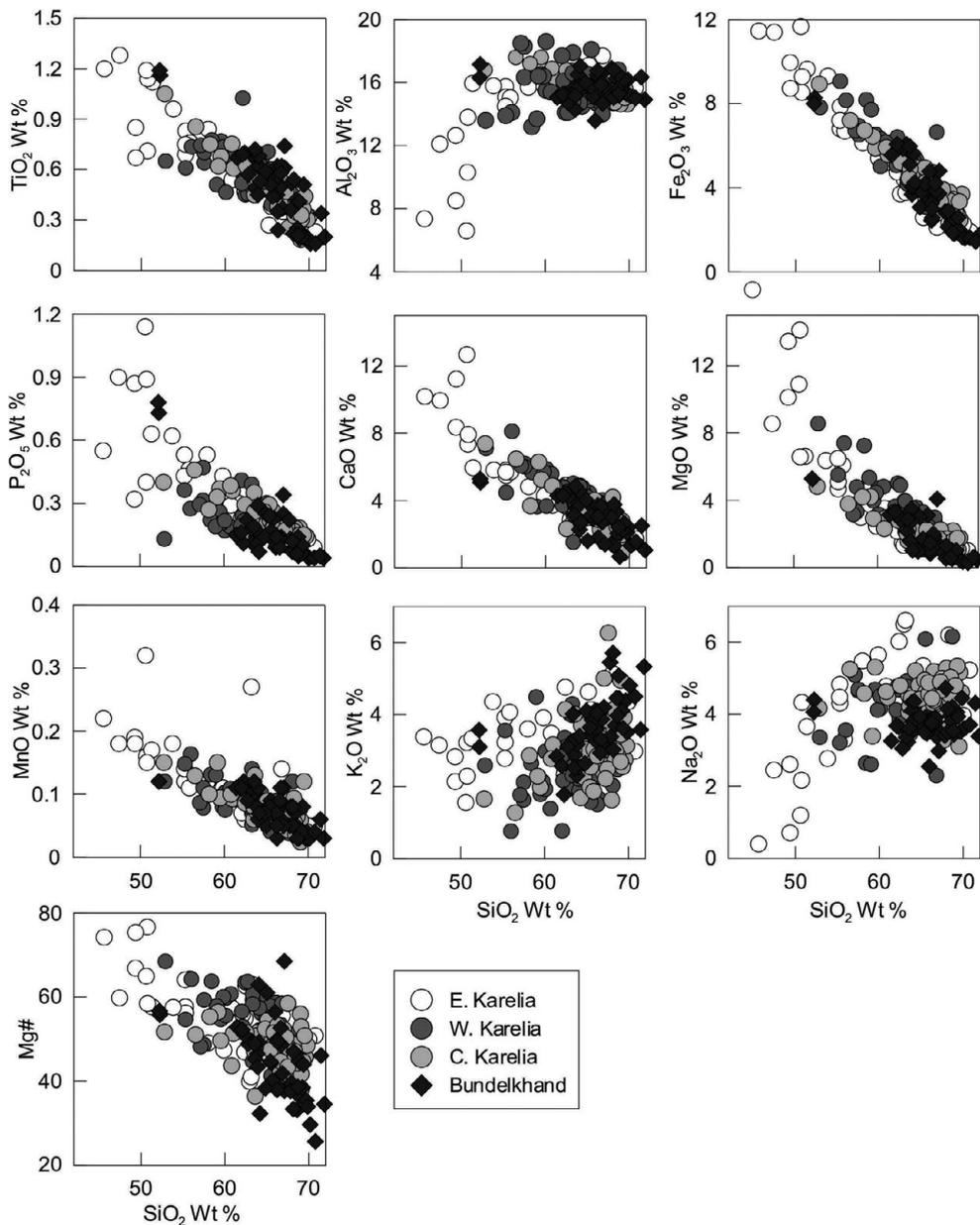


Fig. 4. Harker-type diagrams for major oxides and Mg# involving SiO<sub>2</sub> wt % as differentiation indices for sanukitoids from the Karelian and Bundelkhand Cratons. Data for Karelian sanukitoids and Bundelkhand sanukitoids are from [Vaasjoki et al., 1993; Halla, 2005; Heilimo et al., 2011, 2013 and references therein; Joshi et al., 2017]

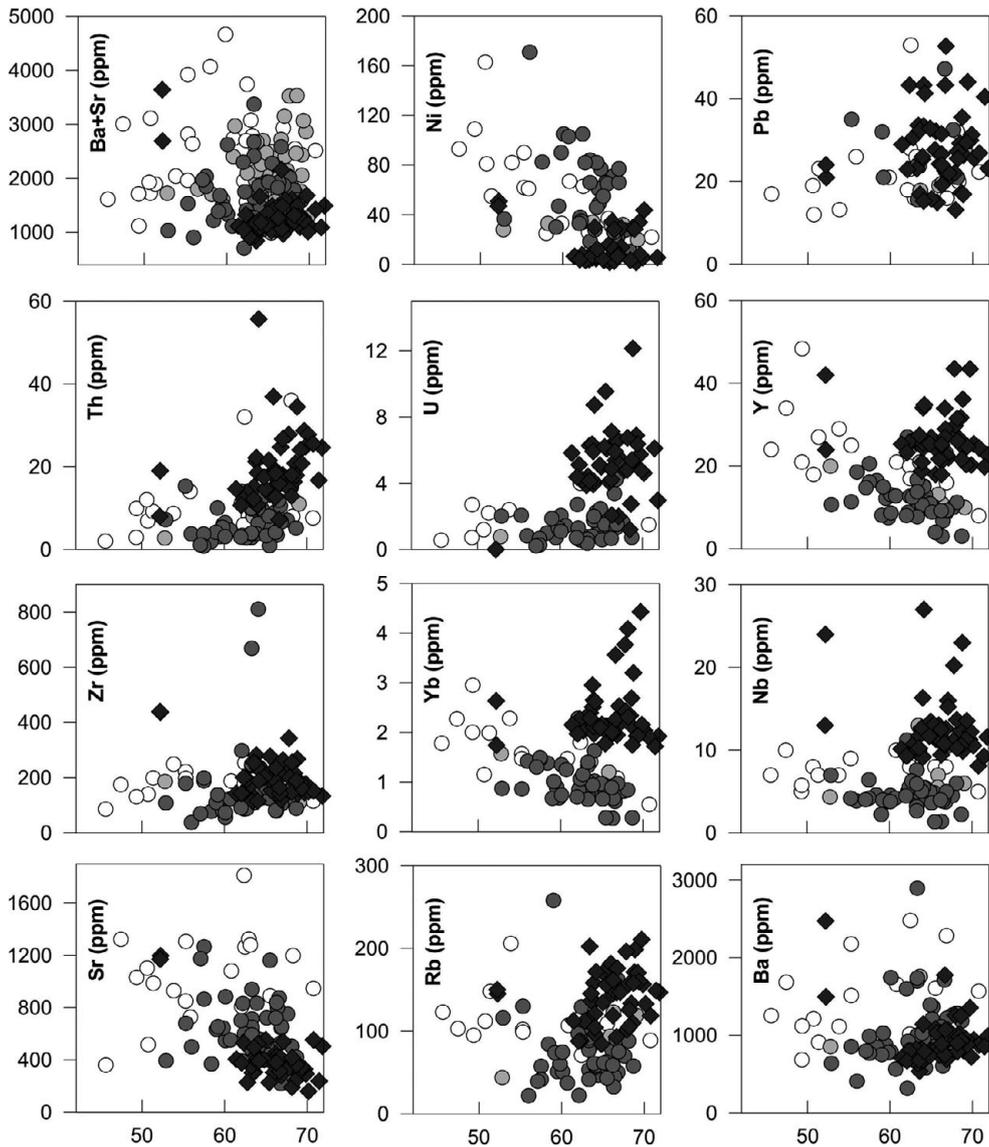


Fig. 5. Harker-type diagrams for trace elements involving  $\text{SiO}_2$  wt % as differentiation indices for sanukitoids from the Karelian and Bundelkhand Cratons. Data for Karelian sanukitoids and Bundelkhand sanukitoids are from [Vaasjoki et al., 1993; Halla, 2005; Heilimo et al., 2011, 2013 and references therein; Joshi et al., 2017]

close similarity between Bundelkhand sanukitoids and sanukitoids from the Central and Western (Karelian) Sanukitoid Zone as they show substantial overlap at similar silica contents. It can be noted that there are more mafic varieties in the Karelian data set versus more granodiorites and granites in the Bundelkhand sanukitoid collection (Fig. not shown).

In terms of trace elements (Fig. 5), notable difference can be seen in sanukitoids from the Karelian craton as compared to those from the Bundelkhand craton. Sanukitoids from Bundelkhand have significantly higher concentrations of Th, U, Y, Nb, Rb and are depleted in Ni concentrations. A majority of the Karelian samples have higher Sr

and Ba concentrations, however, some overlap can be seen between samples from Bundelkhand and Central and Western Sanukitoids from Karelia. In the mantle normalized trace element diagram (Fig. 6), all the samples show an increase in incompatible elements toward the left (mostly LILEs), negative Nb, P and Ti anomalies and positive Pb anomaly. Bundelkhand sanukitoids can be distinguished from Karelian sanukitoids in their lower Ba contents and higher Y and HREE concentration. In the chondrite normalized rare earth patterns (Fig. 7), all the samples show enriched LREEs and depleted HREEs. Sanukitoids from Eastern Karelia show slight to no Eu anomalies while those from Western Karelia and Bundelkhand show slight

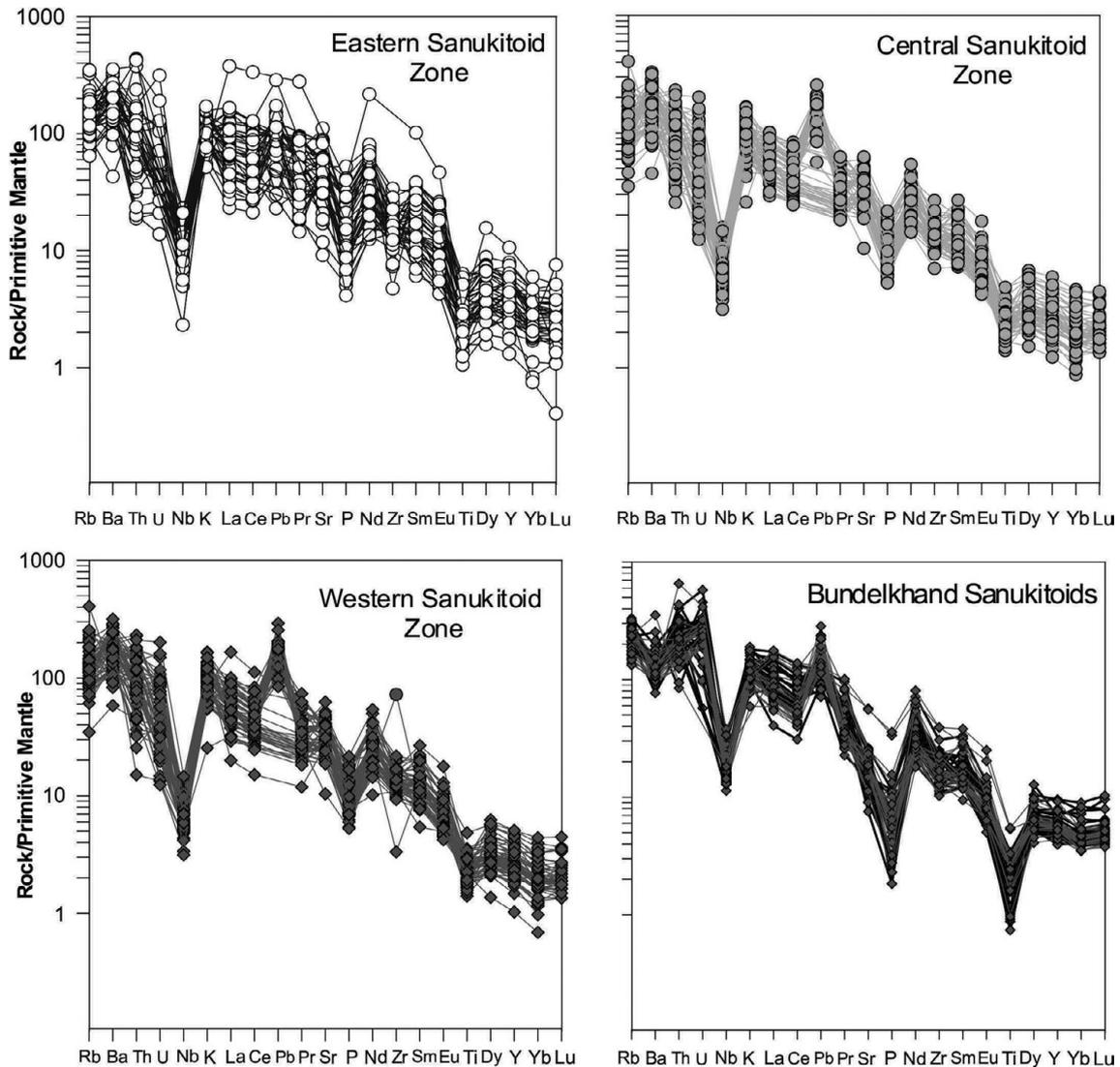


Fig. 6. Sanukitoids from the Karelian and Bundelkhand Cratons plotted on a primitive mantle-normalized spider diagram. Normalization values are from Sun and McDonough [1989]. Data for Karelian sanukitoids and Bundelkhand sanukitoids are from [Vaasjoki et al., 1993; Halla, 2005; Heilimo et al., 2011, 2013 and references therein; Joshi et al., 2017]

to variable Eu anomalies. Bundelkhand sanukitoids can be differentiated from those of the Karelian craton in their slightly elevated HREE contents.

#### *Petrogenesis of Karelian and Bundelkhand Sanukitoids*

In most Archean terranes, granitic plutons were emplaced after the main phase of TTG magmatism. It has often been suggested that the granitic magmas were formed by reworking of TTGs [Sylvester, 1994; Moyen et al., 2003], partial melting of meta-tonalites [Skjerlie and Johnston, 1993; Patiño Douce, 2005; Watkins et al., 2007] or as a result of interaction between mantle-derived magmas and anatectic crustal melts [Jayananda et al., 1995; Moyen et al., 2001; Halla, 2005]. Variable

sources, viz. mantle peridotite, basaltic slab, pre-existing crust and terrigenous sediments, are considered responsible for the genesis of late Archean sanukitoids in most cratons around the world [Kovalenko et al., 2005; Halla, 2005; Rapp et al., 2010; Oliveira et al., 2011; Laurent et al., 2011; Heilimo et al., 2011, 2013].

Fowler and Rollinson [2012] considered Caledonian high Ba-Sr granites from the Northern Highlands of Scotland as petrological and compositional equivalents of Neoproterozoic sanukitoids. They further suggested sediment subduction and slab breakoff caused melting in the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) as a possible mechanism for their generation. Lobach-Zhuchenko et al. [2008] also proposed slab breakoff and subsequent mantle upwelling as the trigger for

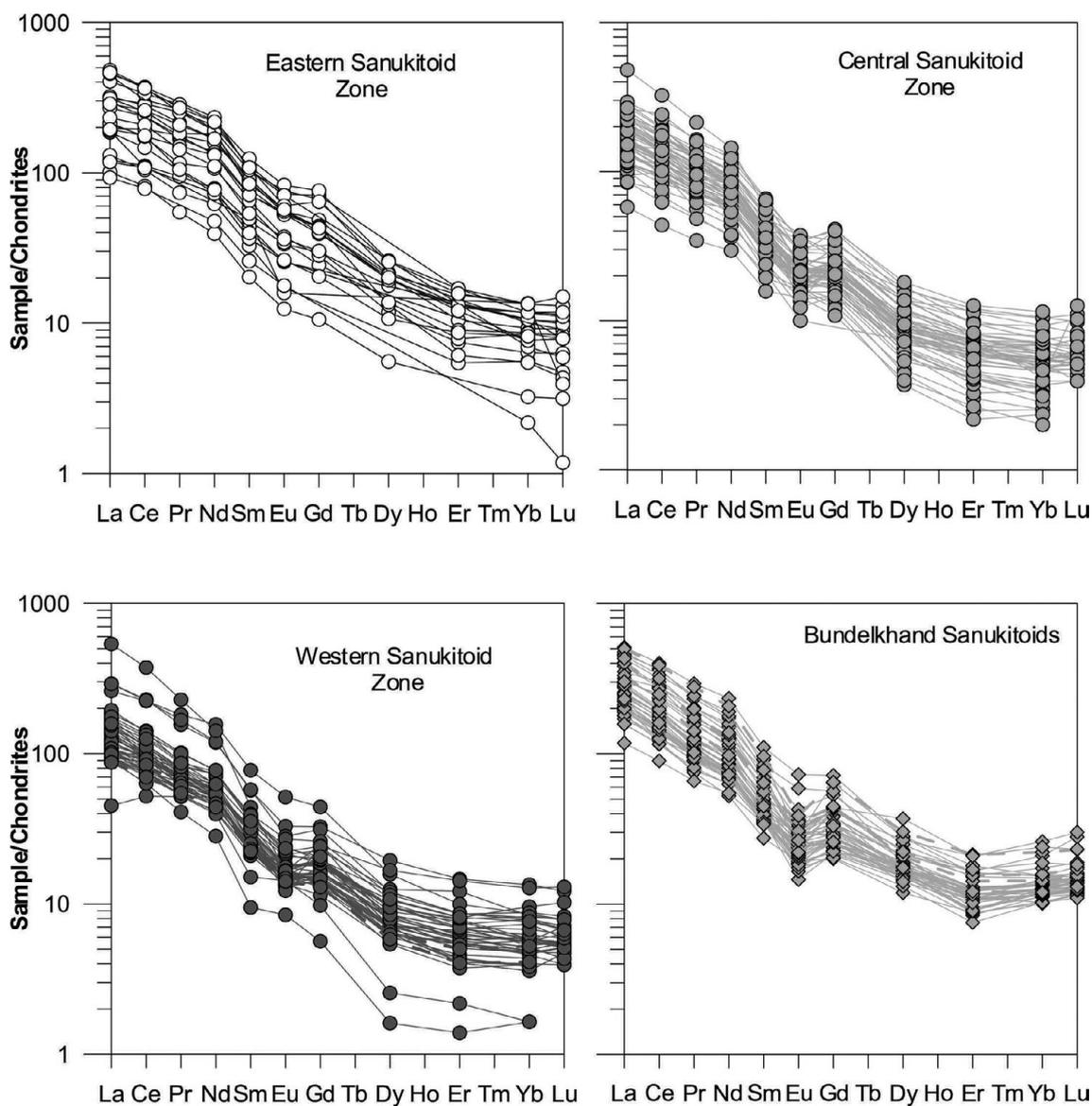


Fig. 7. Sanukitoids from the Karelian and Bundelkhand Cratons plotted on a chondrite normalized spider diagram. Normalization values are from Sun and McDonough [1989]. Data for Karelian sanukitoids and Bundelkhand sanukitoids are from [Vaasjoki et al., 1993; Halla, 2005; Heilimo et al., 2011, 2013 and references therein; Joshi et al., 2017]

Neoproterozoic sanukitoid magmatism in Karelia while Heilimo et al. [2013] suggested well-homogenized enriched SCLM as a potential source. Phlogopite-bearing Iherzolite is suggested as the source of Karelian sanukitoids and related intrusions, which explains elevated LILE contents, while the enrichment of compatible and incompatible elements can be attributed to subduction related processes that were operative [Stern and Hanson, 1991; Lobach-Zhuchenko et al., 2008].

Geochemical data from Bundelkhand sanukitoids suggest their geochemical affinity with West Karelian sanukitoids. However, there are some compositional differences in Bundelkhand sanukitoids viz.

lower  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ba+Sr and Ni contents. These may be due to their formation in the shallow crust with relatively less inputs from the mantle. The emplacement ages of Bundelkhand sanukitoids (2.56–2.53 Ga) are younger than those reported in Karelia (2.74–2.72 Ga) but similar to the sanukitoid ages (2.95 to 2.54 Ga) from the rock record. The lack of isotopic data from Bundelkhand sanukitoids limits our conclusion regarding the exact processes that could have been responsible for their genesis. It has been suggested that Bundelkhand sanukitoids were produced in subduction environment and were affected by two different metasomatic events. The first subduction event caused enrichment of the mantle,

which was followed by slab breakoff (as in the case of Caledonian high Ba-Sr granites), which allowed upwelling of the fluid and flux to the overlying crust thereby causing remelting and producing various potassic granites.

## Conclusions

1) Sanukitoid massifs from the Karelian and Bundelkhand Cratons are localised in linear zones and are contemporaneous to arc-type volcanics, probably pointing towards similar geodynamic processes responsible for their formation.

2) Geochemically, Neoproterozoic (2.56–2.53 Ga) sanukitoids from Bundelkhand are similar to those from the Central and Western Karelian zones (2.72–2.68 Ga) while they are less differentiated as compared to sanukitoids (2.74–2.73 Ga) from the Eastern Karelian Zone. Geochemical similarities in sanukitoids from both these cratons indicate that similar petrogenetic processes might have been responsible for their formation.

3) Neoproterozoic sanukitoid magmatism in both the cratons is associated with subduction related processes followed by slab breakoff which preceded the accretion-collision events.

*This work is a contribution to Russian Foundation for Basic Research grants 15-35-50162, 17-55-45005 ИИД-а and to project IG KarNC RAS № A18-118020290085-4.*

*We thank the Director (Prof. Vladimir Shchip-tsov) of the Institute of Geology Karelian RC RAS and the Director of the ESSO-National Centre for Earth Science Studies for support.*

## References

- Acharya S. K. A plate tectonic model for Proterozoic crustal evolution of Central Indian Tectonic Zone. *Gond. Geol. Mag.* 2003. Vol. 7. P. 9–31.
- Adam J., Rushmer T., O'Neil J., Francis D. Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust. *Geology*. 2012. Vol. 40. P. 363–366.
- Arth J. G., Hanson G. N. Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1972. Vol. 37. P. 161–174.
- Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A. I., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57(11–12). P. 1543–1565.
- Barton J. M. Jr., Doig R., Smith C. B., Bohlender F., Van Reenen D. D. Isotopic and REE characteristics of the intrusive charnoenderbite and enderbite geographically associated with the Matok Pluton, Limpopo Belt, southern Africa. *Precambrian Res.* 1992. Vol. 55(1–4). P. 451–467.
- Basu A. K. Geology of Parts of the Bundelkhand Granite Massif, Central India. *Rec. Geol. Surv. India Spec. Publ.* 1986. Vol. 117(2). P. 61–124.
- Bibikova E. V., Arestova N. A., Ivanikov V. V., Claesson S., Petrova A. Yu., Levchenkov O. A. Isotopic geochronology of the Archean Posttectonic Association of sanukitoids, syenites, and granitoids in Central Karelia. *Petrology*. 2006. Vol. 14(1). P. 39–49.
- Bibikova E. V., Bogdanova S. V., Glebovitskii V. A., Claesson S., Skiold T. Evolution of the Belomorian Belt: NORDSIM U-Pb zircon dating of the Chupa Paragneisses, magmatism and metamorphic stages. *Petrology*. 2004. Vol. 12(3). P. 195–210.
- Bibikova E. V., Kirnozova T. I., Makarov V., Borisova E. Yu., Slabunov A. I., Kavelich V. I. U-Pb Geochronology and major-element chemistry of a diorite-plagiogranitic batholith in Northern Karelia. *Geochem. Int.* 1997. Vol. 35(11). P. 1021–1027.
- Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb-isotopic study of zircons. *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 129–145.
- Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos*. 2003. Vol. 71. P. 99–134.
- Brown G. C. Processes and problems in the continental lithosphere: geological history and physical implications. Snelling N. (eds). *Geochronol. Geol. Rec. Spec. Publ.* Geol. Society, London, 10. 1985. P. 326–334.
- Brown M. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change. *Int. Geol. Rev.* 2007. Vol. 49. P. 193–234.
- Champion D. C., Sheraton J. W. Geochemistry and Nd isotope systematics of the Archean granites of Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for Archean crustal growth processes. *Precambrian Res.* 1997. Vol. 83. P. 109–132.
- Chekulaev V. P., Arestova N. A., Berezhnaya N. G., Presnyakov S. L. New data on the age of the oldest tonalite – trondhjemite association in the Baltic Shield. *Stratigr. Geol. Correl.* 2009. Vol. 17(2). P. 230–234.
- Chekulaev V. P., Levchenkov O. A., Arestova N. A., Kovalenko A. V., Guseva N. S., Komarov A. N., Ivanikov V. V. Composition, age, and Sm – Nd systematics of high magnesium granitoids (sanukitoids) of the Panozero Pluton, Karelia. *Geochem. Int.* 2003. Vol. 41(8). P. 741–752.
- Condie K. C. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*. 2005. Vol. 80. P. 33–44.
- Condie K. C. How to make a continent: thirty-five years of TTG research. Y. Dilek and H. Furnes (eds). *Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sci.* Vol. 7. Dordrecht: Springer, 2014. P. 179–194.
- Condie K. C., Benn K. Archean geodynamics: similar to or different from modern geodynamics. Benn K., Mareschal J.-C., Condie K. C. (eds). *Archean Geodynamics and Environments Geophysical Monograph*. 2006. Vol. 164. P. 47–60.
- Crawford A. R. The Precambrian geochronology of Rajasthan and Bundelkhand, northern India. *Can. J. Earth Sci.* 1970. Vol. 7. P. 91–110.

- Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *Gee D. G., Stephenson R. A. (eds), European lithosphere dynamics*. Geol. Society, London. Memoir, 32. 2006. P. 579–598.
- De Wit M. J. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Res.* 1998. Vol. 91. P. 181–226.
- Dmitrieva A. V., Kuleshevich L. V. Geological structure, Late Archean intrusive magmatism and metallogeny of the Onozero-Segozero prospect, Karelia. *Native Geol.* 2018. Vol. 1. P. 40–54. (In Russ.).
- Egorova Yu. S. The sanukitoids from Fenno-Karelian Province, Baltic Shield: geology, composition and sources. Dissertation, IPGG RAS. St. Petersburg, 2014. 209 p. (In Russ.).
- Feio G. R. L., Dall'Agnol R. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: Implications for the origin of Archean granites. *Lithos.* 2012. Vol. 154. P. 33–52.
- Foley S., Tiepolo M., Vanucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature.* 2002. Vol. 417. P. 837–840.
- Foley S. A trace element perspective on Archean crust formation and on the presence or absence of Archean subduction. *K. C. Condie and V. Pease (eds). When Did Plate Tectonics Begin?* Geol. Society of America Special Paper, 440. 2008. P. 31–50.
- Fowler M., Rollinson H. Phanerozoic sanukitoids from Caledonian Scotland: implications for Archean subduction. *Geology.* 2012. Vol. 40. P. 1079–1082.
- Frost C. D., Frost B. R., Chamberlain K. R., Hulsebosch T. P. The Late Archean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming. *Precambrian Res.* 1998. Vol. 89. P. 145–173.
- Guseva N. S., Lobach-Zhucenko S. B., Skublov S. G., Larionov A. N. Formation time of Panozero sanukitoids complexes (Central Karelia). Isotopic systems and geological time. *Proceed. IV All-Russ. Conf. on isotopic geol.* St. Peterburg. 2009. Vol. 1. P. 156–159. (In Russ.).
- Halla J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust-mantle interactions. *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 161–178.
- Halla J., van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Res.* 2009. Vol. 174. P. 155–162.
- Halla J., Whitehouse M. J., Ahmad T., Bagai Z. Archean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective. *Crust-mantle interactions and granitoid diversification: insights from Archean Cratons*. Geol. Society, London. Special Publications, 449. 2017. Vol. P. 1–18.
- Hamilton W. B. Archean magmatism and tectonics were not products of plate tectonics. *Precambrian Res.* 1998. Vol. 91. P. 143–179.
- Hamilton W. B. Plate tectonics began in Neoproterozoic time and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos.* 2011. Vol. 123. P. 1–20.
- Harris L., Bédard J. Crustal Evolution and Deformation in a not-plate – tectonic Archean Earth: comparisons with Venus. *Dilek Y., Furnes H. (eds), Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sci.* Vol. 7. Springer, 2014. P. 215–291.
- Heilimo E., Mikkola P., Halla J. Age and petrology of the Kaapinsalmi sanukitoid intrusion in Suomussalmi, Eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland.* 2007. No. 79. P. 117–125.
- Heilimo E., Halla J., Huhma H. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the eastern and western sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. *Lithos.* 2011. Vol. 121. P. 87–99.
- Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.* 2013. Vol. 228. P. 250–266.
- Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos.* 2010. Vol. 115. P. 27–39.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression. *EPSL.* 2010. Vol. 292. P. 79–88.
- Hoffmann J. E., Munker C., Naeraa T., Rosing M. T., Herwartz D., Garbe-Schonberg D., Svahnberg H. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. Vol. 75. P. 4157–4178.
- Hoffmann J. E., Nagel T. J., Munker C., Naeraa T., Rosing M. T. Constraining the process of Eoarchean TTG formation in the Itsaq Gneiss Complex, southern West Greenland. *EPSL.* 2014. Vol. 388. P. 374–386.
- Hölttä P., Balagansky V., Garde A. A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A. I., Sorjonen-Ward P. Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes.* 2008. Vol. 31(1). P. 1–7.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archean of the Karelia Province in Finland. *Geol. Survey of Finland. Special Paper, 54.* 2012. P. 21–72.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield. *Dilek Y., Furnes H. (eds). Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sci.* Vol. 7. Dordrecht: Springer, 2014. P. 55–102.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Lauri L., Slabunov A. Paleoproterozoic rocks in the Fennoscandian Shield. *Van Kranendonk M. J., Bennett V. C., Hoffmann J. E. (eds). Earth's oldest rocks.* Amsterdam: Elsevier, 2019. P. 819–836. doi: 10.1016/B978-0-444-63901-1.00032-0
- Hölttä P., Lehtonen E., Lahaye Y., Sorjonen-Ward P. Metamorphic evolution of the Ilomantsi greenstone belt in the Archean Karelia Province, eastern Finland. *Halla J., Whitehouse M. J., Ahmad T., Bagai Z. (eds). Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archean Cratons.* Geol. Society, Lon-

don. Special Publications, 449. 2017. P. 231–250. doi: 10.1144/SP449.7

Hölttä P., Paavola J. P-T-t development of Archaean granulites in Varpaisjärvi Central Finland I: effects of multiple metamorphism on the reaction history of mafic rocks. *Lithos*. 2000. Vol. 50. P. 97–120

Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Lahaye Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts in Finland. *Geol. Survey of Finland. Special Paper*, 54. 2012. P. 73–174.

Ivanikov V. V. Archean syenites and monzonites from Karelia. *Vestnik SPSU. Ser. 7. Geology and Geography*. 1997. Vol. 1(7). P. 11–21.

Jahn B. M., Auvray B., Shen Q. H., Liu D.-Y., Zhang Z.-Q., Dong Y.-J., Ye X.-J., Zhang Q.-Z., Cornichet J., Mace J. Archean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term-depleted mantle. *Precambrian Res.* 1988. Vol. 38. P. 381–403. doi: 10.1016/0301-9268(88)90035-6

Jayananda M., Martin H., Peucat J.-J., Mahabaleswar B. Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. Vol. 119. P. 314–329.

Jayananda M., Moyen J. F., Martin H., Peucat J. J., Auvray B., Mahabaleswar B. Late Archaean (2550–2520 Ma) juvenile magmatism in the Eastern Dharwar craton, southern India: constraints from geochronology, Nd-Sr isotopes and whole rock geochemistry. *Precambrian Res.* 2000. Vol. 99(3–4). P. 225–254.

Joshi K. B. Petrological, geochemical and U-Pb zircon geochronological studies of the Bundelkhand granulitoid complex, Central India: constraints on Archean crustal evolution. PhD Thesis, Dep. of Geol. University of Delhi, India, 2014. 310 p.

Joshi K. B., Bhattacharjee J., Rai G., Halla J., Ahmad T., Kurhila M., Heilimo E., Choudhary A. K. The diversification of granulitoids and plate tectonic implications at the Archaean-Proterozoic boundary in the Bundelkhand Craton, Central India. *Halla J., Whitehouse M. J., Ahmad T. and Bagai Z. (eds). Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons*. Geol. Society, London. Special Publications, 449. 2017. P. 123–157. doi: 10.1144/SP449.8

Käpyaho A., Mänttari I., Huhma H. Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks. *Precambrian Res.* 2006. Vol. 146. P. 95–119.

Käpyaho A., Molnár A. F., Sorjonen-Ward P., Mänttari I., Sakellaris G., Whitehouse M. J. New U-Pb age constraints for the timing of gold mineralization at the Pampalo gold deposit, Archaean Hattu schist belt, eastern Finland, obtained from hydrothermally altered and recrystallised zircon. *Precambrian Res.* 2017. Vol. 289. P. 48–61.

Kaur P., Zeh A., Chaudhri N. Characterisation and U-Pb-Hf isotope record of the 3.55 Ga felsic crust from the Bundelkhand Craton, northern India. *Precambrian Res.* 2014. Vol. 255. P. 236–244.

Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R. One view of the geochemistry of subduction related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: *Davis A. M., Holland H. D. and Turekian K. K. (eds). Treatise on Geochemistry*. 2014. Vol. 2. P. 749–805.

Kontinen A., Käpyaho A., Huhma H., Karhu J., Matukov D. I., Larionov A., Sergeev S. A. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian Craton: provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic Craton correlation. *Precambrian Res.* 2007. Vol. 152. P. 119–148.

Kovalenko A., Clemens J. D., Savatenkov V. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield. *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 147–160.

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gorkovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geological map of Southeastern Fennoscandia (scale 1:750 000): a new approach to map compilation. *Trudy KarNTs RAN [Trans. KarRC RAS]*. 2017. No. 2. P. 3–41. doi: 10.17076/geo444

Larionova Yu. O., Samsonov A. V., Shatagin K. N. Sources of Archean Sanukitoids (High-Mg Subalkaline Granitoids) in the Karelian Craton: Sm-Nd and Rb-Sr Isotopic-Geochemical Evidence. *Petrology*. 2007. Vol. 15(6). P. 530–550.

Laurent O., Martin H., Doucelance R., Moyen J. F., Paquette J. L. Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt South Africa: implications for geodynamic changes at the Archaean-Proterozoic boundary. *Lithos*. 2011. Vol. 123. P. 73–91.

Lauri L. S., Hellström F., Bergman S., Huhma H. et al. New insights into the geological evolution of the Archaean Norrbotten province, Fennoscandian shield. *Bull. Geol. Society of Finland, Special Vol. Abs. 32<sup>nd</sup> Nordic Geol. Winter Meeting*. Helsinki, 2016. 193 p.

Laurie A., Stevens G. Water present eclogite melting to produce Earth’s early felsic crust. *Chem. Geol.* 2012. Vol. 314–317. P. 83–95.

Lehtonen E., Heilimo E., Halkoaho T., Käpyaho A., Hölttä P. U-Pb geochronology of Archaean volcanic-sedimentary sequences in the Kuhmo greenstone belt, Karelia Province – Multiphase volcanism from Mesoproterozoic to Neoproterozoic and a Neoproterozoic depositional basin? *Precambrian Res.* 2016. Vol. 275. P. 48–69.

Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia. *Precambrian Res.* 2015. Vol. 268. P. 74–96.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levskii L. K., Kovalenko A. V. Archean terranes in Karelia: geological and isotopic-geochemical evidence. *Geotectonics*. 2000. Vol. 34(6). P. 452–466.

Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Kovalenko A. V., Ivanikov V. V., Guseva N. S., Sergeev S. A., Matukov D. I., Jarvis K. E. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 107–128.

Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P., Savatenkov V. M., Kovalenko A. V., Martin H.,

- Guseva N. S., Arestova N. A. Petrology of the Late Archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archaean mantle metasomatism. *J. Petrology*. 2008. Vol. 49. P. 393–420.
- Malviya V. P., Arima M., Pati J. K., Kaneko Y. First report of metamorphosed pillow lava in central part of Bundelkhand craton – an island arc setting of possible late Archaean age. *Gondwana Res.* 2004. Vol. 7. P. 1338–1340.
- Malviya V. P., Arima M., Pati J. K., Kaneko Y. Petrology and geochemistry of metamorphosed basaltic pillow lava and basaltic komatiite in the Mauranipur area: subduction related volcanism in the Archean Bundelkhand craton, Central India. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2006. Vol. 101. P. 199–217.
- Martin H., Moyen J.-F. Secular changes in tonalite-trondhjemite granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*. 2002. Vol. 30. P. 319–322.
- Martin H., Moyen J.-F., Rapp R. The sanukitoids series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Trans. of the Royal Society of Edinburgh*. 2010. Vol. 100. P. 15–33.
- Martin H., Smithies R., Rapp R., Moyen J., Champion D. An overview of adakite, tonalite Trondhjemite Granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 1–24.
- Meert J. G., Pandit M. K., Pradhan V. R., Kamenov G. Preliminary report on the paleomagnetism of 1.88 Ga dykes from the Bastar and Dharwar cratons, Peninsular India. *Gondwana Res.* 2011. Vol. 20. P. 335–343.
- Mikkola P., Lauri L. S., Käpyaho A. Neoproterozoic leucogranitoids of the Kianta Complex, Karelian Province, Finland: Source characteristics and processes responsible for the observed heterogeneity. *Precambrian Res.* 2012. Vol. 206–207. P. 72–86.
- Mikkola P., Heilimo E., Halkoaho T., Käpyaho A. The tectonomagmatic significance of Neoproterozoic variably alkali-enriched gabbro and diorite intrusions of the western Karelia Province. *Halla J., Whitehouse M. J., Ahmad T., Bagai Z. (eds), Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons*. Geol. Society, London. Special Publications, 449. 2017. P. 39–60. doi: 10.1144/SP449.5
- Mikkola P., Heilimo E., Paavola J., Halkoaho T., Äikäs O., Huhma H. Bedrock of the southern part of Lentua complex. *Geol. Survey of Finland*. Report of Investigation 202. 2013. 123 p. (In Finn.)
- Mikkola P., Huhma H., Heilimo E., Whitehouse M. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. *Lithos*. 2011. Vol. 125. P. 287–307.
- Mints M. V., Belousova E. A., Konilov A. N., Natapov L. M., Shchipansky A. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Dokukina K. A., Kaulina T. V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*. 2010. Vol. 38. P. 739–742.
- Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Y. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. *The Geol. Society of America Special Paper*, 510. 2015. 500 p. doi: 10.1130/2015.2510
- Mondal M. E. A., Goswami J. N., Deomurari M. P., Sharma K. K. Ion microprobe Pb<sup>207</sup>/Pb<sup>206</sup> ages of zircons from the Bundelkhand massif, northern India: implications for crustal evolution of the Bundelkhand-Aravalli protocontinent. *Precambrian Res.* 2002. Vol. 117. P. 85–100.
- Mondal M. E. A., Sharma K. K., Rahman A., Goswami J. N. Ion microprobe Pb<sup>207</sup>/Pb<sup>206</sup> zircon ages for gneiss-granitoid rocks from Bundelkhand massif: evidence for Archaean components. 1998. Vol. 74. P. 70–75.
- Mondal M. E. A. and Raza A. Geochemistry of sanukitoid series granitoids from the Neoproterozoic Berach granitoid batholiths, Aravalli craton, northwestern Indian shield. *Current Sci.* 2013. Vol. 104. P. 102–108.
- Moyen J. F. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*. 2011. Vol. 123. P. 21–36.
- Moyen J. F., Martin H., Jayananda M. Multi-element geochemical modelling of crust – mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Res.* 2001. Vol. 112. P. 87–105.
- Moyen J. F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. Late Archaean granites; a typology based on the Dharwar Craton, India. *Precambrian Res.* 2003. Vol. 127. P. 103–123.
- Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*. 2003. Vol. 75. P. 51–68.
- Nagel T. J., Hoffmann J. E., Münker C. Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorites series from thickened mafic arc crust. *Geology*. 2012. Vol. 40. P. 375–378.
- Oliveira M. A., Dall'Agnol R., de Arimateia Costa de Almeida J. Petrology of the Meso-Archaean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos*. 2011. Vol. 127. P. 192–209.
- Ovchinnikova G. V., Matrenichev V. A., Levchenkova O. A., Sergeev S. A., Yakovleva S. Z., Gorohovsky O. A. U-Pb and Pb-Pb isotopic studies of felsic volcanics from the Hautavaara greenstone structure, Central Karelia. *Petrology*. 1994. Vol. 2(3). P. 266–281. (In Russ.)
- Pati J. K., Patel S. C., Pruseth K. L., Malviya V. P., Arima M., Raju S., Pati P., Prakash K. Geology and Geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, central India and their implications. *J. Earth Syst. Sci.* 2007. Vol. 116(6). P. 497–510.
- Pati J. K., Raju S., Malviya V. P., Bhushan R., Prakash K., Patel S. C. Mafic dykes of Bundelkhand craton, Central India: Field, Petrological and Geochemical characteristics. *Srivastava et al. (eds), Indian dykes: geochemistry, geophysics and geochronology*. New Delhi: Narosa Publishing House, 2008. P. 547–569.

- Pati J. K., Raju S., Pruseth K. L., Magngain V. D., Shankar R. Gold mineralization in parts of Bundelkhand Granitoid Complex (BGC). *J. Geol. Soc. India*. 1997. Vol. 50. P. 601–606.
- Patiño Douce A. E., Beard J. S. Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *J. Petrol.* 1995. Vol. 36. P. 707–738.
- Patiño Douce A. E. Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar. *J. Petrol.* 2005. Vol. 46. P. 275–290.
- Polat A., Kerrich R. Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga adakites, magnesian andesites, and arc basalts, Superior Province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones. *EPSL*. 2002. Vol. 202(2). P. 345–360.
- Pradhan V. R., Meert J. G., Pandit M. K., Kamenov G., Mondal E. A. Tectonic evolution of the Precambrian Bundelkhand craton, central India: Insights from paleomagnetic and geochronological studies on the mafic dyke swarms. *Precambrian Res.* 2012. Vol. 198–199. P. 51–76.
- Radhakrishna B. P. Suspect Tectono-stratigraphic Terrane elements in the Indian Subcontinent. *J. Geol. Soc. India*. 1989. Vol. 34. P. 1–24.
- Rahman A., Zainuddin S. M. Bundelkhand granites: an example of collision-related Precambrian magmatism and its relevance to the evolution of central Indian shield. *J. Geol.* 1993. Vol. 101. P. 413–419.
- Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. Geology of India. *Geol. Society of India, Bangalore*. 2010. Vol. 1. 556 p.
- Ramiz M. M., Mondal M. E. A. Petrogenesis of mafic magmatic enclaves of the Bundelkhand granitoids near Orccha, Central Indian shield: evidence from rapid crystallization. *Halla J., Whitehouse M., Ahmad T., Bagai Z. (eds). Crust-Mantle Interactions, Granitoid Diversification: Insights from Archean Cratons*. Geol. Society, London. Special Publications, 449. 2017. P. 159–173. doi: 10.1144/SP449.6
- Rao J. M., Rao G. V. S. P., Widdowson M., Kelley S. P. Evolution of Proterozoic mafic dyke swarms of the Bundelkhand Granite Massif, Central India. *Current Sci.* 2005. Vol. 88. P. 502–506.
- Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 1995. Vol. 36. P. 891–931.
- Rapp R. P., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolite eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalites. *Precambrian Res.* 1991. Vol. 51. P. 1–25.
- Rapp R., Norman M., Laporte D., Yaxley G. M., Martin H., Foley S. F. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt-rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids). *J. Petrol.* 2010. Vol. 51. P. 1237–1266.
- Reddy S. M. D., Evans A. D. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. *Geol. Society, London. Special Publications*, 323. 2009. P. 1–26. doi: 10.1144/SP323.1
- Roday P. P., Diwan P., Singh S. A synkinematic model of emplacement of quartz reefs and subsequent deformation patterns in the central Indian Bundelkhand batholith. *Proceed. Indian Acad. of Sci. (Earth and Planetary Sci.)*. 1995. Vol. 104. P. 465–468.
- Saha L., Pant N. C., Pati J. K., Berndt J., Upadhyay D., Bhattacharya A., Satynarayanan M. Neoproterozoic high-pressure margarite-phengitic muscovite-chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite-chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2011. Vol. 161. P. 511–530.
- Saha L., Frei D., Gerdes A., Pati J. K., Sarkar S., Patole V., Bhandari A., Nasipuri P. Crustal geodynamics from the Archean Bundelkhand Craton, India: constraints from zircon U-Pb-Hf isotope studies. *Geol. Magazine*. 2016. Vol. 153. P. 79–192. doi: 10.1017/S0016756815000692
- Samsonov A. V., Larionova Yu. O., Bibikova E. V., Petrova A. Yu., Puchtel I. S. Magnesian granitoids (sanukitoids) of the Kostomuksha area, western Karelia: Petrology, geochronology, and tectonic environment of formation. *Petrology*. 2004. Vol. 12(5). P. 437–468.
- Sarkar A., Paul D. K., Potts P. J. Geochronology and geochemistry of the Mid-Archean trondhjemitic gneisses from the Bundelkhand Craton, Central India. *Saha A. K. (eds). Recent Res. in Geol. and Geophysics of the Precambrian. A Series*. 1996. P. 76–92.
- Sergeev S. A., Larionov A. N., Berezhnaya N. G., Lobach-Zhuchenko S. B., Guseva N. S. Archean Age of Miaskite Lamproites in the Panozero Complex, Karelia. *Dokl. Earth Sci.* 2007. Vol. 413(3). P. 420–423.
- Sharma K. K., Rahman A. The Early Archean-Paleoproterozoic crustal growth of the Bundelkhand craton, northern Indian shield. *M. Deb (eds). Crustal evolution and Metallogeny in the northwestern Indian Shield*. New Delhi: Narosa Publishing House, 2000. P. 51–72.
- Shchipansky A. A. Subduction geodynamics in Archean and formation of diamond-bearing lithospheric keels and early continental crust of cratons. *Geotectonics*. 2012. Vol. 46. P. 122–141. doi: 10.1134/S0016852112020057
- Shirey S. B., Hanson G. N. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*. 1984. Vol. 310. P. 222–224.
- Singh P. K., Verma S. K., Singh V. K., Moreno J. A., Oliveira E. P., Mehta P. Geochemistry and petrogenesis of sanukitoids and high-K anatectic granites from the Bundelkhand Craton, India: Implications for late-Archean crustal evolution. *J. Asian Earth Sci.* 2018. doi: 10.1016/j.jseae.2018.12.013
- Singh S. P., Bhattacharya A. R. Signature of Archean E-W crustal-scale shears in the Bundelkhand Massif, Central India, an example of vertical ductile shearing. *Earth Sci. India*. 2010. Vol. 3. P. 217–225.
- Singh S. P. Geochemical signature of Archean felsic volcanism in central part of Bundelkhand Craton. *Int. J. of Advances in Earth Sci.* 2012. Vol. 1. P. 20–32.
- Singh V. K., Slabunov A. The Greenstone belts of the Bundelkhand craton, Central India: new geochronological data and geodynamic setting. *Singh V. K. and Chandra R. (eds). Int. Association for Gondwana Res. conf. Series No. 16. 3<sup>rd</sup> Int. Conf. Precambrian Continental Growth and Tectonism. Jhansi, India*. 2013. P. 170–171.
- Singh V. K., Slabunov A. The Central Bundelkhand Archean greenstone complex, Bundelkhand craton,

Central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks. *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. P. 1349–1364.

Singh V. K., Slabunov A. Two types of Archaean supracrustal belts in the Bundelkhand Craton, India: geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution. *J. Geol. Soc. India.* 2016. Vol. 88. P. 539–548.

Skjerlie K. P., Johnston A. D. Fluid-Absent Melting Behavior of an F-Rich Tonalitic Gneiss at Mid-Crustal Pressures: Implications for the Generation of Anorogenic Granites. *J. Petrol.* 1993. Vol. 34. P. 785–815.

Slabunov A. I. Geology and geodynamics of Archean mobile belts (example from the Belomorian province of the Fennoscandian Shield). Petrozavodsk: KarRC RAS, 2008. 298 p. (In Russ.).

Slabunov A. I., Azimov P. Ya., Glebovitsky V. A., Zhang L., Kevlich V. I. Archean and Paleoproterozoic migmatization in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: petrology, geochronology and geodynamic setting. *Dokl. Earth Sci.* 2016. Vol. 467(1). P. 71–74.

Slabunov A., Egorova S., Singh V. K., Svetov S., Kumar S. Archean mafic-ultramafic Ikauna layered intrusion, Bundelkhand craton, India: petrography and geochemistry. *Arch & Anthropol.* Open Acc.3 (suppl-2). 2018a. P. 49–55. doi: 10.31031/AAOA. 2018.03.000557

Slabunov A. I., Hölttä P., Sharov N. V., Nesterova N. S. A 4-D framework of the Fennoscandian Shield earth Crust growth in Archean: synthesis of off-the-shelf geological data. *Geol. of Karelia from the Archaean to the present: Proceed. All-Russ. conf. dedicated the 50<sup>th</sup> anniv. of the Inst. of Geol. foundation.* May 24–26. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011a. P. 13–21.

Slabunov A., Kulikov V., Kulikova V., Sibelev O. Neoproterozoic granulite and Paleoproterozoic dykes of the Vodlozero subprovince, Karelian Craton. *Rodinia-2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics (Early Precambrian of Russian Karelia).* Petrozavodsk; Moscow, 2013. P. 22–41.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balagansky V. V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O. I., Shchipansky A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. The Archaean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings. *Geotectonics.* 2006a. Vol. 40(6). P. 409–433. doi: 10.1134/s001685210606001x

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V. V., Volodichev O. I., Shchipansky A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield. *Gee D. G., Stephenson R. A. (eds). European Lithosphere Dynamics.* Geol. Society, London. Memoirs, 32. 2006b. P. 627–644.

Slabunov A. I., Singh V. K. Archaean crustal evolution of the Fennoscandian and Bundelkhand craton: prospective. *Singh V. K. and Ram Chandra (eds). Precambrian Continental Growth and Tectonism. Proceed. 2<sup>nd</sup> Int. conf.* 2011b. P. 3–12.

Slabunov A. I., Singh V. K. Meso-Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts. *Int. Geol. Review.* 2018b. doi: 10.1080/00206814.2018.1512906

Slabunov A. I., Singh B. U-Pb geochronology of zircons from the banded iron formation of the Bundelkhand

Craton, India: constraints for the timing of formation. *Methods and geological results of the study of isotopic geochronometric mineral and rock systems. 7<sup>th</sup> Russian conference on isotope geochronology.* Moscow: IGEM RAS, 2018c. P. 331–334.

Slabunov A. I., Singh V., Joshi K. B., Li X. Paleoproterozoic zircons from quartzite of South Bundelkhand Supracrustal Complex: origin and implications for crustal evolution in Bundelkhand Craton, Central India. *Current Sci.* 2017a. Vol. 112(4). P. 794–801.

Slabunov A. I., Singh V. K., Shchiptsov V. V., Lepkhina E. N., Kevlich V. I. A new Paleoproterozoic (1.9–1.8 Ga) event in the crustal evolution of the Bundelkhand Craton, India: the results of (SHRIMP) Dating of zircons from giant quartz veins. *Slabunov A. I., Svetov S. A., Baltibaev Sh. K. (eds). Early Precambrian vs Modern Geodynamics.* Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017b. P. 239–241.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Korol N. E., Sibelev O. S., Berezhnaya N. G., Larionov A. N. Archean granulites of Karelian Craton: petrology, geochronology, geodynamics. *Proceed. XII All-Russ. petrographic conf.* Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015. P. 503–506. (In Russ.).

Smithies R. H., Champion D. C. The Archaean high-Mg diorite suite: Links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 1653–1671.

Smithies R. H., Champion D. C. Archaean high-Mg diorites (sanukitoid) suite, Pilbara Craton, Western Australia. *B. Barbarin (ed). The Origin of granites and related rocks: Fourth Hutton Symposium Abs., September 1999.* Clermont Ferrand, France. 190 p.

Smithies R. H., Champion D. C., van Kranendonk M. J. Formation of Palaeoproterozoic crust through infracrustal melting of enriched basalt. *EPSL.* 2009. Vol. 281. P. 298–306.

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archaean Hattu schist belt Ilomantsi eastern Finland. *Geol. Survey of Finland.* Special Paper, 17. 1993. P. 9–102.

Sorjonen-Ward P., Clauoué-Long J. Preliminary note on ion probe results for zircons from the Silvevaara granodiorite, Ilomantsi, Eastern Finland. *Autio S. (ed.). Geol. Survey of Finland, Current Res. 1991–1992, Geol. Survey of Finland, Special Paper, 18.* 1993. P. 25–29.

Sorjonen-Ward P., Luukkonen E. Archean rocks. *Lehtinen M., Nurmi P. A., Rämö O. T. (eds), The Precambrian Geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield.* Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 19–99.

Stein H. J., Hannah J. L., Zimmerman A., Markey R. J., Sarkar S. C., Pal A. B. A 2.5 ga porphyry Cu-Au deposit at Malanjhand, central India; implications for late Archaean continental assembly. *Precambrian Res.* 2004. Vol. 134. P. 189–226.

Stern R. A. Petrogenesis of Archaean sanukitoid suite: PhD thesis, State University of New York at Stony Brook, 1989. 275 p.

Stern R. A., Hanson G. N. Archaean high-Mg granodiorites: a derivative of light rare earth enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.* 1991. Vol. 32. P. 201–238.

Stevenson R., Henry P., Gariépy C. Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid

suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Res.* 1999. Vol. 96. P. 83–99.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Society, London. Special Publications, 42. 1989. P. 313–345.

Svetov S. A. The oldest adakites of the Fennoscandian Shield. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2009. 115 p. (In Russ.).

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova A. I. Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia: new geochronological data and interpretation of results. *Geol. and useful minerals of Karelia.* 2010. Vol. 13. P. 5–12. (In Russ.).

Sylvester P. J. Archaean granite plutons. *Condie C. (ed.) Archaean Crustal Evolution.* Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 261–314.

van Hunen J., van den Berg A. P. Plate tectonics on the early Earth: imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere. *Lithos.* 2008. Vol. 103. P. 217–235.

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determinations and sulfide Pb-Pb characteristic from the late Archaean Hattu Schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. *Nurmi P. A., Sorjonen-Ward P. (eds.) Geol. development, gold mineralization and exploration methods in the late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern*

*Finland: Geol. Survey of Finland, Special Paper, 4.* 1993. P. 103–132.

Verma S. K., Verma S. P., Oliveira E. P., Singh V. K., More J. A. LA-SF-ICP-MS zircon U-Pb geochronology of granitic rocks from the central Bundelkhand greenstone complex, Bundelkhand craton, India. *J. Asian Earth Sci.* 2016. Vol. 118. P. 125–137.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Kuzenko T. I., Bibikova E. V., Konilov A. N. Archaean eclogites in the Belomorian mobile belt, Baltic shield. *Petrology.* 2004. Vol. 12(6). P. 540–560.

Watkins J. M., Clemens J. D., Treloar P. J. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2007. Vol. 154. P. 91–110.

Willbold M., Hegner E., Stracke A., Rocholl A. Continental geochemical signature in dacites from Iceland and implications of early Archaean crust formation. *EPSL.* 2009. Vol. 279. P. 44–52.

Zhitnikova I. A., Miskova T. A., Presnyakov S. L., L'vov P. A. Isotopic age and composition of Mesoarchean mafic magmatism in South-Vigozero greenstone belt. *Proceed. All-Russ. conf. dedicated to 150<sup>th</sup> anniv. of academician F. Levinson-Lessing and 100<sup>th</sup> of professor G. Saranchina.* St. Petersburg, 2012. Vol. 1. P. 213–215. (In Russ.).

Received April 13, 2018

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Джоши Кумар Батук

научный сотрудник, к. г.-м. н. (PhD)  
Лаборатория физических исследований  
Ахмедабад, Гуджарат, Индия

Национальный исследовательский центр наук о Земле  
Министерства землеведения Индии  
Тривандрам, Керала, Индия  
эл. почта: kr.batukjoshi@gmail.com

### Слабунув Александр Иванович

заведующий лаб. геологии и геодинамики докембрия,  
д. г.-м. н., проф.  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: slabunov@krc.karelia.ru

## CONTRIBUTORS:

### Joshi, Kumar Batuk

Physical Research Laboratory  
Ahmedabad, Gujrat, India

ESSO-National Centre for Earth Science Studies  
Ministry of Earth Sciences, Government of India  
Thiruvananthapuram, Kerala, India  
e-mail: kr.batukjoshi@gmail.com

### Slabunov, Alexander

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

УДК 550.93 + 551.2.4

## **U-Pb ВОЗРАСТ ТИТАНИТОВ КААПВААЛЬСКОГО КРАТОНА: ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ, СОПОСТАВЛЕНИЕ С КАРЕЛЬСКИМ КРАТОНОМ**

**Н. С. Нестерова<sup>1</sup>, А. И. Слабунов<sup>1</sup>, Н. Г. Ризванова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Приводятся результаты датирования титанитов Каапваальского кратона. Показано, что в восточной части террейна Свазиленд в пределах пояса неоархейской тектоно-термальной активизации титаниты, метаморфогенные цирконы, апатиты, амфиболы, гранаты имеют возраст около 2,74 млрд лет, в то время как за пределами этого пояса возраст титанитов палео-мезоархейский (3,21–3,16 млрд лет), близкий ко времени становления посткинematических калиевых гранитов, что соответствует этапу кратонизации. Проведено сопоставление полученных результатов с данными о времени формирования титанитов в пределах Карельского кратона. Так, по западной периферии Водлозерского террейна Карельского кратона возрасты титанитов неоархейские (2,74–2,63 млрд лет), что коррелируется с основной фазой аккреционных процессов. При этом в центральной части Водлозерского террейна титаниты имеют возраст 2,87–2,86 млрд лет и свидетельствуют о стабилизации коры начиная с этого времени. В Каапваальском и Карельском кратонах возраст древних титанитов (3,21–3,16 и 2,87–2,86 млрд лет соответственно) коррелируется со временем ранней кратонизации земной коры, а более молодые отражают время неоархейской тектоно-термальной активизации и косвенно подтверждают вхождение кратонов в состав единого неоархейского суперконтинента Кенорленд. Сопоставляя полученные результаты по кратонам, можно сделать вывод, что возраст титанитов является надежным индикатором времени проявления поздних тектоно-термальных процессов.

**Ключевые слова:** геохронология; U-Pb метод; титанит; архей; Каапваальский кратон; Карельский кратон; террейн Свазиленд; Водлозерский террейн.

### **N. S. Nesterova, A. I. Slabunov, N. G. Rizvanova. U-Pb AGE OF KAAPVAAL CRATON TITANITE: GEOTECTONIC INTERPRETATION AND CORRELATION WITH THE KARELIAN CRATON**

The results of dating of Kaapvaal Craton titanite are reported. It is shown that metamorphic zircon, apatite, amphibole and garnet in the Neoarchaeal tectono-thermal activation belt in the eastern Swaziland terrane have an age of ca. 2.74 Ga, while the age of titanite outside the belt is Palaeo-Mesoarchaeal (3.21–3.16 Ga), similar to the time of formation of post-kinematic K-granite consistent with a cratonization stage. Titanite occurring in the western periphery of the Vodlozero terrane in the Karelian Craton is also Neoarchaeal (2.74–2.63 Ga), correlating with the main phase of accretion processes there. Titanite in the central part of the terrane shows an age of 2.87–2.86 Ga, suggesting that the crust began to stabilize at that time. The ages of old titanites from the Kaapvaal

and Karelian Cratons (3.21–3.16 and 2.87–2.86 Ga, respectively) correlate with the time of early crustal cratonization, while younger titanites date back to the time of Neoproterozoic tectono-thermal activation and this dating indirectly supports the assumption that both cratons were part of one Neoproterozoic Kenorland Supercontinent. Correlation of the results obtained for the two cratons has led the authors to conclude that the age of titanites is a reliable indicator of the time of late tectono-thermal processes.

**Key words:** geochronology; U-Pb method; titanite; Archean; Kaapvaal Craton; Karelian Craton; Swaziland terrane; Vodlozero terrane.

## Введение

Каапваальский и Карельский кратоны в неогархее (около 2,7 млрд лет) входили в состав неогархейского суперконтинента Кенорленд [Лубнина, Слабунов, 2011, 2017]. Более того, мезо-неогархейская история формирования земной коры этих кратонов имеет важные черты сходства, например, субдукционно-аккреционные события в мезогархее и коллизионные в неогархее. Однако ряд корреляций пока не вполне ясны: в неогархее (около 2,74 млрд лет) в восточной части Каапваальского кратона в относительно узкой полосе отмечается всплеск гранитного магматизма, метаморфизма (до гранулитовой фации) [Hofmann et al., 2015], природа которых не вполне очевидна. В то время как на Карельском кратоне в это время формируются субдукционно-аккреционные комплексы [Слабунов и др., 2006]. Новые данные по геохронологии титанита и ряда других минералов из зоны тектоно-термальной активизации Каапваальского кратона могут быть полезными для понимания геодинамической природы обозначенной зоны.

Ранее на примере Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита было показано, что изучение титанитов является надежным маркером времени проявления наложенных тектоно-термальных процессов [Бибикова и др., 1999; Нестерова, 2012]. Цель данной работы – сравнить и протестировать возможности использования этого подхода на примере Свазилендского террейна Каапваальского кратона для оценки области распространения и времени проявления наложенной неогархейской активизации, а также в сочетании с данными об изотопном возрасте других минералов-геохронометров оценить скорость этого процесса, что позволит ограничить число возможных геодинамических моделей.

## Краткий геологический очерк

*Каапваальский кратон* расположен в южной части африканского континента и является

частью Южно-Африканского щита. В составе кратона выделяют древнее ядро, кратонизированное около 3,1 млрд лет назад, – террейн Свазиленд (рис. 1). Наиболее древние породы террейна представлены комплексом архейских гнейсов, который состоит из эо-, палео- и мезогархейских (~3640 до ~3200 млн лет) гранито-гнейсов тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава с телами амфиболитов, зеленокаменных комплексов (Барбетонского на севере и его аналогами Ассегаи, Коммондале на юге), гранитоидов, в том числе калиевых посткинematических (например, калиевые граниты Мпулузе с возрастом 3,1 млрд лет). На древнем фундаменте залегают мезогархейские (3,0–2,9 млрд лет) осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы группы Понгола [Hofmann et al., 2015 и ссылки в ней]. Породы группы Понгола метаморфизованы главным образом в условиях зеленосланцевой фации, но в северной части в обрамлении купола, сложенного гнейсами Нхлангано, они преобразованы в условиях гранулитовой фации (830–855 °С, 4,4–6,4 кбар) и известны как гнейсы серии Мкхондо и Махамба [Taylor et al., 2010; Hofmann et al., 2015]. Время проявления гранулитового метаморфизма оценивается по цирконам в  $2732,4 \pm 7,6$  [Taylor et al., 2010] и  $2745 \pm 2$  [Condie et al., 1996] млн лет, Sm-Nd датирование гранатов показало возраст 2750 млн лет (определено с большой ошибкой) [Condie et al., 1996]. Ar-Ar датирование амфиболов из гнейсов Махамба дало возраст 2,74–2,71 млрд лет [Hofmann et al., 2015]. Возраст протолита гнейсов Нхлангано оценивается по данным U-Pb датирования цирконов в 2,98 [Hofmann et al., 2015] и 3,28–3,24 [Schoene, Bowring, 2010] млрд лет. U-Pb возраст апатита из гнейсов Нхлангано составляет 2,73 млрд лет и отражает стадию остывания неогархейского метаморфического комплекса [Schoene, Bowring, 2010]. Также в пределах только восточной части террейна Свазиленд широко проявлен неогархейский (2,8–2,7 млрд лет) гранитный магматизм (рис. 1).

Таким образом, в восточной части террейна Свазиленд выделяется неогархейский пояс

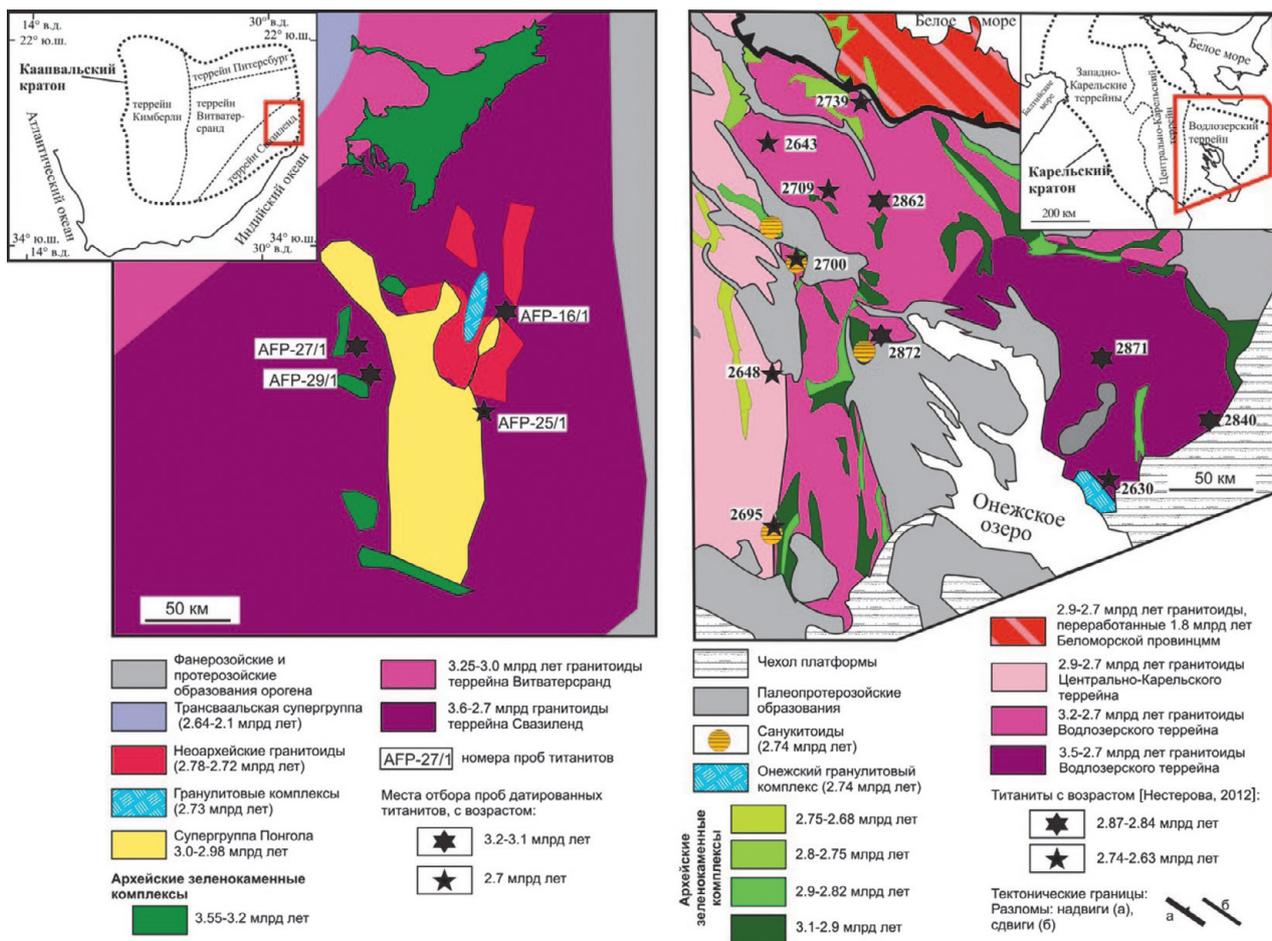


Рис. 1. Расположение датировок титанитов на схеме геологического строения Каапваальского и Карельского кратонов [схемы составлены с использованием: Нестерова, 2012 и ссылки в ней; Hofmann et al., 2015]

Fig. 1. Location of titanite dating on the scheme of the geological structure of the Kaapvaal and Karelian Cratons based on: [Nesterova, 2012 with references; Hofmann et al., 2015]

тектоно-термальной активизации, протягивающийся в меридиональном направлении более чем на 200 км, который маркируется проявлениями гранулитового метаморфизма, гранитным магматизмом и деформациями [Taylor et al., 2010; Hofmann et al., 2015]. В поле его влияния частично попадают древнейшие ТТГ с амфиболитами, архейские зеленокаменные комплексы, мезоархейские породы группы Понгола и структуры Нхлангано.

Для сравнения поведения U-Pb систем различных минералов-геохронометров нами привлечены данные по Карельскому кратону, изученному ранее [Бибикова и др., 1999; Нестерова, 2012].

Карельский кратон входит в состав Фенноскандинавского щита. В его южной части выделяют Водлозерский террейн (рис. 1). Наиболее древние породы Водлозерского террейна образуют ядро, вокруг которого развита система мезо-неоархейских зеленокаменных поясов: Водлозерско-Сегозерского, Южно-

Выгозерского, Сумозерско-Кенозерского, а Маткалахтинский зеленокаменный пояс рассекает его. Древнейшие породы Водлозерского террейна с возрастом до 3,24 млрд лет представлены главным образом метаморфизованными тоналитами, амфиболитами и гнейсами, сохранившимися в виде фрагментов среди более поздних (мезоархейских) гранитоидов [Ранний..., 2005 и ссылки в ней]. Помимо этого в пределах Водлозерского террейна развиты расслоенные мафит-ультрамафитовые комплексы с возрастом 2,98–2,9 млрд лет, которые секутся более молодыми ТТГ породами (2,88 млрд лет). Здесь также установлены древнейшие на щите двуполевошпатовые граниты (2,87 млрд лет), а кроме того, распространены массивы посттектонических калиевых гранитов с возрастом 2,70–2,68 млрд лет [Ранний..., 2005 и ссылки в ней]. Титанит из включения ранних амфиболитов из ТТГ имеет возраст  $2871 \pm 6$  млн лет, из мезоархейских гранито-гнейсов –  $2862 \pm 6$  млн лет [Несте-

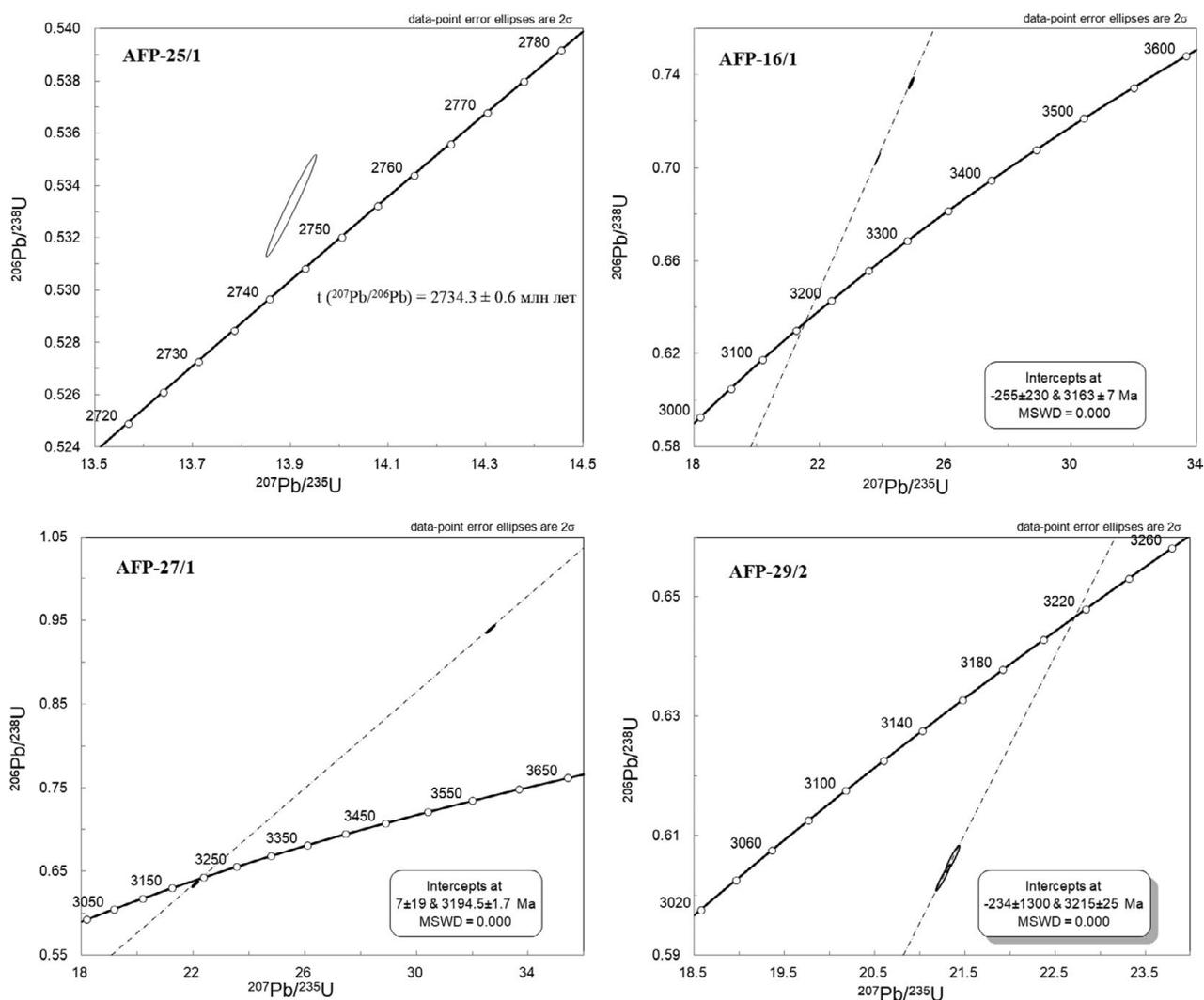


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для титанитов из пород террейна Свазиленд, восточная часть Каапваальского кратона

Fig. 2. Concordia diagrams of ID-TIMS U-Pb titanite ages from the Swaziland terrane, the Kaapvaal Craton

рова, 2012], что совпадает с возрастом мезоархейской переработки и древнейших двуполевошпатовых гранитов. В краевых частях террейна отмечаются интрузии санукитоидов с возрастом 2,74 млрд лет (рис. 1) [Ранний..., 2005; Нестерова, 2012 и ссылки в них]. Титаниты из Чалкинского санукитоидного массива имеют возраст  $2690 \pm 6$  млн лет, а Панозерской трехфазной интрузии санукитоидов – около 2,70 млрд лет [Нестерова, 2012]. В западной части Водлозерского террейна проявлен неархейский гранулитовый метаморфизм, в ходе которого сформировался Онежский гранулит-чарнокит-эндербитовый комплекс. Условия пика метаморфизма соответствовали 5,5–6,5 кбар и 754–870 °C, U-Pb возраст гранулитового метаморфизма по цирконам составляет 2739–2734 и 2701 млрд лет [Лубнина, Слабунов, 2017].

## Методы и результаты исследования титанитов

Нами были изучены 4 пробы титанитов из террейна Свазиленд Каапваальского кратона (рис. 2, табл.).

Возраст титанитов определялся по стандартной методике: отобранные вручную пробы титанита весом 2–4 мг разлагались в смеси кислот HF и HNO<sub>3</sub>. Выделение Pb и U проводили на ионообменных смолах в HBr-форме по стандартной методике с последующим выделением U на смоле UTEVA. Изотопы Pb измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия). Лабораторное загрязнение при исследованиях не превышало 0,05 нг Pb. Определение U-Pb возраста титанита было выполнено по стандартной методике с погрешностью измере-

Результаты U-Pb-изотопных исследований титанитов из пород террейна Свазиленд, восточная часть Каапваальского кратона

U-Pb data for titanites from the Swaziland terrane, the Kaapvaal Craton

№	Номер пробы Sample code	Содержание, мкг/г Concentration, ppm		Изотопные отношения Isotopic ratios					Rho	Th/U	Возраст, млн лет Ages, Ma		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	AFP-25/1	98	154	929	0,18909	0,12736	13,9023	0,53323	0,98	0,5	2755	2743	2734,3 ± 0,6 [Dlamini et al., 2017]
2	AFP-16/1	50	52	1894	0,24496	0,22875	24,8854	0,73678	0,85	0,8	3559	3304	3152,5 ± 1,5
	AFP-16/1	79	83	1606	0,24544	0,28738	23,8226	0,70395	0,98	1,0	3436	3261	3155,6 ± 0,5
3	AFP-27/1	82	68	854	0,25170	0,15873	32,6263	0,94014	0,99	0,6	4272	3569	3195,5 ± 0,7
	AFP-27/1	55	69	1147	0,25159	0,15555	22,0565	0,63585	0,96	0,6	3173	3186	3194,8 ± 0,5
4	AFP-29/2	44	50	186	0,25555	0,10842	21,3599	0,60618	0,94	0,4	3055	3155	3219,6 ± 0,9
	AFP-29/2	62	75	260	0,25562	0,09357	21,2554	0,60307	0,96	0,3	3042	3150	3219,9 ± 0,6

*Примечание.* а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; б – изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

*Note.* a – isotopic ratios corrected for blank and fractionation; b – isotopic ratios corrected for blank, fractionation and common Pb; Rho – error correlation for  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

ния Pb/U отношений, равной около 0,5 % ( $2\sigma$ ). Изотопный состав обычного свинца рассчитан по модели Стейси – Крамерса. Изотопные отношения и возраст минералов рассчитывали по программе PBDAT.

Титаниты были выделены как из пород зоны неоархейской тектоно-термальной активизации, так и за ее пределами (рис. 1). Возраст изученных титанитов из мезоархейских гранито-гнейсов Махамба в пределах пояса составляет в  $2734 \pm 0,6$  млн лет (проба AFP-25/1) [Dlamini et al., 2017].

Остальные датированные титаниты из пород за пределами пояса тектоно-термальной активизации имеют более древний возраст. Восточнее пояса из крупнозернистых амфиболитов Шиселвени, залегающих среди древних ТТГ, отобрана проба Э-AFP-16/1. Титанит представлен медово-коричневыми прозрачными кристаллами, а его возраст оценивается в  $3163 \pm 7$  млн лет. Юго-западнее пояса и протобассейна Понгола отобраны пробы Э-AFP-27/1 и AFP-29/2. Титаниты пробы Э-AFP-27/1 были выделены из амфиболитов, образующих линзовидные тела в древних гранито-гнейсах с возрастом мигматизации  $3222 \pm 8$  и  $3192 \pm 9$  млн лет [Saha et al., 2010]. Титаниты из амфиболитов имеют возраст  $3195 \pm 1,8$  млн лет, т. е. близки ко времени поздней мигматизации. Проба AFP-29/2 также отобрана из крупного тела ортоамфиболитов (метагэббро), залегающего среди древних ТТГ. Возраст титанитов из них оценивается в  $3215 \pm 25$  млн лет.

## Обсуждение результатов

Проведенные исследования показали, что в пределах Свазилендского террейна Каапваальского кратона наиболее древние титаниты имеют палео-мезоархейские (3,21–3,16 млрд лет) возрасты, близкие к возрастам цирконов из лейкосом мигматизированных ТТГ и из пост-кинематических калиевых гранитов, являющихся индикатором зрелой континентальной коры. Таким образом, возраст древних титанитов здесь фиксирует время кратонизации.

Возраст более молодых титанитов террейна Свазиленд отражает время неоархейской тектоно-термальной активизации и сближен с возрастными метаморфогенных цирконов, апатитов, амфиболов, гранатов – около 2,74 млрд лет. С учетом того, что температура закрытия изотопной U-Pb системы циркона более  $850^\circ\text{C}$ , титанита – около  $600\text{--}700^\circ\text{C}$ , апатита –  $500^\circ\text{C}$ , а изотопной Ar-Ar системы амфибола –  $550\text{--}650^\circ\text{C}$ , скорость остывания земной коры Каапваальского кратона в зоне тектоно-термальной активизации грубо оценивается в  $40^\circ\text{C}/\text{млн лет}$ .

Представленные данные по поясу могут свидетельствовать о быстром течении тектоно-термального процесса. Он мог быть связан с воздействием мантийного плюма, однако отсутствие базитового магматизма близкого возраста и линейная структура области влияния эпизода активизации делает это предположение менее вероятным. Скорее всего, рассматриваемая зона тектоно-термальной перера-

ботки связана с растяжением (рифтогенезом) континентальной коры и формированием комплекса метаморфических ядер [Hofmann et al., 2015]. Такая обстановка могла возникнуть в области тылового прогиба на активной континентальной окраине суперконтинента Кенорленд [Лубнина, Слабунов, 2017].

В центральной части Водлозерского террейна установлены самые древние титаниты Карельского кратона, имеющие возраст 2,87–2,86 млрд лет, что существенно моложе древнейших (3,24 млрд лет) гранитоидов. Возраст титанитов совпадает с возрастом мезоархейской переработки и двуполевошпатовых гранитов, которые, вероятно, свидетельствуют о стабилизации коры террейна в это время.

По западной периферии Водлозерского террейна отмечаются неархейские (2,74–2,63 млрд лет) возрасты титанитов, близкие к времени становления посттектонических калиевых гранитов и проявления гранулитового метаморфизма, здесь же развиты санукидоидные массивы с возрастом 2,74 млрд лет. Таким образом, неархейские титаниты в западной части Водлозерского террейна, по-видимому, отражают время поздних субдукционно-аккреционных процессов при становлении континентальной коры.

## Заключение

Стадии формирования земной коры Свазилендского террейна Каапваальского кратона и Водлозерского террейна Карельского кратона отражаются в U-Pb возрастах титанитов. В обоих кратонах возраст древних титанитов (3,21–3,16 и 2,87–2,86 млрд лет соответственно) коррелируется со временем ранней кратонизации земной коры. Более молодые (2,74 млрд лет) титаниты Каапваальского кратона отражают время неархейской тектоно-термальной активизации в регионе, возможно, связанной с областью тылового прогиба на активной континентальной окраине в южной части неархейского суперконтинента Кенорленд, а в пределах Карельского кратона (2,74–2,63 млрд лет) они отражают время формирования континентальной коры западной части суперконтинента Кенорленд в ходе субдукционно-аккреционных процессов.

*Исследования выполнены в рамках госзадания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН). Изотопные исследования выполнены на средства РФФИ.*

*Авторы выражают благодарность Акселю Хофманну (Йоханнесбургский университет,*

*ЮАР) и Мартину Клайсену (Стелленбосский университет, ЮАР) за поддержку при проведении полевых работ.*

## Литература

*Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т.* Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb-исследования сфенов и рутилов // *Геохимия*. 1999. № 8. С. 842–857.

*Лубнина Н. В., Слабунов А. И.* Карельский кратон в структуре неархейского суперконтинента Кенорленд: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные по гранулитам Онежского комплекса // *Вестник Московского университета. Геология*. 2017. № 5. С. 3–15.

*Лубнина Н. В., Слабунов А. И.* Реконструкция неархейского суперконтинента Кенорленд по палеомагнитным и геологическим данным // *Вестник Московского университета. Геология*. 2011. № 4. С. 18–25.

*Нестерова Н. С.* Районирование восточной части Фенноскандинавского щита с использованием U-Pb возрастов сфенов (титанитов) // *Региональная геология и металлогения*. 2012. № 49. С. 26–33.

*Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В. А. Глебовицкого.* СПб.: Наука, 2005. 711 с.

*Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С.* Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // *Геотектоника*. 2006. № 6. С. 3–32.

*Condie K. C., Kröner A., Milisenda C. C.* Geochemistry and geochronology of the Mkhondo suite, Swaziland: Evidence for passive-margin deposition and granulite facies metamorphism in the Late Archean of Southern Africa // *J. Afr. Earth Sci.* 1996. Vol. 21, no. 4. P. 483–506.

*Dlamini N., Hofmann A., Belyanin G., Xie H., Kröner A., Wilson A., Slabunov A.* Supracrustal gneisses in southern Swaziland: a basalt-sandstone assemblage of the upper Mozaan Group deformed in the Neoproterozoic // *Geological Society of South Africa*. 2017. Vol. 120(4). P. 477–498. doi: 10.25131/gssajg.120.4.477

*Hofmann A., Kröner A., Xie H., Hegner E., Belyanin G., Kramers J., Bolhar R., Slabunov A., Reinhardt J., Horváth P.* The Nhlanguano gneiss dome in southwest Swaziland – A record of crustal destabilization of the eastern Kaapvaal craton in the Neoproterozoic // *Precambrian Res.* 2015. Vol. 258. P. 109–132. doi: 10.1016/j.precamres.2014.12.008

*Saha L., Hofmann A., Xie H., Hegner E., Wilson A., Wan Y., Liu D., Kröner A.* Zircon ages and metamorphic evolution of the Archean Assegaai – De Kraalen granulite – greenstone terrane, southeastern Kaapvaal Craton // *Am. J. Sci. Alfred Kröner Special Issue: Part II*. 2010. Vol. 310. P. 1384–1420. doi: 10.2475/10.2010.07

*Schoene B., Bowring S. A.* Rates and mechanisms of Mesoarchean magmatic construction, eastern

Kaapvaal craton, Swaziland // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2010. Vol. 122, no. 3/4. P. 408–429. doi: 10.1130/B26501.1

Taylor J., Stevens G., Armstrong R., Kisters A. F. M. Granulite facies anatexis in the Ancient Gneiss Complex, Swaziland, at 2.73 Ga: Mid-crustal metamorphic evidence for mantle heating of the Kaapvaal

craton during Ventersdorp magmatism // *Precambrian Res.* 2010. Vol. 177. P. 88–102. doi: 10.1016/j.precamres.2009.11.005

Поступила в редакцию 03.05.2018

## References

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Bogdanova S. V., Shel'd T. Tektono-termal'naya evolyutsiya zemnoi kory Karel'skoi i Belomorskoi provintsii Baltiiskogo shchita v rannem dokembrii po dannym izotopnogo U-Pb-issledovaniya sfenov i rutilov [Early Precambrian tectono-thermal crustal evolution of the Karelian and Belomorian provinces of the Baltic Shield, as shown by the U-Pb isotopic study of sphenes and rutiles]. *Geokhimiya* [Geochemistry Int.]. 1999. Vol. 37(8). P. 750–764.

Glebovitskii V. A. Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. St. Petersburg: Nauka, 2005. 711 p.

Lubnina N. V., Slabunov A. I. Karel'skii kraton v strukture nearkheiskogo superkontinenta Kenorlend: novye paleomagnetnyye i izotopno-geokhronologicheskie dannye po granulitam Onezhskogo kompleksa [The Karelian Craton in the structure of the Kenorland supercontinent in the Neoproterozoic: new paleomagnetic and isotope geochronology data on granulites of the Onega Complex]. *Vestnik Moskovskogo univ. Geol.* [Moscow Univ. Geol. Bull.]. 2017. Vol. 72, no. 6. P. 377–390. doi: 10.3103/S0145875217060072

Lubnina N. V., Slabunov A. I. Rekonstruktsiya nearkheiskogo superkontinenta Kenorlend po paleomagnetnym i geologicheskim dannym [Reconstruction of the Kenorland supercontinent in the Neoproterozoic based on paleomagnetic and geological data]. *Vestnik Moskovskogo univ. Geol.* [Moscow Univ. Geol. Bull.]. 2011. Vol. 66, no. 4. P. 242–249. doi: 10.3103/S0145875211040077

Nesterova N. S. Raionirovanie vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita s ispol'zovaniem U-Pb vozrastov sfenov (titanitov) [Zoning of the eastern part of the Fennoscandian Shield with the use of U-Pb sphene ages (titanites)]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya* [Regional Geol. and Metallogeny]. 2012. Vol. 49. P. 26–33.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balaganskii V. V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O. I., Shchipanskii A. A., Svetov S. A., Cherkulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geo-

dinamicheskie obstanovki [The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology and geodynamic settings]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2006. Vol. 40. P. 409–433.

Condie K. C., Kröner A., Milisenda C. C. Geochemistry and geochronology of the Mkhondo suite, Swaziland: Evidence for passive-margin deposition and granulite facies metamorphism in the Late Archean of Southern Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 1996. Vol. 21, no. 4. P. 483–506.

Dlamini N., Hofmann A., Belyanin G., Xie H., Kröner A., Wilson A., Slabunov A. Supracrustal gneisses in southern Swaziland: a basalt-sandstone assemblage of the upper Mozaan Group deformed in the Neoproterozoic. *GSSA.* 2017. Vol. 120.4. P. 477–498. doi: 10.25131/gssajg.120.4.477

Hofmann A., Kröner A., Xie H., Hegner E., Belyanin G., Kramers J., Bolhar R., Slabunov A., Reinhardt J., Horváth P. The Nhlanguane gneiss dome in southwest Swaziland – A record of crustal destabilization of the eastern Kaapvaal craton in the Neoproterozoic // *Precambrian Res.* 2015. Vol. 258. P. 109–132. doi: 10.1016/j.precamres.2014.12.008

Saha L., Hofmann A., Xie H., Hegner E., Wilson A., Wan Y., Liu D., Kröner A. Zircon ages and metamorphic evolution of the Archean Assegaai – De Kraalen granitoid – greenstone terrane, southeastern Kaapvaal Craton. *AJS. Alfred Kröner Special Issue: Part II.* 2010. Vol. 310. P. 1384–1420. doi: 10.2475/10.2010.07

Schoene B., Bowring S. A. Rates and mechanisms of Mesoarchean magmatic arc construction, eastern Kaapvaal craton, Swaziland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 2010. Vol. 122, no. 3/4. P. 408–429. doi: 10.1130/B26501.1

Taylor J., Stevens G., Armstrong R., Kisters A. F. M. Granulite facies anatexis in the Ancient Gneiss Complex, Swaziland, at 2.73 Ga: Mid-crustal metamorphic evidence for mantle heating of the Kaapvaal craton during Ventersdorp magmatism. *Precambrian Res.* 2010. Vol. 177. P. 88–102. doi: 10.1016/j.precamres.2009.11.005

Received May 03, 2018

## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

### **Нестерова Наталья Сергеевна**

научный сотрудник лаборатории геологии  
и геодинамики докембрия, к. г.-м. н.  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: nest345@gmail.com

### **Слабунов Александр Иванович**

заведующий лаб. геологии и геодинамики докембрия,  
д. г.-м. н., проф.  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: slabunov@krc.karelia.ru

### **Ризванова Наиля Гаптрахмановна**

старший научный сотрудник лаб. геохронологии  
и геохимии изотопов, к. г.-м. н.  
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034  
эл. почта: rizng@mail.ru

## **CONTRIBUTORS:**

### **Nesterova, Natalya**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: nest345@gmail.com

### **Slabunov, Alexander**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

### **Rizvanova, Nailya**

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,  
Russian Academy of Sciences  
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia  
e-mail: rizng@mail.ru

УДК 551.71/.72 (234.851)

## **ДОКЕМБРИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА: ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АСПЕКТ**

**А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия*

Приведены новые геохронологические данные по нижне- и верхнепротерозойским комплексам Приполярного Урала, где обнажающийся на поверхности разрез докембрия в Ляпинском антиклинории является стратотипическим для всего Тимано-Североуральского региона. Предложен авторский вариант схемы стратиграфии допалеозойских образований рассматриваемого района. Показано, что в отличие от Башкирского антиклинория на Южном Урале, где известен полный разрез верхнего протерозоя, здесь отсутствуют нижне- и среднерифейские отложения. С учетом новых данных по изотопному возрасту цирконов из докембрийских образований различных районов Тимано-Североуральского региона обосновывается представление о том, что в течение всего раннего рифея и большей части или всего среднего рифея северо-восточная окраина Балтики была вне зоны морского осадконакопления. То есть время заложения Тиманской континентальной окраины близко к рубежу среднего и верхнего рифея.

**Ключевые слова:** Приполярный Урал; нижний и верхний протерозой; комплекс; свита; изотопный возраст.

### **A. M. Pystin, Yu. I. Pystina. THE PRECAMBRIAN IN THE SUB-POLAR URALS: THE CHRONOSTRATIGRAPHIC ASPECT**

New geochronological data on the Lower and Upper Proterozoic complexes of the Sub-Polar Urals are presented, where the outcropping Precambrian section in the Lyapin anticlinorium is the stratotype for the entire Timan-Northern Urals region. The author's version of the stratigraphic scheme for Pre-Palaeozoic formations in the study area is proposed. It is shown that unlike the Bashkir anticlinorium in the Southern Urals, with a complete section of the Upper Proterozoic, our region has no Lower and Middle Riphean deposits. Taking into account the new data on the isotope age of zircons from the Precambrian formations from the various parts of the Timan-Northern Urals region, it is argued that that during the entire Early Riphean and most or all of the Middle Riphean the northeastern margin of the Baltic was outside the zone of marine sedimentation. That is, chronologically, the Timan continental margin was laid down near the boundary of the Middle and Upper Riphean.

**Keywords:** Sub-Polar Ural; Lower and Upper Proterozoic; complex; suite; isotope age.

## Введение

Район развития докембрийских отложений на Приполярном Урале в пределах Ляпинского антиклинория является стратотипическим для всего Тимано-Североуральского региона, включающего Канино-Тиманскую гряду, Печорскую синеклизу, северную часть Урала и Пай-Хой (рис. 1). Во второй половине прошлого столетия рассматриваемая площадь была покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000 и 1:50 000. Позднее здесь было

проведено геологическое доизучение масштаба 1:200 000 и выполнены региональные геологические исследования при подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000. Кроме того, неоднократно выполнялись различные поисковые, поисково-оценочные, геологоразведочные и тематические работы. Тем не менее, несмотря на сравнительно хорошую изученность этого района, многие вопросы геологии остаются нерешенными или дискуссионными. В частности, по-разному трактуется объем распространен-

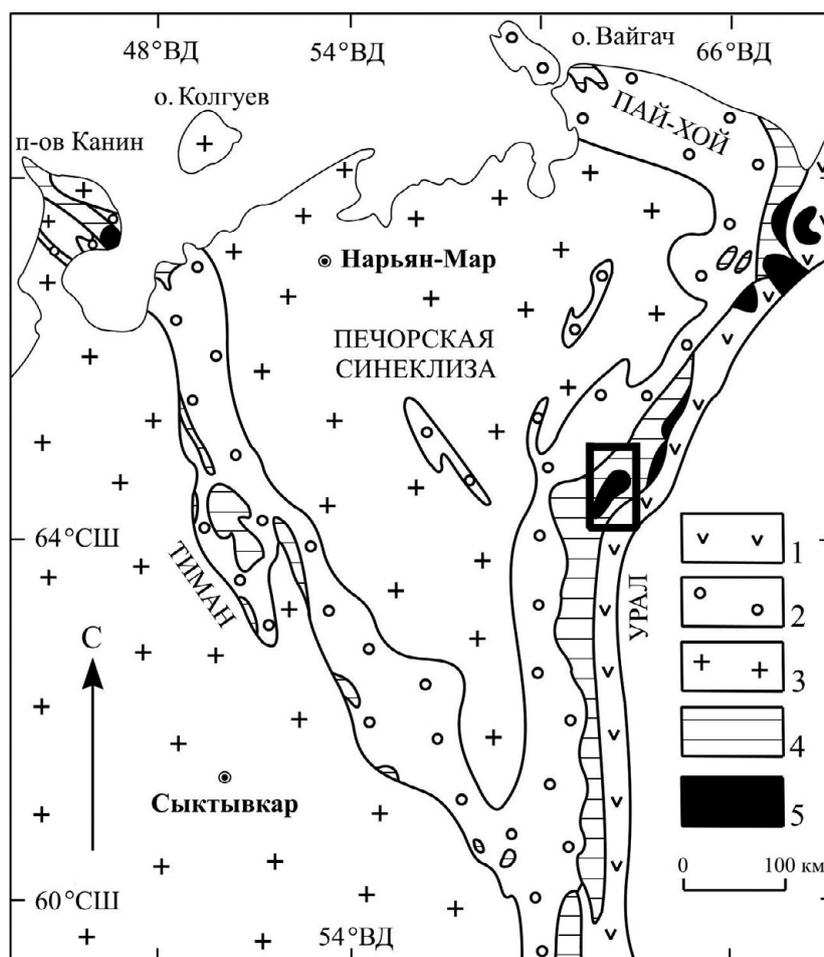


Рис. 1. Схема геологического строения Тимано-Североуральского региона [по: Литосфера..., 2008]:

1–2 – палеозойские формации: 1 – палеоокеанические; 2 – палеоконтинентальные; 3 – осадочный чехол Европейской платформы; 4 – верхнедокембрийские образования, преимущественно претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм; 5 – нижнедокембрийские и предположительно нижнедокембрийские полиметаморфические комплексы. Прямоугольником выделен район исследований на Приполярном Урале (см. рис. 3)

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Timan-Northern Urals region [Litosfera..., 2008]:

1–2 – Paleozoic formations: 1 – Paleoceanic; 2 – Paleocontinental; 3 – sedimentary cover of the European Platform; 4 – Upper Precambrian bodies, mostly subjected to greenschist metamorphism; 5 – Lower Precambrian and presumably Lower Precambrian polymetamorphic complexes. The studied area of the Nether-Polar Urals is shown by the rectangle (see Fig. 3)

Подразделения стратиграф. шкалы		Региональные стратоны	1	2	3	4	5
Стратиграфические подразделения: свиты (серии, комплексы)							
PZ	Є		Маньинская Хобеинская Щокуринская Пуйвинская Ошизская				
PR <sub>2</sub>	V	As	Шатмагинская	Маньинская Хобеинская	Лаптопайская	Саблгорская	Лаптопайская
		Sr			Саблгорская		Саблгорская Мороинская Хобеинская Пуйвинская
	RF <sub>3</sub>	Kr			Мороинская (Санаизская) Хобеинская	Мороинская Хобеинская	Щокуринская Маньхобеинская
		Uk			Пуйвинская	Пуйвинская Щокуринская Маньхобеинская	
		Kzt					Щокуринская Маньхобеинская
RF <sub>2</sub>	RF <sub>1</sub>	Николайшорская	Няртинский комплекс	Няртинская серия			
PR <sub>1</sub>							

Рис. 2. Сопоставление стратиграфических схем докембрийских образований Приполярного Урала. Региональные стратоны по: [Стратиграфические..., 1993]:

As – Ашинский, Sr – Серебрянский, Kr – Криволукский, Uk – Укский, Krt – Каратауский.

Колонки по: 1 – [Львов, 1959], 2 – [Фишман, Голдин, 1963], 3 – [Стратиграфические..., 1993], 4 – [Государственная..., 2001a], 5 – [Государственная..., 2001b]

Fig. 2. Comparison of the stratigraphic diagrams of the Precambrian bodies of the Nether-Polar Urals. Regional stratigraphic units are given after: [Stratigraphic..., 1993]:

As – Asha, Sr – Serebryansk, Kr – Krivoluk, Uk – Uk, Krt – Karatau.

Columns after: 1 – [L'vov, 1959], 2 – [Fishman, Goldin, 1963], 3 – [Stratigraficheskie..., 1993], 4 – [Gosudarstvennaya..., 2001a], 5 – [Gosudarstvennaya..., 2001b]

ных здесь нижнедокембрийских образований: от полного их отрицания до включения в разрез нижнего протерозоя породных ассоциаций, традиционно относящихся к рифею. Остается спорным вопрос о нижнем возрастном рубеже базальных отложений верхнего докембрия. Эти и другие нерешенные вопросы геологии докембрия Приполярного Урала обусловлены отсутствием надежного палеонтологического обоснования возраста большей части разреза, прежде всего в силу метаморфического изменения пород, а также недостаточным уровнем изотопно-геохронологических исследований.

В статье исходя из накопленного на сегодняшний день фактического материала и вновь полученных данных обосновывается авторский вариант стратиграфического расчленения и возрастных ограничений приполярноуральского докембрия.

### Современное состояние геологической изученности и краткая характеристика стратифицированных образований докембрия Приполярного Урала

Первая наиболее обоснованная стратиграфическая схема с посвитным делением метаморфических толщ Приполярного Урала была предложена К. А. Львовым [1959]. В составе доордовикских метаморфических образований и метаморфизованных осадочно-вулканогенных отложений К. А. Львов выделил шатмагинскую свиту протерозойского возраста, а также ошизскую, пуйвинскую, щокуринскую, хобеинскую и маньинскую свиты, которые он относил к кембрию (рис. 2). Позднее стратиграфическая схема К. А. Львова неоднократно уточнялась в части обоснования возраста тех или иных подразделений и их объема. В результате региональных исследований, прово-

димых в 50–60 гг. прошлого столетия на Приполярном Урале под руководством М. В. Фишмана, были впервые выделены дорифейские образования (николайшорская свита), а более молодые стратиграфические подразделения, относимые К. А. Львовым к кембрию, выведены на рифейский возрастной уровень (рис. 2). Л. Т. Белякова [1972], обобщая материалы крупномасштабных геологических съемок, проведенных в 1960-е годы, отнесла глубоко-метаморфизованные образования Приполярного Урала к няртинскому метаморфическому комплексу нижнего протерозоя и предложила новый вариант посвитного деления верхнепротерозойских толщ. Эта схема была принята IV Уральским межведомственным стратиграфическим совещанием [Стратиграфические..., 1993]. По предложению Л. Т. Беляковой нижняя часть рифейского разреза была отнесена к маньхобеинской свите. Л. Т. Белякова показала, что щокурьинская свита подстилает ошизскую свиту (нижнюю толщу пуйвинской свиты, по Л. Т. Беляковой), а не наращивает ее, как это считали предыдущие исследователи.

По решению IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания в докембрийском разрезе Приполярного Урала были выделены следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): няртинский метаморфический комплекс ( $PR_1$ ), маньхобеинская и щокурьинская свиты ( $RF_1$ ), пуйвинская свита, включающая базальную ошизскую толщу ( $RF_2$ ), хобеинская и мороинская (санаизская) свиты ( $RF_3$ ), саблегорская ( $RF_3-V_1$ ) и лаптопайская ( $V_2$ ) свиты (рис. 2).

**Няртинский метаморфический комплекс ( $PR_1$ )** выполняет ядро Хобеизской антиклинали, расположенной в северной части Ляпинского антиклинория, входящего в структуру Центрально-Уральского поднятия. Он сложен вытянутый в северо-восточном направлении одноименный тектонический блок длиной 65 км. В юго-западной части ширина выхода комплекса на дневной поверхности около 15 км, в северо-восточной части метаморфические толщи выступают в виде изометричного, почти круглого в плане, массива диаметром 30–35 км (рис. 3).

В разрезе няртинского комплекса наибольшим распространением пользуются гранатые и гранатосодержащие слюдястые гнейсы и кристаллические сланцы, а также продукты их гранитизации (мигматиты). В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, амфиболосодержащие кристаллические сланцы, кварциты и мраморы. Вблизи тектонических контактов породы няртинского комплекса претерпели

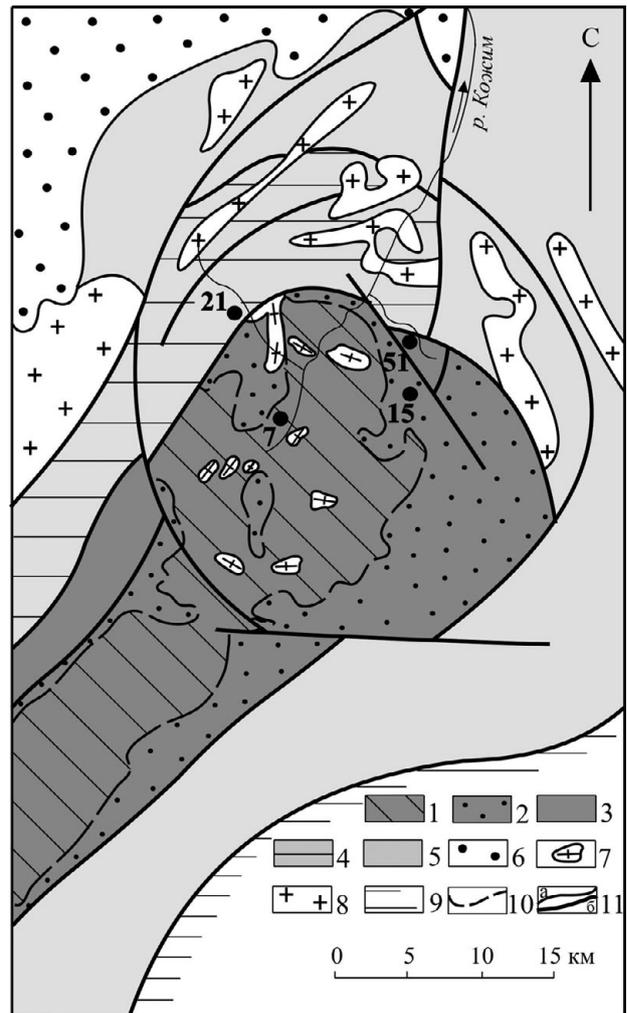


Рис. 3. Схема геологического строения северной части Приполярного Урала:

1 – няртинский метаморфический комплекс ( $PR_1$ ), 2 – маньхобеинская свита ( $RF_1?$ ), 3 – щокурьинская свита ( $RF_2?$ ); 4 – пуйвинская свита ( $RF_2?$ ); 5 – верхнерифейско-вендские отложения ( $RF_3-V$ ), нерасчлененные; 6 – палеозойские отложения ( $E_3-O$ ), нерасчлененные; 7 – гранито-гнейсы; 8 – граниты; 9 – нерасчлененные магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома; 10 – неявно выраженная граница няртинского комплекса и маньхобеинской свиты; 11 – геологические границы: а – границы стратиграфических и интрузивных подразделений, б – разломы. Черными кружочками с цифрами показаны места отбора и номера проб

Fig. 3. Scheme of the geological structure of the northern part of the Nether-Polar Urals:

1 – Nyartin metamorphic complex ( $PR_1$ ), 2 – Manhobeyu suite ( $RF_1?$ ), 3 – Schekurya suite ( $RF_2?$ ); 4 – Puiya suite ( $RF_2?$ ); 5 – Upper Riphean-Vendian deposits ( $RF_3-V$ ), undissected; 6 – Paleozoic deposits ( $E_3-O$ ), undissected; 7 – granite-gneiss; 8 – granites; 9 – undissected magmatic complexes of the Main Uralian Fault; 10 – smooth boundary between Nyartin complex and Manhobeyu suite; 11 – geological boundaries: a – boundaries of stratigraphic and intrusive units, б – faults. The black circles with figures show the numbers of samples and places of their taking

рассланцевание и диафторез. Низкотемпературные диафториты имеют вид хлорит-муско-

вит-альбит-кварцевых, эпидот-альбит-хлорит-актинолитовых, кальцит-эпидот-хлоритовых сланцев.

В соответствии с [Стратиграфические..., 1993], мощность комплекса более 2500 м. По нашей оценке, с учетом складчатости видимая мощность комплекса составляет около 1200 м [Пыстин, 1994].

Первая изотопная датировка, подтверждающая предположение о дорифейском возрасте пород няртинского комплекса (1680 млн лет), приведена в статье В. Н. Пучкова и Л. А. Карстен [1986]. Она была получена Pb-Pb термоизохронным методом по циркону из гранат-биотит-мусковит-полевошпатовых сланцев и интерпретировалась авторами как время проявления гранулитового метаморфизма. К сожалению, сведения о морфологических особенностях проанализированных цирконов в цитируемой работе не приводятся. С целью получения корректных геохронологических данных нами были проведены специальные исследования морфологии цирконов из метаморфических пород как Приполярного [Пыстина, 1997], так и других районов Урала [Пыстина, Пыстин, 2002; Pystin, Pystina, 2015 и др.]. В результате было установлено, что среди большого разнообразия морфологических разновидностей цирконов типоморфными для полиметаморфических образований региона являются пять основных морфотипов (рис. 4). Первый (1, 2) представлен единичными хорошо окатанными зернами, второй (3–5) – изометричными слабозональными или незональными (шаровидными) зернами с обилием граней, третий (6–8) – кристаллическими образованиями неправильной формы, представляющими собой сростки нескольких индивидов, четвертый (9–10) – отчетливо зональными призматическими зернами, пятый (11–13) – короткопризматическими непрозрачными или полупрозрачными кристаллами. Циркон первого морфотипа (детритовый) относится к аллотигенным образованиям, остальные четыре имеют метаморфический генезис. Их разнообразие связано с полиметаморфической природой вмещающих минералы пород. Судя по литературным данным, цирконы второй разновидности характерны для ультравысокотемпературных и ультравысокобарических метаморфитов и на Урале выделяются как цирконы «гранулитового» типа [Краснобаев, 1986]. Причина возникновения сложных форм цирконов третьего морфотипа, возможно, заключается в отсутствии силикатного расплава и дефицита флюидов. Не случайно, как заметили Дж. Пюкет и его коллеги [Peucat et al., 1990], такие формы (типа «цвет-

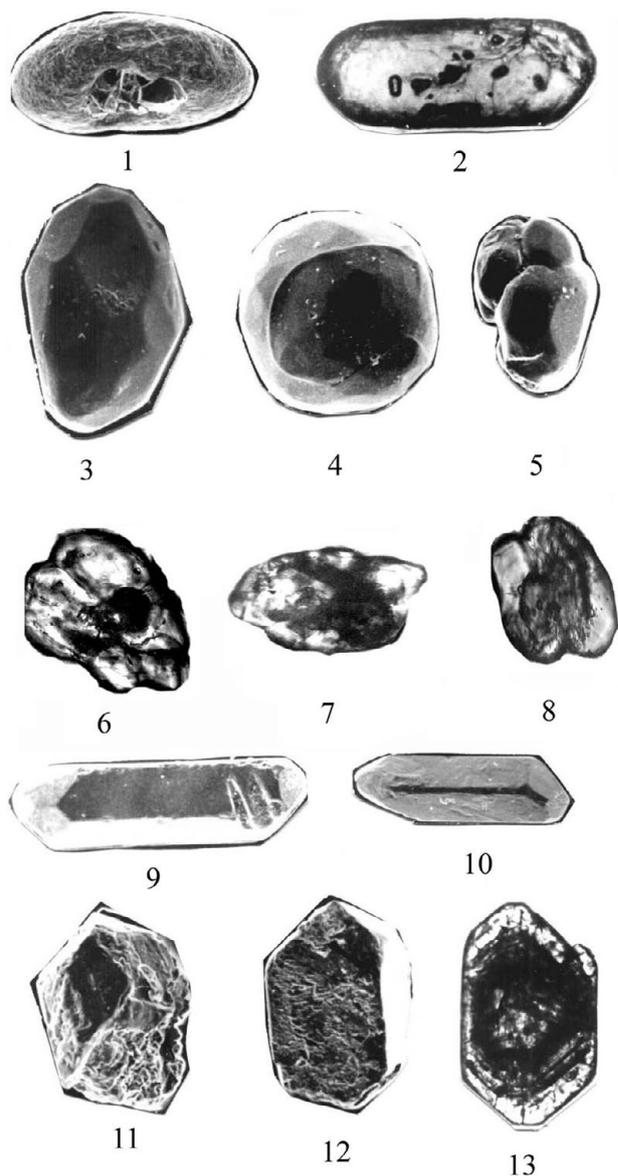


Рис. 4. Морфология цирконов в породах полиметаморфических комплексов Урала.

Описание морфотипов цирконов приведено в тексте

Fig. 4. Morphology of zircons in the rocks of polymetamorphic complexes in the Urals.

The description of zircons morphotypes is given in the text

ной капусты») характерны для цирконов из метаморфических пород мафитового состава, для которых, как известно, выше температурный порог мигматизации. Нами они установлены также в метаморфитах кислого состава (кристаллических сланцах и кварцитах), но только в тех комплексах, где условия метаморфизма не превышали низких ступеней амфиболитовой фации и, соответственно, не сопровождалось процессами мигматизации [Пыстина, Пыстин, 2002; Пыстин, Пыстина, 2006]. Цирконы четвертой разновидности типичны для пород ам-

фиболитовой фации, особенно для их мигматизированных разновидностей. Их образование связывается с присутствием силикатного расплава, и поэтому фактически они являются магматическими цирконами. На Урале они известны как цирконы «мигматитового» типа [Краснобаев, 1986]. В породах полиметаморфических комплексов Урала этот морфотип, как правило, является преобладающим среди цирконов. Наличие в некоторых метаморфических породах пятой разновидности цирконов мы связываем с проявлением средне-низкотемпературного диафореза.

Как видно из вышесказанного, предлагаемая типизация цирконов из полиметаморфических комплексов Урала с их привязкой к фациальным условиям образования пород основана исключительно на эмпирических данных. Несомненно, что дальнейшие исследования в этом направлении внесут определенные коррективы. Тем не менее учет морфологических особенностей цирконов как при пробоподготовке, так и при интерпретации аналитических данных, в частности результатов изотопного датирования, представляется крайне важным для получения наиболее корректных выводов.

По нашим материалам из гранат-слюдяных гнейсов няртинского комплекса ранее было получено несколько термоизохронных Pb-Pb датировок цирконов:  $2210 \pm 25$ ,  $2125 \pm 25$ ,  $1950 \pm 35$ ,  $1820 \pm 30$ ,  $960 \pm 20$ ,  $700 \pm 20$  и  $665 \pm 25$  млн лет [Пыстина, Пыстин, 2002]. Первое возрастное значение относится к детритовым цирконам, второе – к изометричным (шаровидным) цирконам «гранулитового» типа, последнее – к короткопризматическим непрозрачным цирконам, остальные – к призматическим цирконам «мигматитового» типа. Наличие в породах няртинского комплекса цирконов «гранулитового» типа позволило нам высказать предположение, что они представляют собой средне-высокотемпературные диафориты по гранулитам, а датировка  $2125 \pm 25$  млн лет определяет время проявления метаморфизма гранулитовой фации [Пыстина, Пыстин, 2002].

Выполненное позднее U-Pb датирование метаморфогенных цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) привело к неоднозначным результатам [Пыстин, Пыстина, 2008]. Для цирконов «гранулитового» типа было зафиксировано три возрастных интервала: 1746–1722, 960–942 и 752–662 млн лет. Вряд ли эти цифры отражают реальные возрастные рубежи нескольких последовательных этапов метаморфизма гранулитовой фации. По-видимому, это «омоложенные» значения, связанные с проявлением более низкотемпературных

процессов (метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций), которые интенсивно проявились в породах няртинского комплекса [Пыстин, 1991]. Для цирконов «мигматитового» типа был получен еще более значительный разброс возрастов: 1748–498 млн лет с преобладающими значениями в интервалах 1748–1574, 1284–1204 и 782–634 млн лет.

Дополнительные изотопно-геохронологические данные были получены при проведении геологического доизучения территории в масштабе 1:200 000 [Государственная..., 2001a]. U-Pb возраст цирконов «мигматитового типа» (первично магматических цирконов, по авторам изданной карты) из амфиболовых гнейсов и кварц-мусковитовых сланцев оказался равным соответственно 1498 и 1509 млн лет, что вполне укладывается в полученный нами возрастной интервал цирконов этого морфотипа. Однако ошибочная интерпретация датированных цирконов как первично магматических привела авторов карты к заключению о раннерифейском возрасте пород няртинского комплекса и повлекла за собой кардинальное изменение существовавшей ранее схемы стратиграфии докембрия этого района (рис. 2).

**Маньхобеинская свита (RF<sub>1</sub>)** была выделена Л. Т. Беляковой [1972] из состава николайшорской, по М. В. Фишману и Б. А. Голдину [1963], свиты. Она представлена мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми кристаллическими сланцами с прослоями слюдино-полевошпатовых кварцитов и эпидот-альбит-хлорит-актинолитовых сланцев. В основании свиты, по мнению Л. Т. Беляковой, отмечаются прослои конгломератов и гравелитов. Мощность маньхобеинской свиты 800–900 м. Ревизия некоторых обнажений, выполненная нами, показала, что грубообломочные образования в разрезе маньхобеинской свиты имеют явно катакластическую и диафорическую природу и сформировались за счет кристаллических сланцев и других метаморфических пород, аналогичных тем, которыми сложен няртинский комплекс. В бассейне руч. Кожимвож Л. Т. Беляковой к маньхобеинской свите были отнесены очковые гранитогнейсы, имеющие, как выяснилось позднее при геологической съемке [Пыстин, 1994], постепенные переходы к гнейсовидным гранитам, слагающим небольшие автохтонные массивы среди метаморфических пород няртинского комплекса. Следует также отметить, что в ряде разрезов маньхобеинской свиты среди низкотемпературных метаморфических пород присутствуют реликты высокотемпературных метаморфитов

(гранатовых амфиболитов и гранат-слюдяных кристаллических сланцев). То есть маньхобеинская свита во многих местах в северной части Ляпинского антиклинория выделена на месте участков развития низкотемпературных диафоритов по породам няртинского комплекса. Поэтому вопрос о масштабах распространения и, возможно, даже наличия базальных обломочных отложений нижнего рифея в основании верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала остается проблематичным.

При геологическом доизучении масштаба 1:200 000 [Государственная..., 2001a] и издании листа Q-40, 41 Государственной карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 [Государственная..., 2001б] возраст отложений маньхобеинской и залегающей выше щокурьинской свит был определен как среднерифейский (рис. 2).

**Щокурьинская свита (RF<sub>1</sub>).** В составе свиты преобладают карбонатсодержащие породы: слюдяные мраморы и известковые слюдяные кристаллические сланцы. Подчиненное значение имеют обычные для нижележащих толщ слюдяные и амфиболсодержащие сланцы и полевошпатовые кварциты. Максимальная мощность свиты 700 м [Стратиграфические..., 1993]. Взаимоотношения щокурьинской свиты с нижележащими образованиями тектонические.

А. Г. Вологдин [1967] датировал отложения щокурьинской свиты нижним протерозоем или низами верхнего протерозоя. Основанием для этого послужили находки органических остатков в карбонатсодержащих породах на крайнем северном участке развития щокурьинской свиты в бассейне р. Хасаварка (правом притоке р. Кожим). Здесь были установлены остатки трубчатых водорослей *Nelcanella* sp. и новый вид *Murandavia magna* Vol., которые, по заключению А. Г. Вологодина, сходны по внешнему виду и строению с водорослями мурандавской свиты Мал. Хингана и гонамской свиты Саяно-Муйского района Сибири. Все последующие попытки, в том числе принимаемые нами, найти остатки ископаемой флоры в породах щокурьинской свиты, не увенчались успехом. Учитывая широкое распространение надвиговых структур в восточном крыле Хобеизской антиклинали, не исключено, что среди сильно-метаморфизованных отложений, относимых к щокурьинской свите, могут встречаться тектонические линзы относительно слабо метаморфизованных (и, возможно, более молодых) образований. Присутствие в породах щокурьинской свиты, так же как и маньхобеинской, реликтов высокотемпературных метаморфи-

ческих парагенезисов [Пыстина, Пыстин, 2002] ставит под сомнение возможность сохранения в них органических остатков.

На сегодняшний день вопрос о возрасте пород щокурьинской свиты остается нерешенным. Как следует из приведенных выше стратиграфических схем (рис. 2), возраст свиты считается либо раннерифейским, либо среднерифейским. Обоснованием раннерифейского возраста, как было отмечено выше, являются проблематичные находки протерозойских водорослей. На среднерифейский возраст может указывать обогащенность пород щокурьинской свиты барием, что позволяет сопоставлять ее с авзянской свитой среднего рифея стратотипической местности в Башкирском антиклинории на Южном Урале [Геохимия..., 2002]. Существует также представление о принадлежности этих образований к дорифеидам. В частности, на основании сопоставления уральских докембрийских комплексов с докембрием платформенных областей Ю. Р. Беккер [Докембрий..., 1978] проводит корреляцию сланцево-кварцито-карбонатных отложений (щокурьинской свиты) Приполярного Урала с онежской серией Карелии, принадлежащей к верхам разреза нижнего протерозоя.

**Пуйвинская свита (RF<sub>2</sub>)** залегают с размывом на породах маньхобеинской свиты (или диафоритах няртинского комплекса, по нашим данным), а также щокурьинской свиты (рис. 3). Часто контакты подорваны и трассируются зонами низкотемпературных бластомилонитов по залегающим ниже метаморфическим образованиям. Свита сложена серыми и зеленовато-серыми слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями амфиболовых и известковистых сланцев и кварцитов. В подчиненном количестве встречаются риолитовые и дацитовые метапорфиры и их туфы. В основании пуйвинской свиты выделяется ошизская толща слюдисто-полевошпатовых кварцитов с линзами конгломератов. Конгломераты содержат преимущественно кварцитовую гальку. Мощность ошизской толщи достигает 350 м, а общая мощность пуйвинской свиты составляет 1400–1600 м [Пыстина, 1997].

Возраст свиты определяют находки строматолитов рода *Tungussia*, известных в средне-верхнерифейском разрезе Сибири, а также комплекса микрофоссилий среднерифейского уровня (определения Л. Н. Ильченко): *Leiosphaeridia crass* (Naum) Tim., *L. incrasata* (Naum) Tim., *L. bicrura* Jank., *L. jatica* (Tim) Mikh. et Jank., *L. minutissima* (Naum) Tim., *Satka granulosa* Jank., *S. favosa* Jank., *Synshaeridium sorediforme* Tim [Пыстина, Пыстин, 2002].

**Хобеинская свита (RF<sub>3</sub>)** залегает с размывом на сланцах пуйвинской свиты. Свита представлена светлыми зеленовато-серыми тонкополосчатыми хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, белыми и светло-серыми кварцитами и известковистыми кварцитопесчаниками. В подчиненном количестве встречаются темно-серые филлитовидные сланцы.

В нижней части разреза свиты отмечаются линзы и прослои конгломератов. Конгломераты по составу преимущественно кварцевые. Цемент хлорит-кварцевый и мусковит-кварцевый.

Верхнерифейский возраст свиты устанавливается по ее залеганию под охарактеризованными органическими остатками отложениями мороинской свиты. Суммарная мощность хобеинской свиты 700–1000 м.

**Мороинская свита (RF<sub>3</sub>)** залегает согласно на отложениях хобеинской свиты и характеризуется резкой изменчивостью литологического состава: различным соотношением в различных разрезах свиты терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. Свита сложена темно-серыми и серыми мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, известковистыми сланцами с прослоями и линзами мраморов и мраморизованных доломитов, зелеными ортосланцами, кварцитами. В целом вверх по разрезу свиты роль карбонатных пород увеличивается.

В бассейне р. Кожим свита представлена монотонными филлитовидными и известковистыми сланцами с линзами мраморизованных известняков, доломитов и кварцитов. Вулканогенные породы встречаются в резко подчиненном количестве. По предложению Л. Т. Беляковой в схеме IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания [Стратиграфические..., 1993] эти отложения выделены как санаизская свита, а название «мороинская свита» сохранено за одновозрастными с санаизской свитой вулканогенно-осадочными толщами, развитыми в южной половине Приполярного Урала. Позднерифейский возраст мороинской свиты установлен на основании находок микрофитолитов *Osagia milstenae* Zabr., *O. pullata* Zabr., *Vesicularites elongates* Zabr., *V. vapolensis* Zabr. и строматолитов *Gymnosolen (Manjaria) uralicus* Raab., *G. (Manjaria) giganteus* Raab., *G. assymmetricus* Raab., *Conophyton garganicus varikeni* Raab. et Komar. [Белякова, 1972]. Самые верхние слои свиты, по мнению некоторых исследователей, могут относиться уже к венду. Такое предположение основывается на находках микрофитолитов *Linella sp.* и *Vesicularites*

*lobatus* Reitl., которые, по заключению В. Е. Забродина, характерны для пограничных слоев венда [Пыстина, 1997].

Мощность мороинской свиты в различных разрезах Приполярного Урала варьируется в интервале 600–1400 м.

**Саблегорская свита (RF<sub>3</sub>-V<sub>1</sub>)** сложена преимущественно метаэффузивами основного состава. Отмечаются также вулканогенные образования среднего и кислого ряда и терригенные отложения: парасланцы хлорит-мусковит-альбит-кварцевого состава, метаалевропесчаники, метапесчаники и метаконгломераты (туфоконгломераты). Нижняя граница свиты проводится по смене терригенно-карбонатного разреза вулканогенным. Сравнение разрезов саблегорской свиты разных районов Приполярного Урала указывает на их большое сходство. Повсеместно в нижней части свиты преобладают основные эффузивы, в средней характерно развитие туфогенных и туфотерригенных осадков, в верхней появляются кислые, преимущественно пирокластические, образования [Пыстина, Пыстин, 2002].

Позднерифейско-ранневендский возраст свиты определяется по ее залеганию на доломитах мороинской свиты, содержащих верхнерифейские строматолиты и микрофитолиты, относящиеся к пограничным слоям венда. Нижняя возрастная граница свиты в соответствии со схемой IV Уральского стратиграфического совещания [Стратиграфические..., 1993] не выходит за пределы криволукского уровня.

Мощность свиты колеблется в широких пределах от 700 до 2000 м.

**Лаптопайская свита (V<sub>2</sub>)** имеет ограниченное распространение. В северном обрамлении няртинского комплекса она, по-видимому, отсутствует. При проведении здесь геологической съемки масштаба 1:50 000 в 1983–1990 гг. вулканогенные образования, относимые ранее к лаптопайскому уровню [Белякова, 1972], были включены в состав саблегорской свиты, а существенно терригенные толщи на основании их согласного залегания под кварцито-песчаниками обеизской свиты нижнего ордовика и других признаков были выделены в качестве базальной алькесвожской толщи (E<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>), знаменующей начало палеозойского этапа осадконакопления на рассматриваемой территории [Пыстина, Пыстин, 2002]. Позднее эти представления были подтверждены при проведении детальных поисково-разведочных работ на золото [Ефанова, 2001].

В южных районах Приполярного Урала в лаптопайскую свиту объединены молассовидные толщи с преобладанием терригенных

грубообломочных пород: конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, в которых встречаются прослои филлитовидных сланцев, эффузивов кислого состава и их туфов, туфобрекчий, игнимбритов, основных эффузивов. Галька конгломератов состоит из продуктов размыва подстилающих пород – кварцитов, доломитов, метаморфизованных порфиритов [Белякова, 1972]. Мощность свиты 600–1000 м.

Выше со структурным и метаморфическим несогласиями залегают нижнепалеозойские отложения. Разрез начинается с грубообломочных пород, которые сменяются песчаниками, алевролитами и сланцами, и венчается мощной толщей карбонатных отложений.

Суммируя приведенные выше данные, можно сделать заключение о том, что в схеме стратиграфического расчленения приполярно-уральского докембрия, утвержденной IV Уральским межведомственным стратиграфическим совещанием (рис. 2), и более поздних схемах признается достоверной установленная Л. Т. Беляковой [1972] последовательность в вертикальном разрезе докембрийских стратонов. Тем не менее вопрос о возрасте отдельных стратиграфических подразделений остается открытым.

Никем не оспаривается представление о том, что глубокометаморфизованные породы няртинского комплекса залегают в основании докембрийского разреза Приполярного Урала, однако их возраст трактуется по-разному: ранний протерозой или ранний рифей. Более надежное палеонтологическое обоснование имеют только верхнерифейско-вендские отложения, начиная с мороинской (санаизской) свиты. Учитывая, что в мороинской свите установлены формы микрофитоцитов и строматолитов, характерные для верхнерифейских отложений, пограничных с вендом, высока степень вероятности, что и нижележащая хобейнская свита также относится к верхнему рифею. Степень обоснования возраста пуйвинской свиты на сегодняшний день следует признать невысокой. В схеме IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания [Стратиграфические..., 1993] свита относится к среднему рифею на основании залегания отложений свиты под фаунистически охарактеризованными верхнерифейскими толщами, а также по наличию в породах среднерифейских микрофоссилий. В более поздних схемах, с учетом ненадежности возрастных оценок по микрофоссилиям и ввиду ее литологического сходства с верхнерифейскими толщами более южных районов Урала, она помещена в основании верхнерифейской части разреза. Самым спорным является воп-

рос о возрасте маньхобеинской и щокурьинской свит; по разным оценкам он варьируется от раннего протерозоя до среднего рифея.

Ниже приводятся новые геохронологические и некоторые геологические данные с целью уточнения стратиграфической позиции и возраста отдельных стратонов в докембрийском разрезе Приполярного Урала.

### **Уточнение возраста стратифицированных образований докембрия Приполярного Урала**

**Няртинский метаморфический комплекс.** Из приведенных геохронологических данных по няртинскому комплексу вывод о раннепротерозойском возрасте слагающих его пород представляется наиболее предпочтительным. Определенные сомнения в правомерности этой точки зрения появились при получении U-Pb датировок «первично-магматических» цирконов из амфиболовых гнейсов и кварц-мусковитовых сланцев: 1498 и 1509 млн лет [Государственная..., 2001a]. Однако, как отмечалось выше, на самом деле были продатированы не первично-магматические, а метаморфогенные цирконы «мигматитового» типа. Установленный изотопный возраст цирконов, скорее всего, фиксирует время проявления относительно поздних эпизодов эндогенной активизации.

В последнее время нами была предпринята попытка массового U-Pb датирования цирконов из пород няртинского комплекса, а также маньхобеинской, щокурьинской и пуйвинской свит. Исследования проводились U-Pb LA-SF-ICP-MS методом, реализованным на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции UP-213 в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Процедура анализа и расчета возраста приводится в статье В. Б. Хубанова с соавторами [2016].

В няртинском комплексе в истоках р. Кожим (рис. 3) была отобрана проба (№ 7) мелкозернистого серого гранат-биотитового гнейса без признаков мигматизации и других вторичных процессов. В монофракции преобладающими оказались цирконы «гранулитового» типа, что явилось большой удачей, т. к. они обычно встречаются в единичных зернах, а преобладающими являются цирконы «мигматитового» типа. Всего было выделено 110 зерен таких цирконов. Их размер изменяется от 80 до 300 мкм. Зерна прозрачные, бледно-розовой окраски. Оптическая зональность отсутствует

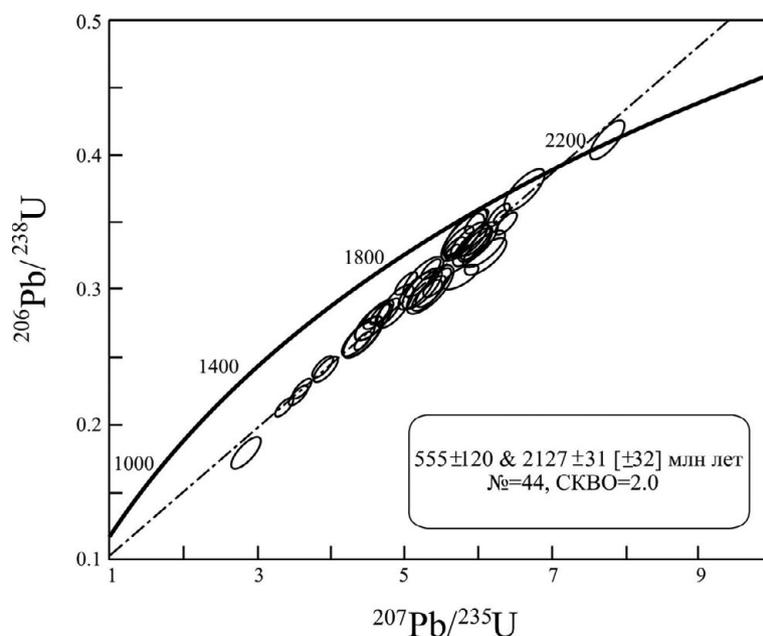


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов «гранулитового» типа из гранат-биотитового гнейса. Няртинский комплекс (проба К-7)

Fig. 5. Concordia diagram for 'granulite'-type zircons from garnet-biotite gneiss. Nyartinsky complex (sample K-7)

или слабо выражена. При анализе на масс-спектрометре выбирались наиболее чистые, не эродированные и не трещиноватые зерна без включений и затемненных участков. Всего было отобрано и исследовано 44 кристалла.

Возраст, вычисленный по верхнему пересечению дискордии с конкордией,  $2127 \pm 31$  млн лет (рис. 5), подтверждает ранее полученную датировку методом термоионной эмиссии свинца ( $2125 \pm 25$  млн лет [Пыстина, Пыстин, 2002]) и дает основание с большой степенью уверенности интерпретировать его как время проявления раннего этапа метаморфизма пород няртинского комплекса. Нижний возраст рубез проявления метаморфизма амфиболитовой фации и гранитизации (мигматизации), с которыми мы связываем образование наиболее ранних популяций цирконов мигматитового типа, предварительно может быть оценен по наиболее древней датировке, соответствующей  $1950 \pm 35$  млн лет.

О времени образования протолитов парапород няртинского комплекса можно ориентировочно судить по Pb-Pb датировке детритового циркона:  $2210 \pm 25$  млн лет. Из приведенных выше данных можно лишь констатировать, что рассматриваемый комплекс однозначно относится к дорифейским образованиям.

**Маньхобеинская свита.** Л. Т. Белякова [1972] при обосновании выделения маньхобеинской свиты раннерифейского возраста

из состава раннепротерозойской николайшорской свиты [по: Фишман, Голдин, 1963] указывала на низкий уровень метаморфизма пород, выделенных в эту свиту, и наличие в ее составе конгломератов и гравелитов.

Нашими предыдущими работами [Пыстин, 1994; Пыстина, Пыстин, 2002; Пыстин, Пыстина, 2014 и др.] было показано, что:

- низкий уровень метаморфизма пород маньхобеинской свиты обусловлен интенсивным проявлением диафтореза; среди низкотемпературных метаморфитов присутствуют реликты высокотемпературных минеральных парагенезисов;
- состав реликтовых высокотемпературных минералов (граната и роговой обманки) из пород маньхобеинской свиты близок к составу аналогичных минералов в породах няртинского комплекса;
- обломочная текстура, отмечающаяся в некоторых породах в составе маньхобеинской свиты, имеет вторичный характер и обусловлена процессами катаклаза;
- в породах кислого ряда (гнейсах в няртинском комплексе и слюдисто-альбит-кварцевых диафторитах по гнейсам в маньхобеинской свите) отмечается близкий набор и аналогичные весовые соотношения акцессорных минералов;
- в маньхобеинской свите, как и в породах няртинского комплекса и других нижнедо-

кембрийских комплексах Урала, присутствует метаморфогенный циркон «гранулитового» типа.

Эти данные привели нас к выводу, что маньхобеинская свита была выделена ошибочно на месте развития низкотемпературных диафоритов по тем же породам, которыми сложен няртинский комплекс.

Для U-Pb датирования цирконов была отобрана проба (15) биотит-мусковитового кварцита в истоках р. Хасаварка (правого притока р. Кожим) (рис. 3). В породе резко преобладают цирконы «мигматитового» типа. Они представлены бесцветными и бледно окрашенными розовыми кристаллами призматического габитуса, размером 100–250 мкм. Единичными зернами представлены детритовые цирконы. Цирконы «гранулитового» типа в выделенной монофракции не установлены.

Изотопные датировки были получены по 50 зернам цирконов. Десять возрастных определений с высокой степенью дискордантности ( $D \geq 10\%$ ) были исключены из рассмотрения. Распределение оставшихся сорока датировок цирконов показано на графике (рис. 6, а).

По детритовым цирконам получено два значения возраста:  $2631 \pm 12$  и  $2520 \pm 11$  млн лет. Цирконы «мигматитового» типа показывают большой разброс датировок от  $1797 \pm 26$  до  $421 \pm 70$  млн лет, группирующихся в три возрастных интервала: 1797–1529, 1395–1046 и 768–421 млн лет, которые в целом вполне соотносятся с интервалами датировок аналогичных цирконов в породах няртинского комплекса: 1748–1574, 1284–1204 и 782–634 млн лет. Первый возрастной интервал связан с регрессивными стадиями проявления высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, остальные – с наложенными процессами метаморфического и метасоматического преобразования пород.

Схожесть геохронологической истории метаморфизма пород няртинского комплекса и маньхобеинской свиты наряду с другими данными свидетельствует о правомерности гипотезы о том, что маньхобеинская свита как самостоятельное стратиграфическое подразделение выделена ошибочно и является составной частью няртинского комплекса. Полученные датировки по детритовым цирконам не противоречат представлению о раннепротерозойском возрасте отложений, по которым сформировались метаморфические породы.

**Щокуринская свита** резко отличается по составу от няртинского комплекса и маньхобеинской свиты, поэтому ее выделение в качестве отдельного стратона вполне оправдан-

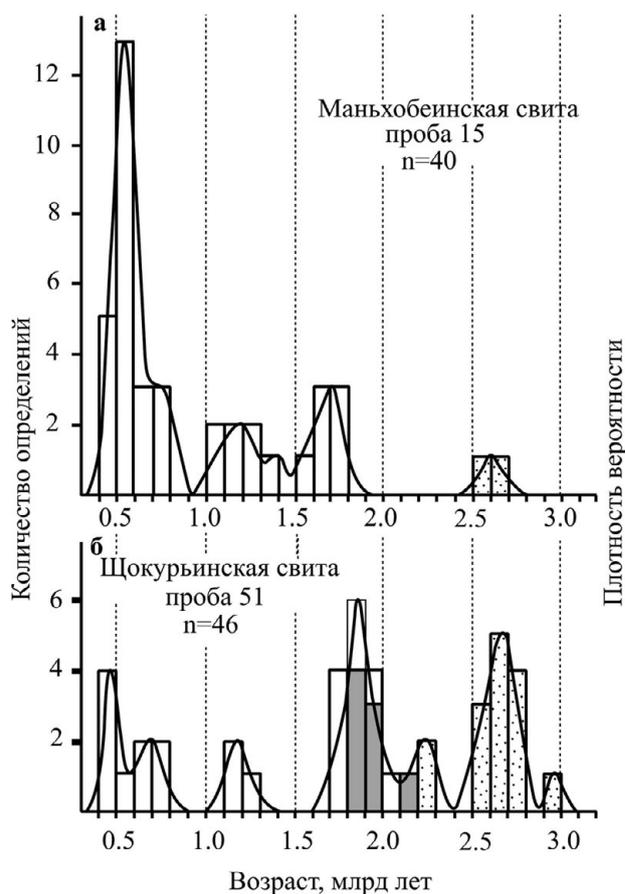


Рис. 6. Гистограммы и графики плотности вероятности распределения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов цирконов из метатерригенных пород маньхобеинской (а) и щокуринской свит (б).

На гистограмме выделены датировки цирконов: точками – детритовых, серым тоном – гранулитовых, не выделены – мигматитовых

Fig. 6. Histograms and diagrams of probability density of  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages distribution of zircons from metaterigenous rocks of Manhobeyu (a) and Schekurya suites (b).

Zircons dating is given in the histogram: dots show the detrital zircons, grey colour – granulitic, none – migmatitic

но. Однако вопрос о возрасте пород этой свиты остается нерешенным. Наше предположение [Пыстина, Пыстин, 2002; Пыстин, Пыстина, 2014] о том, что щокуринская свита относится к образованиям нижнего (дорифейского) структурного этажа, основывается на следующих данных:

- низкий уровень метаморфизма пород щокуринской свиты, как и маньхобеинской, обусловлен интенсивным проявлением диафореза; среди низкотемпературных метаморфитов присутствуют реликты высокотемпературных минеральных парагенезисов;
- по составу, весовым соотношениям и морфологическим особенностям аксессуарных минералов метатерригенные породы щоку-

рьянской свиты сопоставимы с аналогичными породами няртинского комплекса;

- в породах щокурьянской свиты, как и в метаморфитах няртинского комплекса и других нижнедокембрийских комплексах Урала, присутствует метаморфогенный циркон «гранулитового» типа.

Для установления возраста отложений щокурьянской свиты и основных возрастных рубежей метаморфического преобразования пород было выполнено изотопно-геохронологическое изучение цирконов из прослая кварцитов (проба 51), залегающих среди карбонатсодержащих слюдястых кристаллических сланцев на правом берегу р. Хасаварка (левого притока р. Кожим) в ее среднем течении (рис. 3). В породе циркон представлен тремя морфотипами. Первый из них составляют детритовые цирконы светло-розового цвета округлой, обычно шаровидной, формы размером 50–250 мкм. Поверхность зерен равномерно шероховатая. Второй морфотип представлен цирконами «гранулитового» типа. Кристаллы размером 50–200 мкм также шаровидные, но с обилием граней и гладкой блестящей поверхностью. Цвет зерен темно-розовый. Оптическая зональность отсутствует. Третий, преобладающий в пробе морфотип – бесцветные и бледно окрашенные розовые призматические цирконы с хорошо выраженной оптической зональностью. Размер зерен по длинной оси 100–300 мкм.

Изотопные датировки были получены по 50 зернам цирконов. Четыре возрастных определения с высокой степенью дискордантности ( $D \geq 10\%$ ) были исключены из рассмотрения. Распределение оставшихся сорока шести датировок цирконов показано на графике (рис. 6, б).

Изотопный возраст детритовых цирконов находится в интервале  $2901 \pm 30 - 2221 \pm 40$  млн лет. Основная возрастная популяция цирконов этого морфотипа (2792–2525 млн лет) включает двенадцать датировок. По цирконам «гранулитового» типа максимальное значение возраста ( $2156 \pm 44$  млн лет) в пределах погрешности совпадает с изотопным U-Pb возрастом «гранулитовых» цирконов из гнейсов няртинского комплекса ( $2127 \pm 31$  млн лет). Более молодые возрастные значения, полученные для цирконов «гранулитового» типа (1941–1856 млн лет), обусловлены, по-видимому, нарушением изотопных систем и «омоложением» датировок при повторном метаморфизме и гранитизации, время проявления которых фиксируется возрастными значениями цирконов «мигматитового» типа: 2026–1750, 1234–1159 и 740–410 млн лет.

Приведенные геохронологические данные указывают на раннепротерозойский возраст

ранних этапов метаморфизма пород щокурьянской свиты. Верхний возрастной рубеж формирования терригенно-карбонатного субстрата свиты, скорее всего, следует ограничить минимальным возрастом основной популяции терригенных цирконов (около 2,5 млрд лет), т. к. единичные более молодые датировки могут быть следствием их «омоложения» в связи с частичным нарушением изотопных систем в цирконах в условиях полиметаморфизма.

**Пуйвинская свита.** Учитывая приведенные выше данные о раннепротерозойском возрасте метаморфизованных толщ, выделяемых в маньхобеинскую и щокурьянскую свиты, пуйвинская свита приобретает статус базального стратона для приполярноуральского верхнего докембрия, как это в свое время считали М. В. Фишман и Б. А. Голдин [1963]. В схеме IV Уральского стратиграфического совещания [Стратиграфические..., 1993] свита отнесена к среднему рифею. Однако, как уже отмечалось выше, степень обоснования возраста пород свиты на сегодняшний день следует признать невысокой. Ее среднерифейский возраст принимается на основании залегания отложений под фаунистически охарактеризованными верхнерифейскими толщами, а также по наличию в породах среднерифейских микрофоссилий. При издании листа Q-40, 41 Государственной карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 [Государственная..., 2001б] на основании литологического сходства пуйвинской свиты с вёлсовской свитой Северного Урала, одинаковой формационной принадлежности вулканогенных пород в составе этих свит и других данных при ненадежности датировки по микрофоссилиям она была отнесена к верхнему рифею.

Для уточнения временных границ формирования пуйвинской свиты были выполнены изотопные исследования детритовых цирконов. Проба (№ 21) для выделения цирконов была отобрана на правом берегу руч. Николайшор (левого притока р. Кожим) в его среднем течении из нижней части разреза пуйвинской свиты (рис. 3). Разрез в этой части распространения свиты сложен серыми среднезернистыми хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами. В отобранной пробе цирконы представлены хорошо окатанными зернами шаровидной и эллипсоидной формы, окрашенными в дымчатые и коричневато-кремовые тона. Размер зерен 0,10–0,25 мм, поверхность равномерно шероховатая. Было проанализировано 111 зерен цирконов, выбранных случайным образом. 17 анализов с высокой дискордантностью ( $D \geq 10\%$ ) были исключены из рассмотрения.

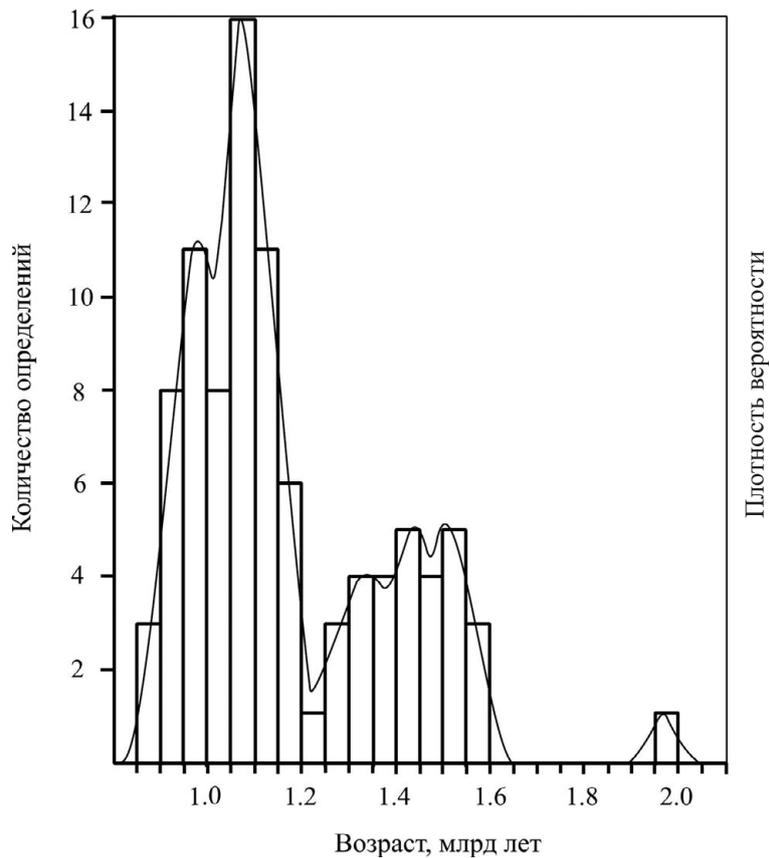


Рис. 7. Гистограмма распределения и график плотности вероятности  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов детритовых цирконов из терригенных отложений пуйвинской свиты (проба 21)

Fig. 7. Distribution histogram and relative probability graph for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages of detrital zircons from Puyvinskaya suite terrigenous sediments (sample 21)

Распределение оставшихся 94 датировок цирконов показано на графике (рис. 7).

Циркон с максимальной датировкой имеет раннепротерозойский возраст –  $1959 \pm 52$  млн лет, с минимальной – позднерифейский –  $867 \pm 71$  млн лет. Основная выборка возрастов, включающая 93 анализа (или 99 %), охватывает интервал 1579–867 млн лет и имеет бимодальный характер распределения. Датировки группируются в две возрастные популяции: 1179–867 (67 % анализов) и 1579–1274 (30 %) млн лет. Установленные минимальные значения датировок детритовых цирконов ( $867 \pm 71$ ,  $889 \pm 55$ ,  $892 \pm 86$ ,  $907 \pm 54$ ,  $909 \pm 46$ ,  $910 \pm 77$  млн лет) указывают на то, что формирование отложений пуйвинской свиты завершилось не раньше 900 млн лет назад. Незначительная мощность и фрагментарное развитие нижележащих пород ошизской толщи пуйвинской свиты при существенной доле в общей выборке цирконов с позднерифейскими датировками (22 определения, или 23 %) дают основание для утверждения, что нижняя воз-

растная граница базальных отложений верхнего докембрия (пуйвинской свиты) на Приполярном Урале не выходит за пределы верхнего рифея. Следовательно, выполненное U-Pb датирование детритовых цирконов пуйвинской свиты Приполярного Урала указывает на ошибочность выделения ее в качестве среднерифейского стратона.

**Хобеинская свита.** Биостратиграфическое обоснование возраста хобеинской свиты отсутствует. Однако достоверно установленное залегание свиты на пуйвинских отложениях и ее перекрытие фаунистически охарактеризованными образованиями мороинской свиты позволяет с высокой степенью вероятности отнести ее к верхам верхнего рифея. Нами ранее были получены и опубликованы Pb-Pb изохронные датировки детритовых цирконов из мусковит-хлорит-альбит-кварцевых сланцев хобеинской свиты [Пыстина, 1997]. Цирконы темно- и светло-розовые, шаровидные, хорошо окатанные. Размер зерен 80–270 мкм. Их изотопный возраст:  $1515 \pm 35$ ;  $1500 \pm 100$ ;  $1485 \pm 0,3$ ;

1445 ± 20; 1420 ± 20; 1355 ± 40; 1320 ± 30; 1270 ± 35 млн лет. Обращает на себя внимание, что возрастной интервал хобеинских цирконов хорошо соотносится с древней популяцией детритовых цирконов из пород пуйвинской свиты (1579–1274 млн лет). В то же время в хобеинской свите отсутствуют преобладающие в пуйвинских отложениях цирконы в интервале возрастов 1179–867 млн лет. Это, вероятно, связано с тем, что формирование хобеинской свиты в сравнении с пуйвинской происходило в условиях более высокой степени эродированности области сноса терригенного материала.

**Мороинская свита** по палеонтологическим данным относится к верхнему рифею. В схеме IV Уральского стратиграфического совещания [Стратиграфические..., 1993] она коррелируется с надзильмердакским разрезом Башкирского антиклинория, включая в верхней ее части укский уровень. Выше было отмечено, что палеонтологические данные допускают также возможность отнесения самых верхних слоев свиты к венду. Полученные нами результаты датирования детритовых цирконов низов пуйвинской свиты (минимальные возрасты около 900 млн лет) дают основание для корректировки нижнего возрастного рубежа мороинской свиты. Учитывая, что почти весь разрез подстилающих верхнерифейских отложений, а именно доошизской части пуйвинской и залегающей выше хобеинской свит (не менее 2000 м) сформировался позднее 900 млн лет назад, нижняя возрастная граница мороинской свиты, скорее всего, не выходит за пределы верхней (миньярской) части каратауского уровня. Для оценки верхнего возрастного рубежа формирования мороинской свиты можно воспользоваться геохронологическими данными по интрузивным породам, прорывающим эти отложения. Преобладающие U-Pb (SHRIMP-II) датировки цирконов из гранитоидов разных массивов, имеющих активные контакты с мороинской свитой, около 600 млн лет [Пыстин, Пыстина, 2008]. Более древний возраст цирконов получен из кварцевых диоритов Лапчавожского массива – 632 ± 5 млн лет (Pb-Pb метод [Соболева, 2004]). Имеется также Pb-Pb датировка циркона из андезидацитов саблегорской свиты, перекрывающей мороинские отложения – 695 ± 19 млн лет [Соболева, Андреичев, 1997]. С учетом этих данных наиболее предпочтительным является предположение, что возрастной диапазон мороинской свиты следует ограничить миньярским уровнем и, возможно, частью укского.

**Саблегорская свита.** Для оценки возрастного диапазона саблегорской свиты воспользуемся приведенными выше Pb-Pb-возрастными

определениями цирконов из кварцевых диоритов Лапчавожского массива (632 ± 5 млн лет) и вмещающих их вулканитов – андезидацитов (695 ± 19 млн лет). Кроме того, имеется Pb-Pb-изотопная датировка циркона из риолитов к северу от Малдинского гранитного массива – 584 ± 9 млн лет [Червяковский и др., 2000]. Эти данные дают основание предполагать, что рифейская часть разреза свиты не ограничивается криволукским уровнем, как это показано на схеме IV Уральского стратиграфического совещания (рис. 2), а включает и часть укского уровня, нижний возрастной рубеж которого около 700 млн лет. Однако это предположение, основанное лишь на Pb-Pb датировках цирконов, требует дополнительного обоснования. Верхний возрастной рубеж свиты, судя по датировке кварцевого диорита (632 ± 5 млн лет), не выходит за пределы раннего венда.

**Лаптопайская свита.** Возраст лаптопайской свиты, сложенной молассами, имеет особое значение в связи с обострившимся в последнее время вопросом о времени закрытия позднедокембрийского (Печорского) океана и проявления тиманской коллизии. Н. Б. Кузнецов и его коллеги [Kuznetsov et al., 2014] на основании данных U-Pb датирования обломочных цирконов из верхнедокембрийских толщ различных районов Тиманской окраины Балтики время становления коллизионного орогена Тиманид определяют интервалом 540–510 млн лет. Эти цифры не согласуются с тем, что фаунистически охарактеризованные молассы в Тиманидах более южных районов Урала имеют поздневендский возраст [Стратиграфические..., 1993]. По положению в разрезе, формационной принадлежности (моласса) и другим признакам лаптопайская свита параллелизуется с верхневендскими sylviцкой и ашинской сериями Среднего и Южного Урала [Государственная..., 2001б]. Время проявления тиманской коллизии и начало формирования лаптопайских отложений, по-видимому, наиболее точно отражают поздневендские датировки, полученные по гранитоидам фундамента Печорской плиты, – 597–587 млн лет [Глубинное..., 2011], согласующиеся с U-Pb возрастом (SHRIMP-II) цирконов из гранитов сальнеро-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала – 601–578 млн лет [Пыстин, Пыстина, 2008]. Более молодые возрасты цирконов в гранитоидах могут быть связаны, с одной стороны, с «омолаживающим» влиянием более поздних процессов метаморфизма и, с другой, с проявлением эпиконтинентального рифтогенного магматизма, предшествовавшего раскрытию Палеоуральского океана.

## Заключение

Имеющиеся и полученные вновь данные по геологическому строению и возрасту стратифицированных образований докембрия Приполярного Урала свидетельствуют, что обнажающиеся на поверхности глубокометаморфизованные первично-осадочные породы кристаллического фундамента в этом районе относятся к нижнему протерозою. Верхнепротерозойский разрез представлен слабометаморфизованными образованиями. Особенностью изученного района развития тимано-уральского докембрия в сравнении с Башкирским антиклинорием на Южном Урале, где известен полный разрез верхнего протерозоя, является то, что здесь отсутствуют ниже- и среднерифейские отложения.

Уточненная схема стратиграфии докембрия Приполярного Урала выглядит следующим образом.

Видимый разрез докембрия в его нижней части сложен глубокометаморфизованными (в разной степени диафорированными) породами, первично-осадочный субстрат которых сформировался в раннем протерозое. Породы претерпели метаморфизм около 2,1 млрд лет тому назад, а позднее испытали несколько этапов диафореза. По литологическим особенностям в разрезе нижнего протерозоя выделяется два комплекса. Нижний из них представлен няртинским комплексом и маньхобеинской свитой. При этом маньхобеинская свита не является самостоятельным стратоном, а представлена диафорированными и катаклазированными разностями пород, аналогичных тем, которыми сложен няртинский комплекс. Учитывая, что няртинский комплекс и маньхобеинская свита были выделены Л. Т. Беляковой [1972] на месте николайшорской свиты, по М. В. Фишману и Б. А. Голдину [1963], за нижним метаморфическим комплексом следует оставить более раннее название «николайшорский». Верхний комплекс составляет щокурьинская свита, которую следует перевести в ранг метаморфического комплекса, учитывая, что он сложен многократно метаморфизованными и сложнодислоцированными породами без четких признаков стратификации.

В основании верхнедокембрийского разреза с глубоким стратиграфическим, структурным и метаморфическим несогласием залегает верхнерифейская пуйвинская свита с базальной ошизской толщей, сложенной конгломератами, гравелитами и кварцито-песчаниками. Возрастной диапазон свиты соответствует возрасту нижней (доинзерской) час-

ти каратауского стратона. Хобеинская свита, о возрасте которой можно судить только по ее положению в разрезе, скорее всего, является возрастным аналогом инзерской свиты Башкирского антиклинория. Возрастной диапазон мороинской свиты соответствует верхней (миньярской) части каратауского и нижней части укского уровней, а залегающей выше саблегорской свиты – верхней части укского уровня, всему объему кривоукского и нижнему венду. Возраст лаптопайской свиты – поздневендский, возможно, с выходом в ранний кембрий. Стратиграфическая последовательность свит и их взаимоотношения показаны на рис. 8.

Подразделения стратиграфической шкалы				Региональные стратоны	Стратиграфические подразделения			
Акротема	Эонотема	Эратема	Система					
Протерозой	Верхний Рифей	RF <sub>3</sub>	Венд	V <sub>2</sub>	Ашинский	Лаптопайская свита		
				V <sub>1</sub>	Серебрянский	Саблегорская свита		
			Каратауский	RF <sub>2</sub>	RF <sub>1</sub>		Кривоукский	Мороинская свита
							Укский	
							Миньярский	Хобеинская свита
							Инзерский	
							Катавский	
							Зильмердакский	Пуйвинская свита
			Нижний					Щокурьинский комплекс
								Николайшорский комплекс
								?

Рис. 8. Предлагаемая схема стратиграфии докембрийских образований Приполярного Урала. Региональные стратоны по: [Стратиграфические..., 1993]

Fig. 8. Suggested stratigraphic scheme of the Precambrian bodies of the Nether-Polar Urals. Regional stratigraphic units are given after: [Stratigraphic ..., 1993]

Полученные данные о стратиграфической последовательности докембрийских образований Приполярного Урала и их возрастных ограничениях находят подтверждение в новых фактических материалах по докембрию других районов Тимано-Североуральского региона. Так, на северо-западе Тимано-Канинской гряды (на п-ове Канин) – еще одном кроме Приполярного Урала районе Тимано-Североуральского региона, где ранее выделялись нижнерифейские отложения (микулкинская серия), – на основании геолого-структурных и геохронологических данных было установлено, что они относятся не к нижнему рифею, а к нижнему докембрию, возраст раннего этапа метаморфизма пород  $1994 \pm 30$  млн лет [Пыстин, Пыстина, 2006]. Что касается среднерифейских отложений, то они в современных стратиграфических схемах и геологических картах выделяются во многих районах Тимана и севера Урала. Однако все предпринимавшиеся в последние годы попытки датирования детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных толщ на Тиманской окраине Балтики, которые по современным представлениям могут принадлежать к среднерифейскому разрезу, показали, что нижний возрастной предел формирования вмещающих цирконы осадков соответствует значению около 1 млрд лет [Кузнецов и др., 2010; Андреичев и др., 2014, 2018; Уляшева и др., 2017; Удоратина и др., 2017; Брусницина и др., 2018 и др.]. Следовательно, эти отложения, как и пуйвинская свита Приполярного Урала, относятся не к среднему, а к верхнему рифею или более молодым образованиям.

Таким образом, в течение всего раннего рифея и большей части или всего среднего рифея северо-восточная окраина Балтики была вне зоны морского осадконакопления. То есть время заложения Тиманской континентальной окраины близко к рубежу среднего и верхнего рифея. Это может быть связано с тем, что рассматриваемая территория в раннем протерозое находилась во внутренней части суперконтинента Колумбия (Нуна), избежала деструкции в раннем рифее и стала подвергаться процессам разрушения только на рубеже среднего и позднего рифея и более масштабно – в конце рифея, т. е. с распадом Родинии.

*Исследования проведены в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН ГР № АААА-А17-117121270035-0 и при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.*

## Литература

- Андреичев В. Л., Соболева А. А., Герелс Дж. U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 2. С. 32–45. doi: 10.7868/S0869592X14020021
- Андреичев В. Л., Соболева А. А., Хубанов В. Б., Соболев И. Д. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2018. Т. 93, вып. 2. С. 14–26.
- Белякова Л. Т. Геосинклинальный рифей севера Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1972. 26 с.
- Брусницына Е. Б., Ершова В. Б., Худолей А. К., Андерсен Т. Результаты исследований U-Pb изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений Четласского камня Тиманской гряды // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы 50-го Тектонического совещания. М.: Геос, 2018. С. 384–388.
- Вологдин А. Г. К открытию остатков протерозойских водорослей на Дальнем Востоке и на Урале // Докл. АН СССР. 1967. Т. 175, № 4. С. 926–928.
- Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / Отв. редактор А. М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 261 с.
- Геохимия древних толщ севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Североуральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2001а. 210 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист Q-40, 41 – Воркута. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2001б. 342 с.
- Докембрий континентов / Под ред. К. В. Боголепова, О. А. Вотих. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
- Ефанова Л. И. Алькесвожская толща на севере Урала: стратиграфия, литология, металлоносность. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 24 с.
- Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
- Кузнецов Н. Б., Натапов Л. М., Белоусова Е. А., Гриффин У. Л., О'Рейли С., Куликова К. В., Соболева А. А., Удоратина О. В. Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН. 2010. Т. 435, № 6. С. 798–805.
- Львов К. А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного Урала // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1959. Вып. 35. С. 51–73.
- Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика, минерагения / Отв. ред. А. М. Пыстин, Л. В. Махлаев, А. И. Антошкина и др. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 234 с.

Пучков В. Н., Карстен Л. А. Раннепротерозойские метаморфические комплексы Приполярного Урала // Ежегодник-1985 Института геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 25–27.

Пыстин А. М. Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала // Сер. препринтов «Научные доклады». Коми НЦ УрО АН СССР. Сыктывкар, 1991. 20 с.

Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–195.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 6. С. 25–38.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. 2014. № 3. С. 41–50.

Пыстина Ю. И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.

Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 167 с.

Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Новые данные о палеопротерозойском возрасте метаморфизма пород няртинского комплекса (Приполярный Урал) // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 181–183.

Соболева А. А. Вулканыты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.

Соболева А. А., Андреевичев В. Л. Вулкано-плутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале // Гранитоидные вулкан-плутонические ассоциации. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 38–39.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.

Удоратина О. В., Бурцев И. Н., Никулова Н. Ю., Хубанов В. Б. Возраст метапесчаников верхнедо-

кембрийской четласской серии среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 2017. Т. 92, вып. 5. С. 15–32.

Уляшева Н. С., Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Гракова О. В., Хубанов В. Б. U-Pb LA-SF-ICP-MS датирование цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы Всерос. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 223–224.

Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Л.: Наука, 1963. 105 с.

Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным проботбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258. doi: 10.15372/GIG20160113

Червяковский С. Г., Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П., Волчек Е. Н. Rb-Sr изотопное датирование кислых вулканитов хребта Малдындырд // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Второе Всерос. петрограф. совещание. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 215–217.

Kuznetsov N. B., Belousova E. A., Alekseev A. S., Romanyuk T. V. New data on detrital zircons from the sandstones of the lower Cambrian Brusol Formation (White Sea region, East-European Craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida – Baltica collision // Int. Geol. Rev. 2014. Vol. 56, no. 16. P. 1945–1963. doi: 10.1080/00206814.2014.977968

Peucat J. J., Bernard-Griffiths J., Gil Ibarguchi J. I., Dallmeyer R. D., Menot R. P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M. Geochemical and Geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain) // Tectonophysics. 1990. Vol. 110. P. 463–472.

Pystin A., Pystina J. The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust // Int. Geol. Review. 2015. Vol. 57, iss. 11–12. P. 1650–1659. doi: 10.1080/00206814.2014.991767

Поступила в редакцию 03.09.2018

## References

Andreichev V. L., Soboleva A. A., Gerels J. U-Pb dating and provenance of detrital zircons from the Upper Precambrian deposits of North Timan. *Stratigraphy. Geol. Correlation*. 2014. Vol. 22, no. 2. P. 147–159. doi: 10.1134/S0869593814020026

Andreichev V. L., Soboleva A. A., Khubanov V. B., Sobolev I. D. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород основаниа верхнедокембрийского разреза Северного Тимана [U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from meta-sedimentary rocks of the Upper Precambrian section of Northern Timan]. *Bul. Moscow Society of Na-*

*turalists. Geol. Series*. 2018. Vol. 93, iss. 2. P. 14–26.

Belyakova L. T. Geosinklinal'nyi rifei severa Urala [Geosynclinal Riphean of the north of the Urals]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Miner.) thesis. Moscow, 1972. 26 p.

Brusnitsyna E. B., Ershova V. B., Khudoley A. K., Andersen T. Rezul'taty issledovaniy U-Pb izotopnogo vozrasta oblomochnykh tsirkonov iz sredne-verkhnerifeiskikh otlozhenii Chetlasskogo kamnya Timanskoi gryady [Results of studies of U-Pb isotope age of detrital zircons from the Middle-Upper Riphean deposits of the Chetlas

Stone of the Timan Ridge]. *Probl. tektoniki i geodinamiki zemnoi kory i mantii: Mat. 50-go Tektonicheskogo soveshch.* [Probl. of tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle. Proceed. 50<sup>th</sup> Tectonic Meeting]. Moscow: Geos, 2018. P. 384–388.

Chervyakovskii S. G., Ronkin Yu. L., Lepikhina O. P., Volchek E. N. Rb-Sr izotopnoe datirovanie kislykh vulkanitov khrebtta Maldynyrd [Rb-Sr isotope dating of acid volcanics of the Maldynyrd ridge]. Petrografiya na rubezhe XXI veka. Itogi i perspektivy: Vtoroe Vseros. petrograf. soveshch. [Petrography at the turn of the 21<sup>st</sup> century. Results and prospects. 2<sup>nd</sup> All-Russ. Petrographic Meeting]. Syktyvkar: Geoprint, 2000. Vol. IV. P. 215–217.

Dokembrii kontinentov [Continents in the Precambrian]. Novosibirsk: Nauka, 1978. 320 p.

Efanova L. I. Al'kesvovzhskaya tolshcha na severe Urala: stratigrafiya, litologiya, metallonosnost' [Al'kesvovzh strata in the north of the Urals: stratigraphy, lithology, metal content]. Syktyvkar: Geoprint, 2001. 24 p.

Fishman M. V., Goldin B. A. Granitoidy tsentral'noi chasti Pripolyarnogo Urala [Granitoids of the central part of the Subpolar Urals]. Leningrad: Nauka, 1963. 105 p.

Geokhimiya drevnikh tolshch severa Urala [Geochemistry of the ancient strata of the north of the Urals]. Syktyvkar: Geoprint, 2002. 333 p.

Glubinnoe stroenie Timano-Severoural'skogo regiona [The deep structure of the Timan-Northern Ural region]. Syktyvkar: Geoprint, 2011. 261 p.

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi 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. Series North-Urals. Sheet Q-41-XXV. Explanatory note]. St. Petersburg: VSEGEI, 2001a. 210 p.

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000. List Q-40, 41 – Vorkuta. Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 1 000 000. Sheet Q-40, 41 – Vorkuta. Explanatory note]. St. Petersburg: VSEGEI, 2001b. 342 p.

Khubanov V. B., Buyantuev M. D., Tsygankov A. A. U-Pb izotopnoe datirovanie tsirkonov iz PZ3-MZ magmaticheskikh kompleksov Zabaikal'ya metodom magnitno-sekturnoi mass-spektrometrii s lazernym probotborom: protsedura opredeleniya i sopostavleniye s SHRIMP dannymi [U-Pb isotope dating of zircons from PZ<sub>3</sub>-MZ magmatic complexes of the Transbaikalian region using the method of magnetic-sector mass spectrometry with a slice sampling: the procedure of determination and comparison with SHRIMP data]. *Geol. i geofizika* [Geol. and Geophysics]. 2016. Vol. 57, no. 1. P. 241–258. doi: 10.15372/GiG20160113

KrasnobaeV A. A. Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov [Zircon as an indicator of geological processes]. Moscow: Nauka, 1986. 152 p.

Kuznetsov N. B., Natapov L. M., Belousova E. A., Griffin U. L., O'Reilly S., Kulikova K. V., Soboleva A. A., Udoratina O. V. Pervye rezul'taty U/Pb-datirovaniya i izotopno-geokhimicheskogo izucheniya detritnykh tsirkonov iz pozdnedokembriiskikh peschanikov Yuzhnogo Timana (uval Dzhzhzhim-Parma) [The first results of U-Pb-dating and isotopic-geochemical study of detrital zir-

cons from the Late Precambrian sandstones of Southern Timan (Jemim-Parma Jail)]. *DAN* [Proceed. RAS]. 2010. P. 435, no. 6. P. 798–805.

L'vov K. A. Stratigrafiya proterozoya i nizhnego paleozoya Pripolyarnogo Urala [Stratigraphy of the Proterozoic and Lower Paleozoic of the Subpolar Urals]. *Tr. Geol. in-ta AN SSSR* [Proceed. Geol. Inst., AS USSR]. 1959. Iss. 35. P. 51–73.

Litosfera Timano-Severoural'skogo regiona: geologicheskoye stroeniye, veshchestvo, geodinamika, minerageniya [Lithosphere of the Timan-Northern Ural region: geological structure, substance, geodynamics, minerageny]. Syktyvkar: Geoprint, 2008. 234 p.

Puchkov V. N., Karsten L. A. Ranneproterozoiskie metamorficheskie komplekсы Pripolyarnogo Urala [Early Proterozoic metamorphic complexes of the Subpolar Urals]. Yearbook-1985 of the Institute of Geology and Geochemistry. Sverdlovsk: UC AS USSR, 1986. P. 25–27.

Pystin A. M. Karta metamorfizma Pripolyarnogo i yuzhnoi chasti Polyarnogo Urala [Map of metamorphism of the Subpolar and southern part of the Polar Urals]. *Ser. preprintov "Nauchnye doklady"*. [Scientific reports: a series of preprints]. Syktyvkar: Komi SC UB RAS, 1991. 20 p.

Pystin A. M. Polimetamorficheskie komplekсы zapadnogo sklona Urala [Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals]. St. Petersburg: Nauka, 1994. 208 p.

Pystin A. M., Pystina Yu. I. Struktura, metamorfizm i vozrast dokembriiskikh obrazovaniy poluostrova Kanin i Severnogo Timana [Structure, metamorphism and age of Precambrian formations of the Kanin Peninsula and Northern Timan]. *Probl. geol. i mineral.* [Probl. of Geol. and Mineralogy]. Syktyvkar: Geoprint, 2006. P. 176–195.

Pystin A. M., Pystina Yu. I. Metamorfizm i granitobrazovanie v proterozoisko-rannepaleozoiskoi istorii formirovaniya Pripolyarnoural'skogo segmenta zemnoi kory [Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-Early Paleozoic history of the formation of the Subpolar Ural segment of the earth's crust]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2008. No. 6. P. 25–38.

Pystin A. M., Pystina Yu. I. Bazal'nye otlozheniya verkhnego dokembriya v Timano-Severoural'skom regione [Basal deposits of the Upper Precambrian in the Timan-Northern Ural regione]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2014. No. 3. P. 41–50.

Pystina Yu. I. Mineralogicheskaya stratigrafiya metamorficheskikh obrazovaniy Pripolyarnogo Urala [Mineralogical stratigraphy of metamorphic formations of the Subpolar Urals]. Ekaterinburg: UrB RAS, 1997. 124 p.

Pystina Yu. I., Pystin A. M. Tsirkonovaya letopis' ural'skogo dokembriya [Zircon chronicle of the Ural Precambrian]. Ekaterinburg: UrB RAS, 2002. 167 p.

Pystina Yu. I., Pystin A. M. Novyye dannyye o paleoproterozoyskom vozraste metamorfizma porod nyartinskogo kompleksa (Pripolyarnyy Ural) [New data on the paleoproterozoic age of metamorphism of the rocks of the Nyartinsky complex (Subpolar Urals)]. *Geodinamika, veshchestvo, rudogenez Vostochno-Evropeiskoi platformy i ee skladchatogo obramleniya*

[Geodynamics, matter, oreogenesis of the Eastern-European platform and its folded frame: Proceedings of the Sci. Conf.]. Syktyvkar: Geoprint, 2017. P. 181–183.

*Soboleva A. A.* Vulkanity i assotsiiruyushchie s nimi granitoidy Pripolyarnogo Urala [Vulcanites and the associated granitoids of the Subpolar Urals]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2004. 147 p.

*Soboleva A. A., Andreichev V. L.* Vulkanoplutonicheskaya assotsiatsiya gabbro-tonalit-granodiorit-granitnogo sostava na Pripolyarnom Urale [Vulcan-Plutonic association of gabbro-tonalite-granodiorite-granite composition in the Subpolar Urals]. *Granitoidnye vulkano-plutonicheskie assotsiatsii* [Granitoid of volcano-plutonic associations]. Syktyvkar: Geoprint, 1997. P. 38–39.

*Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi)* [Stratigraphic diagrams of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg: Uralgeolkom, 1993.

*Udoratina O. V., Burtsev I. N., Nikulova N. Yu., Khubanov V. B.* Voзраст metapeschanikov verkhnedokembriiskoi chetlasskoi serii srednego Timana na osnovanii U-Pb datirovaniya detritnykh tsirkonov [The age of metasandstones of the Upper Precambrian chetlas series of the Middle Timan on the basis of U-Pb dating of detrital zircons]. *Byul. Mosk. ob-va ispytatelei prirody. Otd. geol.* [Bull. Moscow Society of Naturalists. Geol. Series]. 2017. Vol. 92, iss. 5. P. 15–32.

*Ulyasheva N. S., Pystin A. M., Pystina Yu. I., Grakova O. V., Khubanov V. B.* U-Pb LA-SF-ICP-MS datirovanie tsirkonov iz verkhneproterozoiskikh otlozhenii Polyarnogo Urala [U-Pb LA-SF-ICP-MS dating of zircons

from Upper Proterozoic deposits of the Polar Urals]. *Geodinamika, veshchestvo, rudogenez Vostochno-Evropeiskoi platformy i ee skladchatogo obramleniya: Mat. Vseros. nauch. konf.* [Geodynamics, matter, oreogenesis of the Eastern-European platform and its folded frame. Proceed. Sci. Conf.]. Syktyvkar: Geoprint, 2017. P. 223–224.

*Vologdin A. G.* K otkrytiyu ostatkov proterozoiskikh vodoroslei na Dal'nem Vostoke i na Urale [On the discovery of the remnants of the Proterozoic algae in the Far East and the Urals] *DAN [Dokl. Earth. Sci.]*. 1967. Vol. 175, no. 4. P. 926–928.

*Kuznetsov N. B., Belousova E. A., Alekseev A. S., Romanyuk T. V.* New data on detrital zircons from the sandstones of the lower Cambrian Brusol Formation (White Sea region, East-European Craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision. *Int. Geol. Rev.* 2014. Vol. 56, no. 16. P. 1945–1963. doi: 10.1080/00206814.2014.977968

*Peucat J. J., Bernard-Griffiths J., Gil Ibarguchi J. I., Dallmeyer R. D., Menot R. P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M.* Geochemical and Geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*. 1990. Vol. 110. P. 463–472.

*Pystin A. M., Pystina Yu. I.* The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust. *Int. Geol. Review*. 2015. Vol. 57, iss. 11–12. P. 1650–1659. doi: 10.1080/00206814.2014.991767

Received September 03, 2018

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Пыстин Александр Михайлович**

главный научный сотрудник, зав. лабораторией,  
д. г.-м. н., проф.  
Институт геологии Коми научного центра Уральского  
отделения РАН  
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, Республика Коми,  
Россия, 167982  
эл. почта: pystin@geo.komisc.ru  
тел.: (8212) 447262, +79087171938

### **Пыстина Юлия Ивановна**

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.  
Институт геологии Коми научного центра Уральского  
отделения РАН  
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, Республика Коми,  
Россия, 167982  
эл. почта: pystina@geo.komisc.ru

## CONTRIBUTORS:

### **Pystin, Alexander**

Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch,  
Russian Academy of Sciences  
54 Pervomayskaya St., 167982 Syktyvkar, Komi, Russia  
e-mail: pystin@geo.komisc.ru  
tel.: (8212) 447262, +79087171938

### **Pystina, Yulia**

Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch,  
Russian Academy of Sciences  
54 Pervomayskaya St., 167982 Syktyvkar, Komi, Russia  
e-mail: pystina@geo.komisc.ru

УДК 550.34

## ТРЕХМЕРНАЯ Р-СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ МАНТИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ФЕННОСКАНДИИ

Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, Л. Н. Заец

*Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина*

В работе проведен анализ трехмерной Р-скоростной модели мантии Фенноскандии с целью выделения связи коровых землетрясений региона и процессов в мантии. Модель мантии получена по методу Тейлорового приближения. Выявлена приуроченность коровых землетрясений Фенноскандии к межблоковым областям и наклонным слоям в верхней мантии, сверхглубинным флюидным процессам.

**Ключевые слова:** трехмерная Р-скоростная модель; Фенноскандия; мантия; землетрясения; сверхглубинные флюиды.

**T. A. Tsvetkova, I. V. Bugaenko, L. N. Zaets. THREE-DIMENSIONAL P-VELOCITY MODEL OF THE MANTLE AND SEISMICITY OF FENNOSCANDIA**

The paper analyzes the three-dimensional P-velocity model of the mantle of Fennoscandia in order to identify the connection between regional crustal earthquakes and processes in the mantle. The mantle model was obtained by the Taylor approximation method. Crustal earthquakes in Fennoscandia were found to be associated with interblock areas and inclined layers in the upper mantle, super-deep fluid processes.

**Keywords:** three-dimensional P-velocity model; Fennoscandia; mantle; earthquakes; super-deep fluids.

### Введение

Хорошо известно, что сейсмичность того или иного региона связывается с тектоническими и геодинамическими обстановками, характеризующими данный регион. Слабая сейсмичность платформенных областей, в том числе и щитов, давно привлекает внимание исследователей. Отмечается, что наиболее распространены коровые землетрясения, связанные с деформацией упругой среды (как эндогенного, так и экзогенного генезиса).

Согласно С. В. Богдановой [Shchipansky, Bogdanova, 1996] Фенноскандия определяется как

западная часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Граница ее фундамента определяется линией Тейсейра – Торнквиста на юге, мезо-неопротерозойской системой Волыно-Оршанского и Среднерусского авлакогенов на востоке, северная и западная границы – соответствующими границами Фенноскандинавского щита. К тектоническим структурам Фенноскандии соответственно относятся Фенноскандинавский (Балтийский) щит, Балтийская моноклиналь, Балтийская синеклиза, массив Курземе, Литовский порог, Гданьская впадина, Мазуро-Белорусская антеклиза, Подляско-Брестская впадина, Центральный Польский вал.

Учитывая, что геофизические неоднородности ярче всего проявляются в распределениях скоростей сейсмических волн, актуально изучение скоростных характеристик мантии под платформами и их окружением. Хорошо известно, что докембрийские платформы определяются как стабильные регионы. Возникает вопрос, возможно ли выявить мантийные скоростные предпосылки нарушения стабильности, при том что такие явления, как сейсмичность, современные движения земной поверхности, тектонические напряжения подчеркивают современную геодинамическую активность коры либо литосферы платформ. Сейсмическая томография, как метод, выявляющий скоростные неоднородности мантии, не может до конца однозначно ответить на вопрос о стабильности платформы. Можно ожидать, что выявление основных скоростных свойств мантии под платформой, их взаимосвязи и взаимовлияния с мантией под ее окружением и, по возможности, взаимосвязи между основными скоростными слоями мантии создаст предпосылки для решения таких вопросов. Поэтому рассмотрение их является одним из наиболее важных моментов при анализе результатов решения задач сейсмической томографии.

В предыдущих статьях мы рассмотрели трехмерное скоростное строение мантии под ВЕП. Анализ скоростного строения мантии под теми или иными тектоническими регионами часто приводит к несовпадению тектонических границ с границами распространения скоростных мантийных областей и показывает необходимость учета влияния на скоростные характеристики мантии под рассматриваемым регионом скоростных характеристик мантии под окружающими регионами. Особенно ярко эта ситуация проявляется с глубиной в пределах скоростной характеристики переходной зоны верхней мантии и зоны раздела-1 между верхней и средней мантией. В работе использована модель Ю. М. и Д. Ю. Пушаровских [2010]. Специфика скоростного строения как стабильной мантии, так и активизированной определяется инверсией скоростей при переходе от одной геосферы к другой с глубиной. Как уже указывалось [Цветкова и др., 2009], послойная инверсия скоростей для мантии под ВЕП проявляется в следующем: высокоскоростная верхняя мантия, низкоскоростной слой переходной зоны, высокоскоростная зона раздела-1, низкоскоростная средняя мантия, высокоскоростная зона раздела-2, низкоскоростная нижняя мантия.

Нашей задачей является показать связь скоростного строения мантии под Фенноскандией

с наблюдающимися в настоящее время землетрясениями этого региона. Определим область исследований как (55–75°) с. ш. × (0–50°) в. д., тем самым к ней отнесены Фенноскандинавский щит и его окружение. Исходными данными для построения трехмерной Р-скоростной модели мантии являются бюллетени ISC за период с 1964 по 2006 гг. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Фенноскандии представлена горизонтальными сечениями в истинных скоростях с шагом 25 км, долготными и широтными сечениями с шагом 1° в невязках скоростей относительно обобщенной средней скорости для мантии Евразии и ее окружения. Скоростное строение мантии Фенноскандии до глубины 1100 км представлено в работах [Цветкова и др., 2009, 2010, 2015а, б; Цветкова, Бугаенко, 2016]. Тектоническая схема представлена на рис. 1.

Полученная трехмерная Р-скоростная модель мантии Фенноскандии позволяет провести анализ соответствия основных локализаций гипоцентров землетрясений и скоростного строения мантии Фенноскандии.

Вопрос сейсмичности Фенноскандии не нов и давно привлекает внимание исследователей. В работе [Аптикаев и др., 2012] по имеющимся историческим инструментальным данным на территории Восточно-Европейской платформы приведен каталог землетрясений ВЕП за период с 1532 по 2008 годы. В данный каталог вошли землетрясения с магнитудой  $\geq 3,0$ . Анализ данного каталога показывает, что за период до 1964 г. в нем приведена информация о 36 землетрясениях интересующего нас региона. Наиболее интересные из них датируются 16–20 веками и не противоречат каталогам ISC за период 1964–2017 гг. [International..., 2017]. Информация о землетрясениях Фенноскандии приведена в работах [Юдахин, 2002; Шаров, 2017]. Согласно бюллетеням ISC за указанный период, с 1964 по 2017 гг. произошло 7627 событий, характеризующихся магнитудой  $\geq 3$  (рис. 2). Следует отметить, что большинство землетрясений коровые. Для значительной их части гипоцентры приурочены к глубинам 0 и 10 км. В работе [Шаров, 1993] выделялись при обработке сейсмических профилей коровые волноводы. Ф. Н. Юдахин [2002] отметил, что выделенные на глубинах 7–18 км волноводы соотносятся с большей частью фиксированных землетрясений.

Поскольку нашей задачей является установление взаимосвязи коровых землетрясений и скоростного строения мантии, рассмотрим несколько аспектов, которые могут приводить

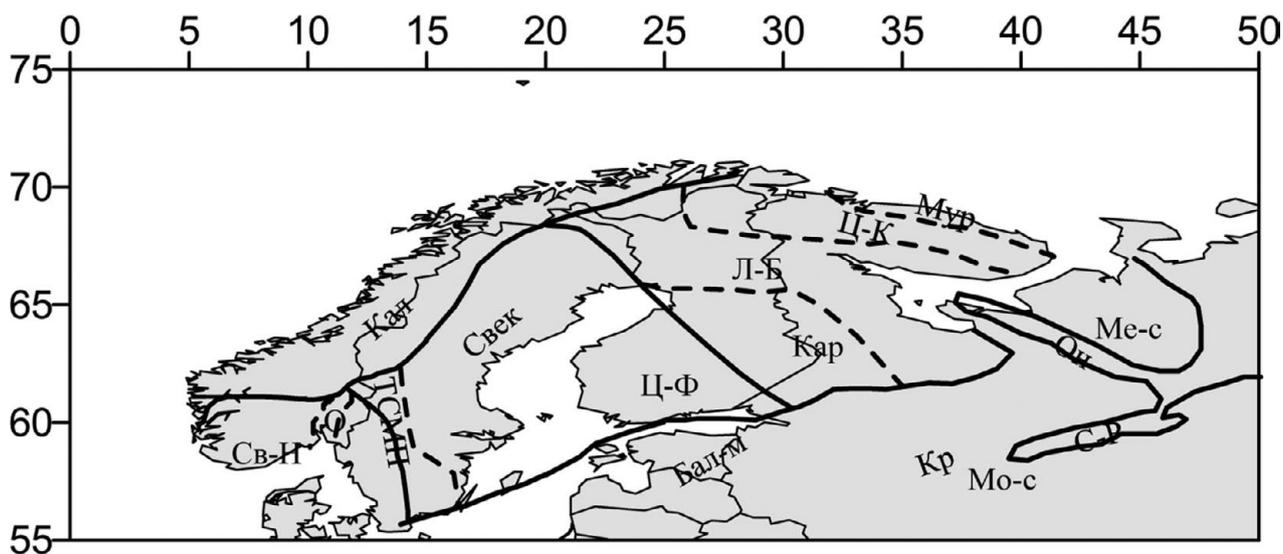


Рис. 1. Тектоническая схема исследуемой территории по В. Е. Хаину [2001] (обобщенно):

Бал-м – Балтийская моноклинал, Кал – Скандинавские каледониды, Кар – Карельский блок Кольско-Карельского мегаблока, Кр – Крестовский авлакоген, Л-Б – Лапландско-Беломорский гранито-гнейсовый пояс Кольско-Беломорского мегаблока, Мо-с – Московская синеклиза, Ме-с – Мезенская синеклиза, Мур – Мурманский блок Кольско-Карельского мегаблока, О – грабен Осло (Свеконорвежский мегаблок), Он – Онежский грабен (Кольско-Карельский мегаблок), Св-Н – Свеконорвежский мегаблок, Свек – Свекофенский мегаблок, ТСМП – Трансскандинавский магматический пояс, Ц-К – Центрально-Кольский блок (Кольско-Карельский мегаблок), Ц-Ф – Центральный Финляндский массив (Свекофенский мегаблок)

Fig. 1. Tectonic scheme of the studied area according to V. E. Khain [2001] (generalized):

Бал-м – Baltic monocline, Кал – Scandinavian Caledonides, Кар – Karelian block of the Kola-Karelian megablock, Кр – Krestovskiy avlaco-gen, Л-Б – Lapland-White Sea granite-gneiss belt of the Kola-White Sea megablock, Мо-с – Moscow syncline, Ме-с – Mezen syncline, Мур – Murmansk block of the Kola-Karelian megablock, О – Oslo graben (Sveconorwegian megablock), Он – Onega graben (Kola-Karelian megablock), Св-Н – Sveconorwegian megablock, Свек – Svecofenian megablock, ТСМП – Transscandinavian Igneous Belt, Ц-К – Central Kola block (Kola-Karelian megablock), Ц-Ф – Central Finland massif (Svecofenian megablock)

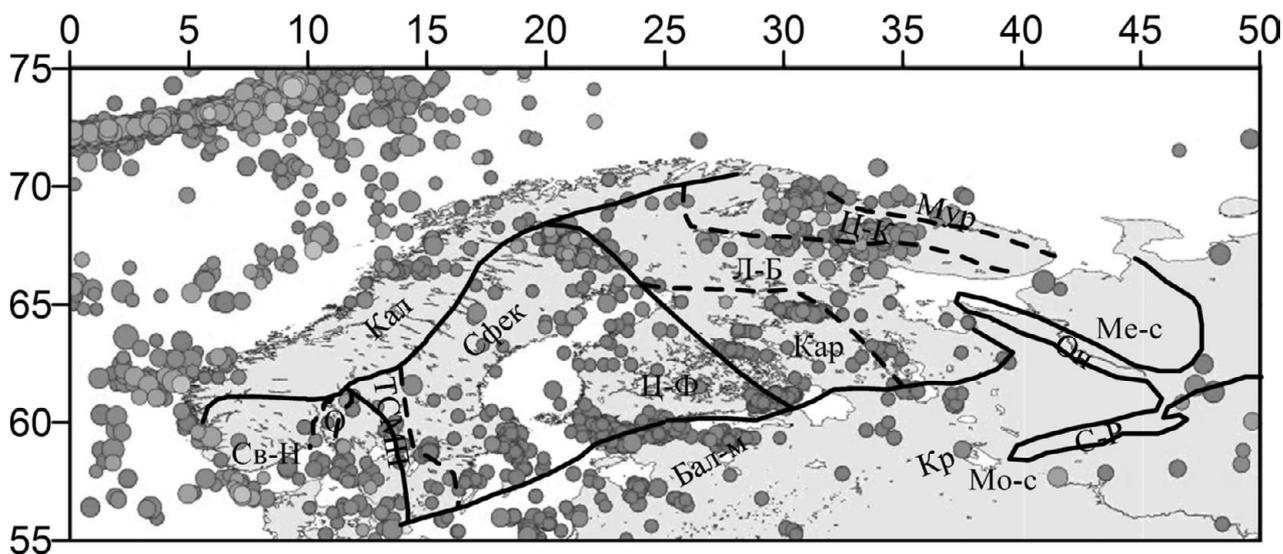


Рис. 2. Землетрясения с магнитудой  $\geq 3$  за период 1964–2017 гг. [International..., 2017]

Fig. 2. Earthquakes with magnitude  $\geq 3$  in 1964–2017 [International..., 2017]

к повышенной сейсмичности. Это прежде всего вопросы, связанные с активизацией мантии, скоростным блоковым строением мантии, проявлением наклонных высокоскоростных слоев и мантийные процессы, связанные с дегазацией Земли.

### Пограничные скоростные мантийные зоны под Фенноскандией

Рассмотрение западных мантийных пограничных зон (между высокоскоростной и низкоскоростной мантией) Восточно-Европейской

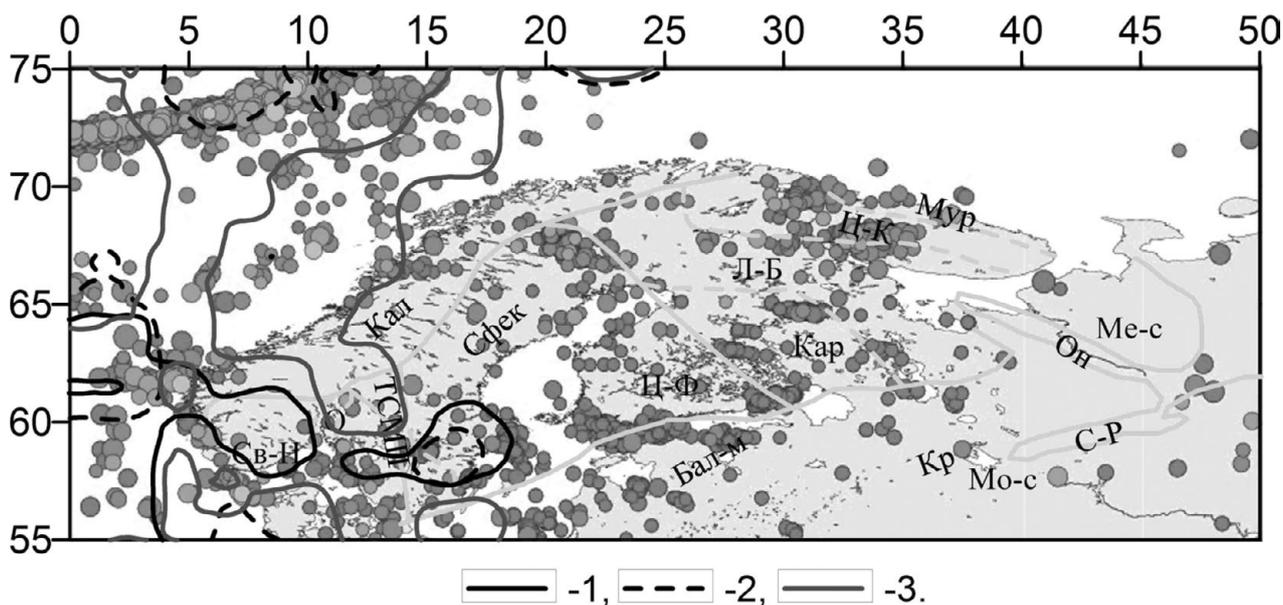


Рис. 3. Динамика распространения мантийных пограничных изолиний и землетрясения с магнитудой  $\geq 3$  (см. рис. 2):

1 – распространение пограничной изолинии на глубине 50 км, 2 – распространение пограничной изолинии на глубине 100 км, 3 – распространение пограничной изолинии на глубине 250 км

Fig. 3. Dynamics of mantle boundary isolines shift and earthquakes with magnitude  $\geq 3$  (see Fig. 2):

1 – shift of the boundary isoline at a depth of 50 km, 2 – shift of the boundary isoline at a depth of 100 km, 3 – shift of the boundary isoline at a depth of 250 km

платформы в пределах верхней мантии и ее переходной зоны [Цветкова и др., 2010] показало, что западные пограничные изолинии формируются к глубине 250 км и четко проявляются на глубинах переходного слоя верхней мантии, отражая распространение скоростных структур мантии под Атлантическим океаном в сторону мантии под ВЕП, начиная от мантии под срединно-океаническим хребтом. Наиболее четко это проявляется в северо-западной части, начиная от мантии под хребтом Книпповича. На рис. 3 и 4 показано распространение пограничных изолиний скорости, соответствующих обобщенной средней скорости (референтной) на данной глубине.

Южная пограничная изолиния показывает распространение высокоскоростных структур южного окружения мантии под Фенноскандией (мантия под ВЕП) на север-северо-восток. Пограничная изолиния огибает с юга Центральное поднятие Северного моря. Через мантию под Северо-Восточной Германской впадиной она выходит в мантию под поднятием Ринг-Кюбинг-Фюн, далее по мантии под грабенем Осло проходит до мантии под западной частью Транскаandinавской магматической зоны, продолжается под ее восточной частью до середины, где поворачивает на восток, огибая с севера массив Свекофенид Свеаленда Свекофенн-

ского мегаблока. Далее распространяется через мантию под Балтийским морем, севернее о. Готланд, и выходит в мантию под Балтийской синеклизой южнее массива Курземе, поворачивает на восток и доходит до Волыно-Оршанского авлакогена (Оршанской впадины). Такое распространение пограничных изолиний показывает активизацию юго-западной и северо-западной частей мантии Фенноскандии. Рассмотрение мантийных пограничных зон ВЕП показало их несоответствие с тектоническими границами [Цветкова и др., 2010].

### Блоковое строение мантии Фенноскандии

Трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией позволила построить блоковую делимость мантии на глубинах до 300 км включительно [Цветкова и др., 2010] (рис. 5). Следует отметить отсутствие противоречий между блоковым строением коры, полученным М. В. Юдахиным [2002], и блоковым строением мантии Фенноскандии. Землетрясения могут ассоциироваться с процессами, связанными с межблоковыми зонами. Сравнение между блоковым строением мантии и расположением эпицентров землетрясений подтверждает приуроченность последних к межблоковым зонам (см. рис. 5). Основные границы делимости

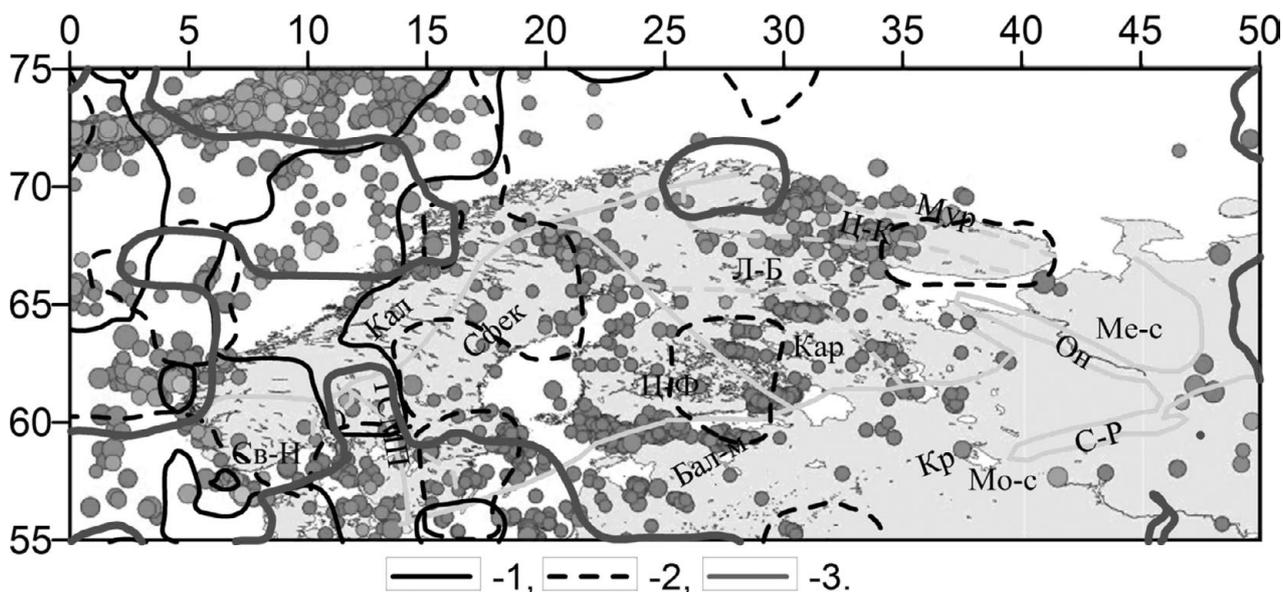


Рис. 4. Динамика распространения мантийных пограничных изолиний и землетрясения с магнитудой  $\geq 3$  (см. рис. 2):

1 – распространение пограничной изолинии на глубине 250 км, 2 – распространение пограничной изолинии на глубине 400 км, 3 – распространение пограничной изолинии на глубине 500 км

Fig. 4. Dynamics of mantle boundary isolines shift and earthquakes with magnitude  $\geq 3$  (see Fig. 2):

1 – shift of the boundary isoline at a depth of 250 km, 2 – shift of the boundary isoline at a depth of 400 km, 3 – shift of the boundary isoline at a depth of 500 km

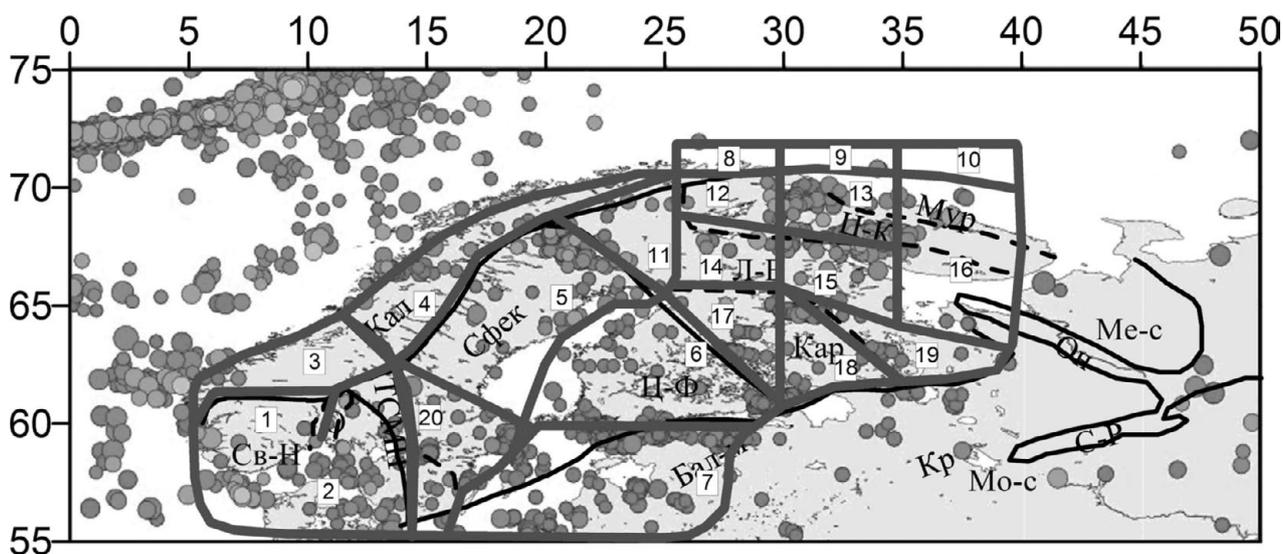


Рис. 5. Блочное строение мантии Фенноскандии [из: Цветкова и др., 2010] и землетрясения с магнитудой  $\geq 3$  (см. рис. 2)

Fig. 5. Block structure of the Fennoscandian mantle [after: Tsvetkova et al., 2010] and earthquakes with magnitude  $\geq 3$  (see Fig. 2)

мантии под Фенноскандией (рис. 5) определены общими скоростными мантийными характеристиками и согласованы как по горизонтальным, так и по вертикальным сечениям. Скоростная блоковость мантии представлена следующими блоками.

1) FScHW, объединяет подблоки 5 + 11, определяется частью мантии под севером

Скандинавских каледонид, основной частью Свекофеннского мегаблока (а именно мантийной областью под южной частью района Норботтен и северной частью геосинклинальной зоны Центрального Норланда), западной частью Лапландско-Беломорского пояса Кольско-Карельского мегаблока, ограниченной с востока Гранулитовым поясом, включающей ман-

тийные области под Лапландским массивом, основной частью района Норботтен.

2) FScHE, объединяет подблоки 9 + 10 + 13 + 15 + 16 + 17 + 18 + 19, соответствует мантии под Кольско-Карельским мегаблоком, исключая центральную часть Лапландско-Беломорского пояса и запад Центрально-Кольского блока. Восточная мантийная скоростная граница блока соответствует разделу между мантией под Фенноскандией и мантийными скоростными структурами основной части ВЕП.

3) FScL, характеризуется более низкими на общем высокоскоростном фоне скоростями. Он делится на три подобласти:

3.1) FScL1 (подблок 7), включает области под Балтийской синеклизой (в пределах от массива Курземе до Гданьской депрессии включительно) с выходом до мантии под линией Тейсейра – Торнквиста в районе Центрального Польского вала;

3.2) FScL2, соответствует объединению подблоков 6 + 8 + 12 + 14 + 17 + 20, включает подобласти FScL21 (мантия под Центральным Финляндским массивом и его окружением) и FScL22, имеющую юго-восток – северо-западное простирание, соответствующее южной части Свекофеннского мегаблока (мантия под южной частью Центральной геосинклинальной зоной Норланда, свекофенидами Свеаленда, районом гранитов Смоланда, Трансскандинавской магматической зоной) с выходом под южной частью Скандинавских каледонид в мантию под Норвежским морем в сторону плато Вёринг;

3.3) FScL3, соответствует объединению подблоков 1 + 2 (мантия под Свеко-Норвежским мегаблоком).

4) FScBN, выделяется как более низкоскоростная южная пограничная структура (мантия под Центральным Польским валом, Львовско-Люблинской депрессией до Волыно-Оршанского авлакогена), формирующаяся под влиянием Карпато-Балканского региона и фанерозойской Европы.

5) Высокоскоростной блок FScHS, является промежуточным между южной пограничной зоной FScBN и низкоскоростной зоной FScL.

Блоки FScBN и FScHS не входят в представленную на рис. 5 область.

Таким образом, по скоростным характеристикам верхней мантии происходит выделение высокоскоростных блоков мантии под Фенноскандией – FScHW, FScHE, FScHS, разделенных между собой более низкоскоростным блоком FScL. Наиболее высокоскоростным на этой глубине является блок FScHE, отвечающий мантии под Кольско-Карельским мегаблоком.

Более низкоскоростная южная пограничная зона FScBN испытывает влияние мантийных скоростных структур как фанерозойской Европы, так и Карпато-Балканского региона.

### **Высокоскоростные наклонные слои**

Особый интерес при рассмотрении вопросов сейсмичности представляют наклонные слои (рис. 6). В работе [Цветкова и др., 2010] наклонные слои были рассмотрены более детально. Обращает на себя внимание выделение двух типов наклонных слоев: 1) распространение в литосфере на глубинах 50–250 км более высокоскоростных слоев в менее высокоскоростные, а не только в низкоскоростные; 2) наклонные слои, проходящие через верхнюю мантию и ее переходную зону.

Высокоскоростные наклонные слои (рис. 6) выделяют области под Дальсландской, западной частью Свекофеннской и Кольско-Лапландско-Беломорской провинциями. Раздел Кольско-Лапландско-Беломорской провинции на восточную и западную части связывается с окончанием наклонных слоев, распространяющихся с запада на восток.

Наклонные высокоскоростные слои подчеркивают выделенные, как активизированные, пограничные северо-западную и юго-западную части исследуемой области. В то же время юго-западная область включает наклонные слои, распространяющиеся как с востока на запад, так и с запада на восток. Раздел на западную и восточную части определяется Трансскандинавской магматической зоной. Наклонные высокоскоростные слои, распространяющиеся с севера на юг, относятся в основном к Дальсландской провинции.

### **Сверхглубинные мантийные флюиды**

Отметим, что как плюмовые процессы, так и сверхглубинные мантийные флюиды соотносятся с процессами дегазации Земли. В работе [Цветкова и др., 2015б] была рассмотрена сейсмическая визуализация проявления плюмов и сверхглубинных флюидных процессов рассматриваемого региона. Их расположение показано на рис. 7. Обращает на себя внимание приуроченность скоплений землетрясений к областям флюидных доменов (области растекания плюмов). Напомним, что в мантии под Фенноскандией выделяются скоростные области, основной особенностью которых является распространение низкоскоростного субвертикального слоя из средней мантии через зону раздела-1 [по: Пуцаровский, Пуцаровский,

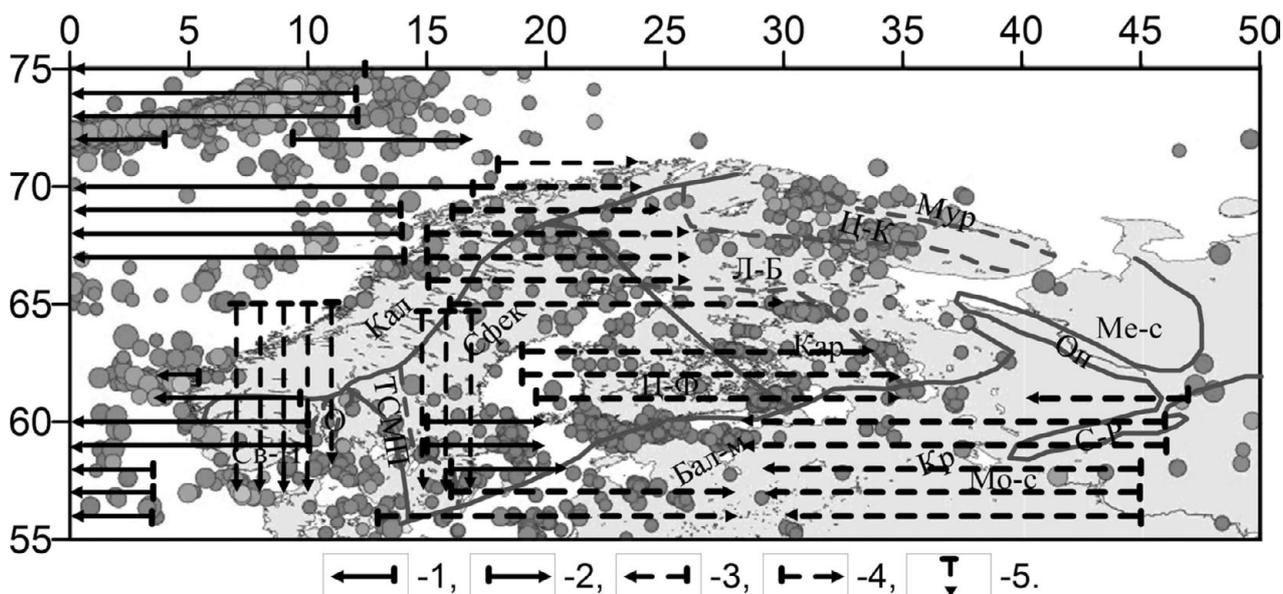


Рис. 6. Наклонные верхнемантийные слои исследуемой территории и землетрясения с магнитудой  $\geq 3$  (см. рис. 2):

1 – распространение в западном направлении высокоскоростного слоя (указана проекция на дневную поверхность начала и конца погружения), 2 – распространение в восточном направлении высокоскоростного слоя (указана проекция на дневную поверхность начала и конца погружения), 3 – распространение в западном направлении в высокоскоростной верхней мантии более высокоскоростного слоя (указана проекция на дневную поверхность начала и конца погружения), 4 – распространение в восточном направлении в высокоскоростной верхней мантии более высокоскоростного слоя (указана проекция на дневную поверхность начала и конца погружения), 5 – распространение в южном направлении в высокоскоростной верхней мантии более высокоскоростного слоя (указана проекция на дневную поверхность начала и конца погружения)

Fig. 6. Inclined upper mantle layers of the studied area and earthquakes with magnitude  $\geq 3$  (see Fig. 2):

1 – westward shift of the high-velocity layer (the projection of the start and end of the plunge on the daylight surface is shown), 2 – eastward shift of the high-velocity layer (the projection of the start and end of the plunge on the daylight surface is shown), 3 – westward shift of a higher velocity layer in the high-velocity upper mantle (the projection of the start and end of the plunge on the daylight surface is shown), 4 – eastward shift of a higher velocity layer in the high-velocity upper mantle (the projection of the start and end of the plunge on the daylight surface is shown), 5 – southward shift of a higher velocity layer in the high-velocity upper mantle (the projection of the start and end of the plunge on the daylight surface is shown)

2010] в переходную зону верхней мантии и, как следствие этого, специфика скоростной слоистости верхней мантии и переходной зоны верхней мантии. Выходы пониженных скоростей из нижней, средней мантии в верхнюю, возможно вплоть до коры включительно, с последующим их «растеканием» будем называть доменами (ФД) [Цветкова и др., 2015б]. Представления по долготным и широтным сечениям показывают, что землетрясения, относящиеся к Хибинскому скоплению землетрясений, относятся к западной области растекания Беломорского плюма, а именно к области, объединяющей часть Лапландского массива, где выделяется сверхглубинный флюид, и западное окончание Беломорского плюма. Указанные области занимают большую часть территории Фенноскандинавского щита, включая Прибалтийский мантийный блок. Входящие в основную часть области Беломорского, Варангер и Шеллефтео затухающих либо затухших плюмов не отвечают непосредственному проявлению

землетрясений (рис. 7). В областях растекания перечисленных плюмов четко выделяются сверхглубинные флюидные процессы, проявляющиеся как субвертикальные колонки чередования повышенных и пониженных скоростей. Таким областям соответствуют скопления землетрясений (рис. 7). Мы не рассматриваем Вольно-Оршанский флюидный домен, влияние которого может захватывать южную пограничную часть мантии. Области проявления сверхглубинных флюидов следующие: грабен Осло, сверхглубинные флюиды Центрально-Финляндского массива, Балтийская моноклираль, Ладожская структура, Карельский массив, Онежский массив, Кандалакшский массив, Хибинский плутон, Варангер-фьорд, массив Норботтен и т. д. (рис. 8).

Присутствие в мантии под рассматриваемым регионом относительно значительного количества сверхглубинных флюидных процессов позволяет ожидать наличие флюидов в коре и активизацию сейсмических процессов как

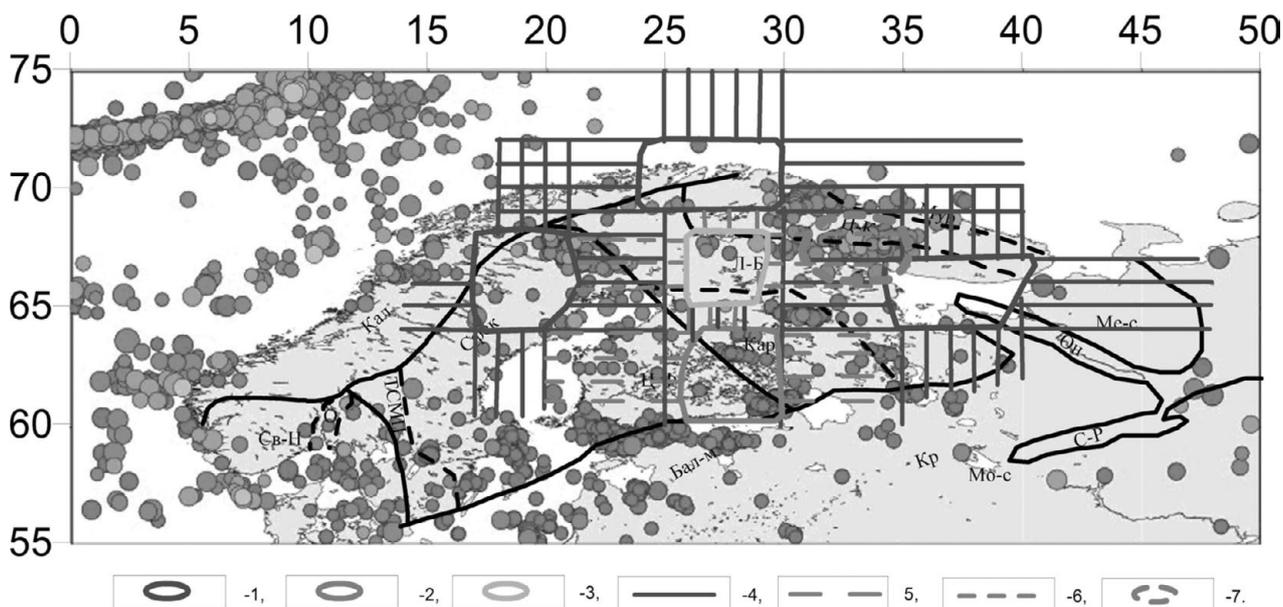


Рис. 7. Области растекания мантийных доменов:

1 – Беломорский, Варангер, Шеллефтео, 2 – Костомукша, 3 – Лапландский верхнемантийный домен, 4 – направления растекания со стороны доменов Беломорского, Варангер и Шеллефтео, 5 – направления растекания со стороны Костомукши, 6 – направления растекания со стороны Лапландского верхнемантийного домена, 7 – предполагаемый рельеф Карело-Кольской щелочной провинции [Богатиков и др., 2010]

Fig. 7. Areas of mantle domains spreading:

1 – White Sea, Varanger, Shellefteo, 2 – Kostomuksha, 3 – Lapland upper mantle domain, 4 – directions of spreading from White Sea, Varanger, Shellefteo domains, 5 – directions of spreading from Kostomuksha, 6 – directions of spreading from the Lapland upper mantle domain, 7 – estimated relief of the Karelia-Kola alkaline province [Bogatikov et al., 2010]

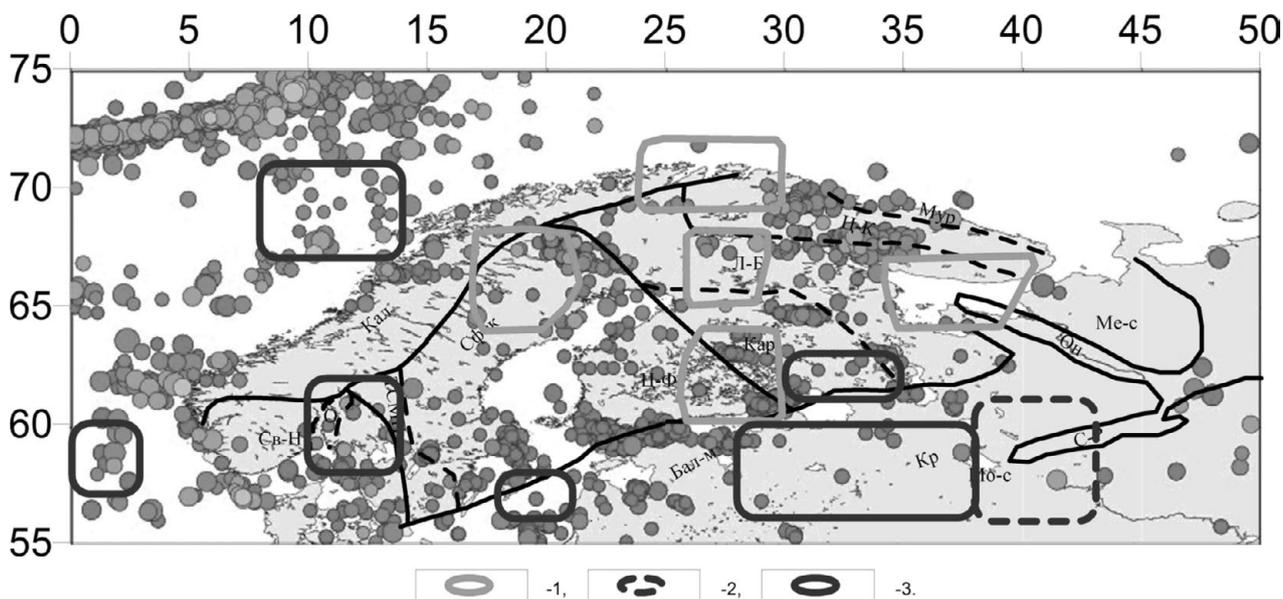


Рис. 8. Центральные части мантийных доменов и сверхглубинные флюиды исследуемой территории:

1 – флюидные домены Беломорский, Варангер, Шеллефтео, Лапландский верхнемантийный домен, Костомукша (см. рис. 7), 2 – центральная часть Московского флюидного домена, 3 – сверхглубинные флюиды

Fig. 8. Central parts of mantle domains and extra-deep fluids of the studied area:

1 – White Sea, Varanger, Shellefteo fluid domains, Lapland upper mantle domain, Kostomuksha (see Fig. 7), 2 – central part of the Moscow fluid domain, 3 – extra-deep fluids

следствие этого. В работе [Шаров, Свириденко, 2017] и др. приведены известные для Фен-

носкандии флюиды:  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ . Области, обладающие в совокупности указанными свой-

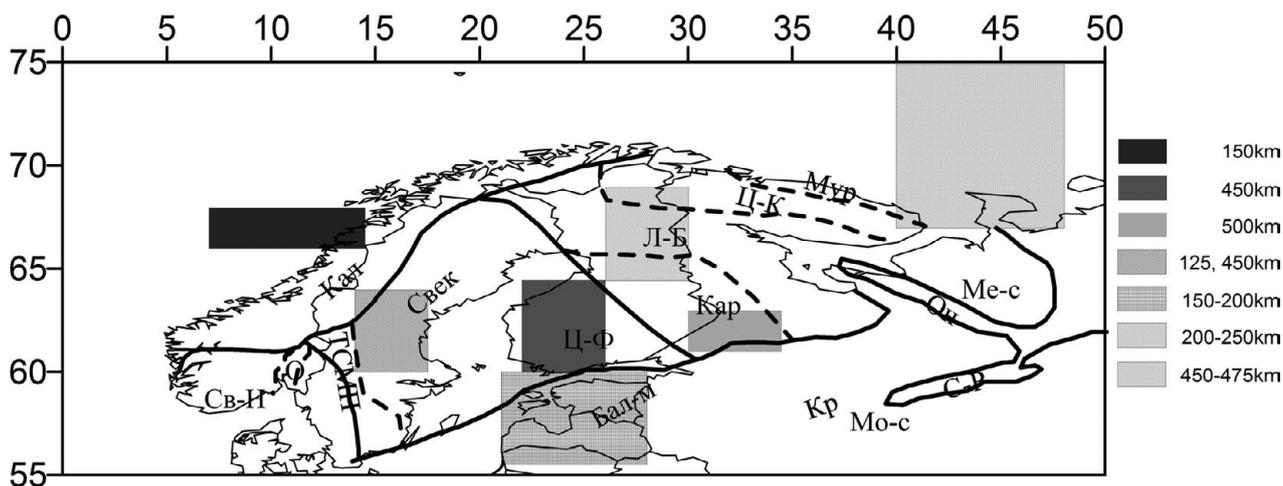


Рис. 9. Возможные волноводы в мантии под Фенноскандией [из: Цветкова, Бугаенко, 2016]

Fig. 9. Possible low-velocity interbedded layers in the mantle under Fennoscandia after: [Tsvetkova, Bugaenko, 2016]

ствами (а именно: присутствие флюидов, выделенные волноводы, как в коре [Шаров, 1993], так и в мантии [Цветкова, Бугаенко, 2016], выделенные области повышенной электропроводности [Burakhovich et al., 2015]), характеризуются повышенной сейсмичностью [Калинин и др., 1989; Гуфельд, 2007; Родкин и др., 2009].

В работах [Шаров, 1993; Шаров, Свириденко, 2017] проведен анализ скоростного строения коры Фенноскандинавского щита по данным выполненных ГСЗ, ОГТ, КМПВ и т. д., который показал присутствие коровых волноводов на глубинах 7–18 км. В работе [Юдахин, 2002] при анализе сейсмичности обращалось внимание на выделение волноводов в коре Балтийского (Фенноскандинавского) щита. Анализ скоростного строения мантии под исследуемой областью [Цветкова, Бугаенко, 2016] позволил выделить возможные волноводы (рис. 9). Последние выделяются согласно полученной трехмерной Р-скоростной модели скорости для мантии под Евразией и ее окружением как следствие уменьшения конечно-разностного градиента скорости от значений  $\leq 0,015$  км/сек. Отсюда следует приуроченность выделенных возможных мантийных волноводов к местам проявления сверхглубинных флюидов, что соответствует представлению сверхглубинных мантийных флюидов как чередования областей повышенных и пониженных скоростей. Обратим внимание на то, что в работе [Burakhovich et al., 2015] представлены коровые области территории ВЕП, которым соответствует высокая электропроводность. Тогда областям проявления скопления землетрясений соответствуют сверхглубинные флюидные процессы, волноводы, как коровые, так и мантийные, высокая электропроводность. Сверхглубинным

флюидным процессам соответствуют процессы сжатия-растяжения [Летников, 1999], приводящие к твердотельным преобразованиям при распространении флюидов вверх [Родкин и др., 2009]. Особо необходимо отметить роль волноводов. Согласно [Павленкова, Павленкова, 2014], волноводы соответствуют накоплению как флюидов, так и энергии, передающейся с флюидами. В соответствии с полученной трехмерной Р-скоростной моделью, выделенными согласно ей сверхглубинными флюидами, значительная часть землетрясений, наблюдаемых на рассматриваемой территории, имеют флюидный генезис. Рассмотрим более детально землетрясения Хибинского плутона.

### Землетрясения Хибин

Хибинский плутон относится к Кольско-Карельскому мегаблоку. Мантия под Хибинским плутоном, (67–68°) с. ш. × (33–34°) в. д., относится к западной зоне растекания Беломорского плюма [Цветкова и др., 2015б]. Область скопления землетрясений несколько шире и соответствует западной области растекания Беломорского плюма и включает непосредственно область Хибинского плутона и ее окружение, (67–68°) с. ш. × (30–35°) в. д. В промежутке 2010–2017 гг. здесь произошло 67 событий, все коровые. Максимальная магнитуда составила 4,0–4,5 и относится к событиям 21 октября 2010 г., 67.5702° с. ш. × 33.7890° в. д.,  $M_g = 4,0$ , и 3 июня 2011 г., 67.6560° с. ш. × 33.7370° в. д.,  $M_g = 4,5$ . Последнее землетрясение произошло 9.03.2018 г. Магнитуда определена как 3,3. Как правило, землетрясения Хибин считаются техногенными. Рассмотрим более детально скоростное строение мантии

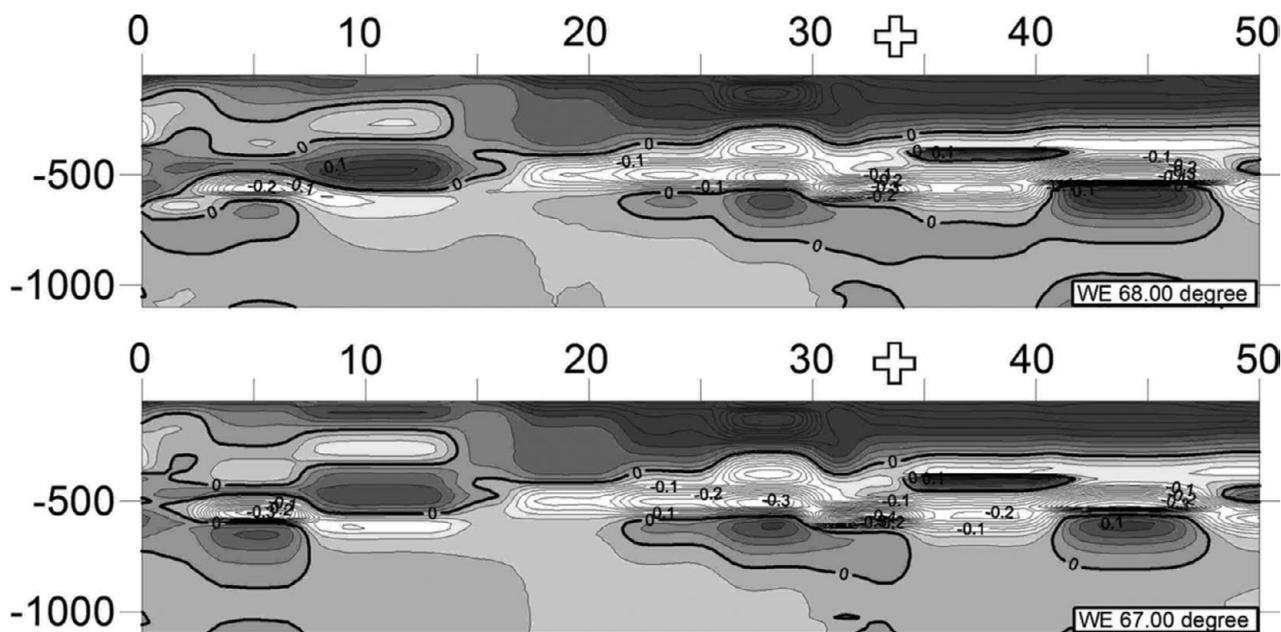


Рис. 10. Широтные сечения 67 и 68° с. ш. до глубины 1100 км трехмерной P-скоростной модели мантии. Здесь и на рис. 11 область Хибин отмечена знаком плюс

Fig. 10. Latitudinal sections at 67 and 68° n. l. up to a depth of 1100 km of the three-dimensional P-velocity model of the mantle. Here and in Fig. 11 the area of the Khibiny Massif is marked with a plus sign

рассматриваемого региона. События определяются в контактной мантийной области между Лапландским сверхглубинным флюидом и Беломорским плюмом (рис. 8, 9). Лапландский сверхглубинный флюид также относится к южному растеканию Варангер-плюма и западному растеканию Беломорского плюма (рис. 10, 11). В работе [Цветкова и др., 2015б] детально представлены скоростные характеристики Беломорского плюма и Варангер-плюма, областей их растекания. Обращает на себя внимание субвертикальная скоростная колонка Лапландского сверхглубинного флюида (чередование областей с повышенными и пониженными скоростями). Как отмечалось выше, согласно [Павленкова, 2001; Гуфельд, 2007] такое представление соответствует флюидному процессу. При этом мы не оговариваем тип флюида (газовый или водный). В работе [Шаров, Свириденко, 2017] и других подтверждается присутствие флюидов в коре рассматриваемой нами области. Трехмерная P-скоростная модель мантии под Фенноскандией позволила получить области возможных волноводов (рис. 9).

Полученное представление показывает классическое присутствие волновода в коре, относящееся к границе литосфера-астеносфера [Шаров, 1993; Цветкова, Бугаенко, 2016] и подтвержденное повышенным геоэлектрическим сопротивлением в указанной области [Астапенко, 2010; Burakhovich et al., 2015].

На рис. 10 и 11 представлены соответственно широтные и долготные сечения, при этом область скопления землетрясений определяется как (67–68°) с. ш. × (30–35°) в. д. (рис. 2). Представления по долготным и широтным сечениям показывают, что землетрясения, относящиеся к Хибинскому скоплению землетрясений, приурочены к западной области растекания Беломорского плюма, а именно к объединяющей части Лапландского массива, где выделяется сверхглубинный флюид, и западное окончание центральной части Беломорского плюма.

Широтные и долготные сечения показывают визуализацию возможного проявления сверхглубинного флюидного и плюмового процессов, с которыми связана возможная передача флюидов от мантии к коре. Глубины залегания сейсмических границ в пределах верхней мантии и переходной зоны, соответствующих этому процессу, следующие [Цветкова, Бугаенко, 2016]:

- 1) Затухший Беломорский плюм: 50, 200, 400, 450 и 625 км;
- 2) Лапландский сверхглубинный флюид: 50, 100, 200, 250, 425, 450 и 575 км.

Для Лапландского сверхглубинного флюида интервал 200–250 км соответствует возможному волноводу. По сравнению с мантией Лапландского сверхглубинного флюида мантия затухшего Беломорского плюма менее расслоена. В то же время граница залегания подошвы переходной зоны как в первом, так и во втором

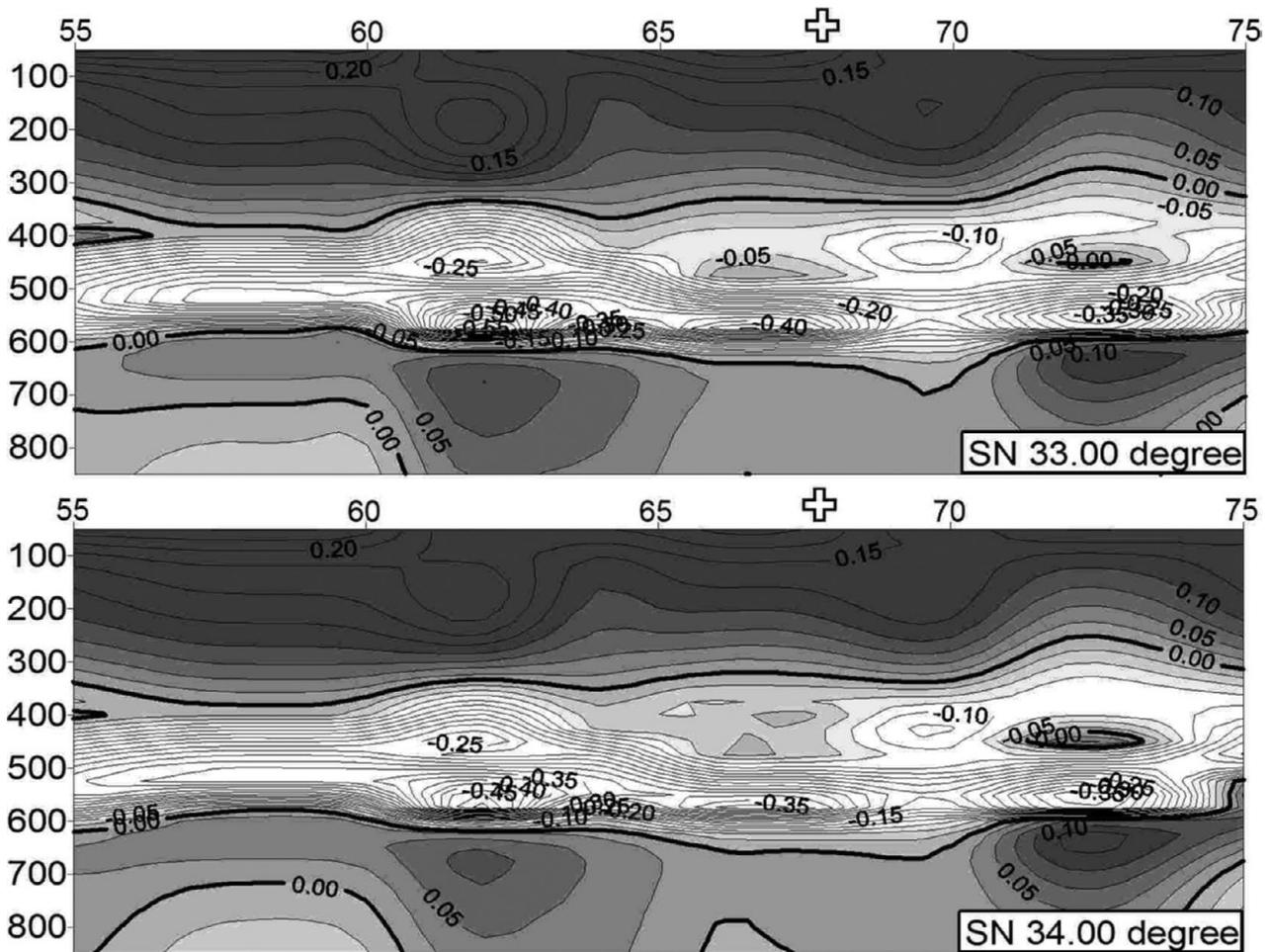


Рис. 11. Долготные сечения 33 и 34° в. д. до глубины 850 км трехмерной Р-скоростной модели мантии

Fig. 11. Longitudinal sections at 33 and 34° e. l. up to a depth of 850 km of the three-dimensional P-velocity model of the mantle

случае  $\leq 650$  км, что дает основание представлять флюидный поток. В первом случае – 625 км, во втором – 575 км.

Как отмечалось выше, сейсмичность среды может быть определена присутствием флюидов, волноводов и повышенным геоэлектрическим сопротивлением. Согласно [Родкин, Рундквист, 2017], с увеличением глубин землетрясений от поверхности до 70 км тенденция развития очага вверх становится все сильнее. В диапазонах глубин 0–15, 15–40 и 40–70 км с ростом глубины все более важной становится роль высоконапорных флюидов. А в диапазонах еще больших глубин – 70–250, 250–450 и 450–700 км – роль высоконапорного флюида постепенно ослабевает.

Сопоставление областей скопления землетрясений на Фенноскандинавском щите и его окружении с локализацией сверхглубинных флюидных процессов, выделенных возможных волноводов как в коре, так и в мантии, проявления областей повышенного геоэлектрическо-

го сопротивления показывает, что основными причинами землетрясений Фенноскандии являются процесс дегазации Земли и связанные с ним сверхглубинные флюидные процессы, наклонные слои.

### Выводы

Анализ трехмерной Р-скоростной модели мантии под Фенноскандинавским щитом и его окружением показал связь землетрясений со скоростной моделью мантии. Она проявляется в следующем:

- 1) в приуроченности скоплений землетрясений к межблоковым разделам при блоковом скоростном мантийном строении щита;
- 2) в наклонных слоях, распространяющихся на северо-западе Кольско-Лапландско-Беломорской провинции, в южной части Дальсландской провинции;
- 3) в процессах дегазации Земли, проявляющихся в плюмовых процессах и в сверхглу-

бинных флюидных процессах. Учитывая затухание выделенных плюмов (Беломорский, Варангер, Шеллефтео), следует отметить, что для данных областей землетрясения уже отсутствуют. Локализация скопления землетрясений соответствует проявлению сверхглубинных флюидных процессов.

## Литература

Аптикаев С. Ф., Мирмович Э. Г., Рузайкин А. И. Реальная сейсмическая активность Восточно-Европейской платформы как основа ее прогнозирования // Научные и образовательные проблемы гражданской защиты. 2012. № 2. С. 12–21.

Астапенко В. Н. Зоны повышенной электропроводимости верхней мантии Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. 2010. Т. 54, № 5. С. 100–104.

Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм. Тектоника. Геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 607 с.

Гуфельд И. Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: ЦНИИМаш, 2007. 152 с.

Калинин В. А., Родкин М. В., Томашевская Т. С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989. 144 с.

Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной среды и проблемы рудообразования. Смирновский сборник. М.: МГУ, 1999. С. 63–95.

Павленкова Н. И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Вестник ОГГГН РАН. 2001. № 4(19). 18 с.

Павленкова Н. И., Павленкова Г. А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: Геокарт. Геос, 2014. 192 с.

Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геология мантии Земли. М.: Геос, 2010. 138 с.

Родкин М. В., Никитин А. Н., Васин Р. Н. Сейсмо-тектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. М.: Геос, 2009. 198 с.

Родкин М. В., Рундквист Д. В. Геофлюидогеодинамика, приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Интеллект, 2017. 287 с.

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

Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией – 1 // Геофиз. журн. 2009. Т. 31, № 1. С. 53–72.

Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией – 2 // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 1. С. 60–77.

Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Фенноскандии. Saarbrücken (Deutschland): LAP LAMBERT Academic Publ., 2015a. 138 с.

Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Структура низкоскоростных областей в мантии Северной Европы // Труды КарНЦ РАН. 2015б. № 7. С. 106–126. doi: 10.17076/geo157

Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Структура скоростной этажности мантии под Фенноскандией по данным сейсмотомографии // Геофиз. журн. 2016. Т. 38, № 1. С. 57–77.

Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 141 с.

Шаров Н. В. Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 168 с.

Шаров Н. В., Свириденко Л. П. Эволюция литосферы Фенноскандинавского щита в докембрии // Геофиз. журн. 2017. Т. 39, № 5. С. 47–62.

Юдахин Ф. Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3–23.

Burakhovich T. K., Kushnir A. N., Tsvetkova T. O. Recent research of geophysical parameters of the lithosphere of the East-European platform // Геодинамика. 2015. № 2(15). С. 112–114.

International Seismological Centre [Электронный ресурс]. 2017. URL: <http://www.isc.ac.uk> (дата обращения: 28.12.2017).

Shchipansky A., Bogdanova S. V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets aulocogen // Tectonophysics. 1996. No. 268. P. 109–125.

Поступила в редакцию 07.05.2018

## References

Aptikaev S. F., Mirmovich E. G., Ruzaiкин A. I. Real'naya seismicheskaya aktivnost' Vostochno-Europeiskoi platformy kak osnova ee prognozirovaniya [Real seismic activity of the East European Platform as a base of its forecasting]. *Nauch. i obrazovat. probl. grazhdanskoj zashchity* [Scientific and educational problems of civil protection]. 2012. No. 2. P. 12–21.

Astapenko V. N. Zony povyshennoi elektroprovodimosti verkhnei mantii Vostochno-Europeiskoi platformy [Zones of excessive electrical conductivity of the upper

mantle of the East European Platform]. *Dokl. NAN Belarusi* [Proceed. National Acad. of Sci. of Belarus]. 2010. Vol. 54, no. 5. P. 100–104.

Bogatikov O. A., Kovalenko V. I., Sharkov E. V. Magmatizm. Tektonika. Geodinamika Zemli [Magmatism. Tectonics. Geodynamics of the Earth]. Moscow: Nauka, 2010. 607 p.

Gufel'd I. L. Seismicheskii protsess. Fiziko-khimicheskie aspekty [Seismic process. Physical and chemical aspects]. Korolev: TsNIIMash, 2007. 152 p.

Kalinin V. A., Rodkin M. V., Tomashevskaya T. S. Geodinamicheskie efekty fiziko-khimicheskikh prevrashchenii v tverdoi srede [Geodynamical effects of physico-chemical transformations in the solid medium]. Moscow: Nauka, 1989. 144 p.

Khain V. E. Tektonika kontinentov i okeanov [Tectonics of continents and oceans]. Moscow: Nauchnyi mir, 2001. 604 p.

Letnikov F. A. Flyuidnye fatsii kontinental'noi sredy i problemy rudoobrazovaniya. Smirnovskii sbornik [Fluid facies of the continental medium and problems of ore formation. Smirnov collection]. Moscow: MGU, 1999. P. 63–95.

Pavlenkova N. I. Struktura zemnoi kory i verkhnei mantii i mekhanizm dvizheniya glubinnogo veshchestva [The structure of the Earth's crust and upper mantle and the mechanism of deep-laid matter movement]. Vestnik OGGGN RAN [Vestnik of the Dep. of Geol., Geophysics, Geochem., and Mining Sci. RAS]. 2001. No. 4(19). 18 p.

Pavlenkova N. I., Pavlenkova G. A. Stroenie zemnoi kory i verkhnei mantii Severnoi Evrazii po dannym seismicheskogo profilirovaniya s yadernymi vzryvami [The structure of the Earth's crust and upper mantle of Northern Eurasia according to nuclear-explosion seismic profiling]. Moscow: Geos, 2014. 192 p.

Pushcharovskii Yu. M., Pushcharovskii D. Yu. Geologiya mantii Zemli [Geology of the Earth's mantle]. Moscow: Geos, 2010. 138 p.

Rodkin M. V., Nikitin A. N., Vasin R. N. Seismotektonicheskie efekty tverdofaznykh prevrashchenii v geomaterialakh [Seismotectonic effects of solid-phase transformations in geomaterials]. Moscow: Geos, 2009. 198 p.

Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N. Seismotomografiya Vostochno-Evropeiskoi platformy: trekhmernaya R-skorostnaya model' mantii pod Fennoskandiei – 1 [Seismic tomography of the East-European Platform: the three-dimensional P-velocity model of the mantle under Fennoscandia – 1]. Geofiz. zhurn. [Geophysical J.]. 2009. Vol. 31, no. 1. P. 53–72.

Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N. Seismotomografiya Vostochno-Evropeiskoi platformy: trekhmernaya R-skorostnaya model' mantii pod Fennoskandiei – 2 [Seismic tomography of the East-European Platform: the three-dimensional P-velocity model of the mantle under Fennoscandia – II]. Geofiz. zhurn. [Geophysical J.]. 2010. Vol. 32, no. 1. P. 60–77.

Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N. Trekhmernaya R-skorostnaya model' mantii Fennoskandii [Three-dimensional P-velocity model of the mantle under Fennoscandia]. Saarbrücken (Deutschland): LAP LAMBERT Academic Publ., 2015a. 138 p.

Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N. Struktura nizkoskorostnykh oblastei v mantii Severnoi Evropy [The structure of low-velocity zones in the mantle of Northern Europe]. Trudy KarNTs RAN [Trans. KarRC RAS]. 2015b. No. 7. P. 106–126. doi: 10.17076/geo157

Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V. Struktura skorostnoi etazhnosti mantii pod Fennoskandiei po dannym seismotomografii [The structure of velocity mantle number of horizons under Fennoscandia according to seismic tomography data]. Geofiz. zhurn. [Geophysical J.]. 2016. Vol. 38, no. 1. P. 57–77.

Sharov N. V. Litosfera Baltiiskogo shchita po seismicheskim dannym [Lithosphere of the Baltic Shield according to seismic data]. Apatity: KSC RAS, 1993. 141 p.

Sharov N. V. Litosfera Severnoi Evropy po seismicheskim dannym [Lithosphere of Northern Europe according to seismic data]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017. 168 p.

Sharov N. V., Sviridenko L. P. Evolyutsiya litosfery Fennoskandinavskogo shchita v dokembrii [Evolution of the Fennoscandian Shield lithosphere in the Precambrian]. Geofiz. zhurn. [Geophysical J.]. 2017. Vol. 39, no. 5. P. 47–62.

Yudakhin F. N. Geodinamicheskie protsessy v zemnoi kore i seismichnost' kontinental'noi chasti Evropeiskogo Severa [Geodynamical processes in the Earth's crust and seismicity of the continental part of the European North]. Litosfera [Lithosphere]. 2002. No. 2. P. 3–23.

Burakhovich T. K., Kushnir A. N., Tsvetkova T. O. Recent research of geophysical parameters of the lithosphere of the East-European Platform. Geodinamika [Geodynamics]. 2015. No. 2(15). P. 112–114.

International Seismological Centre. 2017. URL: <http://www.isc.ac.uk> (accessed: 28.12.2017).

Shchipansky A., Bogdanova S. V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets aulocogen. Tectonophysics. 1996. No. 268. P. 109–125.

Received May 07, 2018

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Цветкова Татьяна Алексеевна

ведущий научный сотрудник отдела сейсмической безопасности  
Институт геофизики Национальной академии наук Украины  
пр. Палладина, 32, Киев, Украина, 03680  
эл. почта: tsvetas@ukr.net

### Бугаенко Игорь Валентинович

научный сотрудник отдела сейсмической безопасности  
Институт геофизики Национальной академии наук Украины  
пр. Палладина, 32, Киев, Украина, 03680  
эл. почта: igor\_bugaenko@ukr.net

## CONTRIBUTORS:

### Tsvetkova, Tatyana

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine  
32 Palladin Av., 03142 Kiev, Ukraine  
e-mail: tsvetas@ukr.net

### Bugaenko, Igor

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine  
32 Palladin Av., 03142 Kiev, Ukraine  
e-mail: igor\_bugaenko@ukr.net

**Заец Лариса Николаевна**

старший научный сотрудник отдела сейсмической безопасности

Институт геофизики Национальной академии наук Украины  
пр. Палладина, 32, Киев, Украина, 03680

эл. почта: larysa\_zaiets@ukr.net

**Zaets, Larisa**

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine

32 Palladin Av., 03142 Kiev, Ukraine

e-mail: larysa\_zaiets@ukr.net

УДК 550.4.02, 632.15

## **МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ АБИОГЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛИЯ)**

**С. Ю. Чаженгина, В. С. Рожкова, И. В. Кочнева**

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия*

Представлены результаты изучения влияния процессов химического выветривания на углеродистое вещество шунгитовых пород (шунгит) в двух экспериментальных системах, моделирующих процессы выщелачивания в воде и растворе кислот. Изменение состава, структурных характеристик и свойств поверхности шунгитов в процессе модельных экспериментов было исследовано методами масс-спектрометрии в сочетании с лазерной абляцией (LA-ICP-MS), рамановской спектроскопии и лазерной сканирующей микроскопии. В результате модельных экспериментов установлены изменения микроэлементного состава шунгитов, которые соответствуют процессам выщелачивания в кислых окислительных условиях. Выявлено уменьшение общего содержания РЗЭ, сопровождающееся увеличением доли тяжелых РЗЭ, в продуктах преобразования шунгитов в воде и растворе кислот, а также появление более выраженной отрицательной европиевой аномалии. По данным рамановской спектроскопии установлено уменьшение степени межслоевой упорядоченности шунгитов, выдержанных в воде и растворе кислот, по сравнению с исходными шунгитами. В процессе модельных экспериментов наблюдалось уменьшение шероховатости поверхности шунгитов. Шунгиты с более высокой степенью упорядоченности характеризуются большей устойчивостью в процессах выщелачивания.

**Ключевые слова:** углеродистое вещество; шунгитовые породы; выветривание; выщелачивание; модельные эксперименты.

### **S. Yu. Chzhengina, V. S. Rozhkova, I. V. Kochneva. MODELING THE CHEMICAL WEATHERING EFFECT ON THE SHUNGITE CARBON FROM PALEOPROTEROZOIC SHUNGITE ROCKS OF THE ONEGA STRUCTURE (KARELIA)**

The paper presents the results of modeling the weathering effect on the carbonaceous material of shungite rocks (shungites) in two experimental systems modeling the processes of leaching in water and acid solution. The evolution of the composition, structural characteristics and surface properties were analyzed by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS), Raman spectroscopy and laser microscopy methods. The changes in the trace element and REE content of the shungites in the model experiments correspond to the leaching in an acidic oxidizing environment. We observed a decrease in REE content accompanied by an increase in the share of heavy

REE, as well as a more explicit Eu negative anomaly for the shungites that have been modified in water and acid solution. The data reveal a reduction of the interlayer ordering and surface roughness of shungites during the leaching experiments. Shungites with a relatively high structural ordering are characterized by higher resistance to leaching.

**Key words:** carbonaceous material; shungite; weathering; leaching; modeling experiments.

---

## Введение

Выветривание углеродсодержащих пород является одним из основных процессов геохимического цикла углерода и кислорода [Добровольский, 2003], определяющих концентрацию углекислого газа и кислорода в атмосфере на протяжении геологического времени. Помимо этого, углеродсодержащие породы являются одним из наиболее эффективных геохимических барьеров осаждения металлов [Юдович, Кетрис, 1988], которые в процессе выветривания могут быть источником поступления потенциально токсичных веществ в окружающую среду, мигрировать или накапливаться во вторичных продуктах выветривания.

Изучение процессов выветривания углеродсодержащих пород основывается прежде всего на изменениях их химического или минерального состава и некоторых физико-химических свойств. Установлено [Littke et al., 1991; Wildman et al., 2004; Berlendis et al., 2014; Petsch, 2014], что в процессе окисления на поверхности происходит в первую очередь разрушение сульфидов, которое сопровождается увеличением пористости породы и образованием серной кислоты [Dalai et al., 2002; Tuttle et al., 2009; Рожкова и др., 2012]. Эти процессы способствуют разрушению углеродистого вещества (УВ) и минеральной составляющей углеродсодержащих пород. Исследования изменения состава УВ в процессе выветривания малочисленны и в основном касаются керогенов и битумов, то есть УВ с высоким индексом Н/С и наименее устойчивых к окислению [Littke et al., 1991; Peucker-Ehrenbrink, Hannigan, 2000].

Шунгитовые породы (ШП) образуют группу углеродсодержащих вулканогенно-осадочных докембрийских пород Карелии, широко представленных в Онежской структуре [Онежская..., 2011], с содержанием от 1 до 99 % УВ (здесь и далее – шунгита). Шунгит представляет собой неграфитизируемое неупорядоченное УВ с глобулярной фуллереноподобной надмолекулярной структурой и с низким индексом Н/С [Kovalevski et al., 2001] и, следовательно, явля-

ется устойчивым к выветриванию в ряду различных типов УВ.

Шунгитовые породы характеризуются повышенным содержанием ряда токсичных и потенциально токсичных элементов [Органическое..., 1994]. Исследования экологических последствий разработки месторождений ШП [Бородулина, Мазухина, 2005; Федорец и др., 2005; Чаженгина, Рожкова, 2015] показали, что ШП, разрушаясь на поверхности под действием физико-химических и биогенных факторов, являются источником поступления тяжелых металлов в почву и природные воды. Однако механизмы преобразования именно углеродистого вещества шунгитовых пород остаются до сих пор невыясненными, хотя их понимание в значительной степени может способствовать прогнозированию экологической опасности, возникающей при разработке и добыче ШП. В природных условиях в процессе выветривания преобразование УВ происходит под действием различных биогенных и абиогенных факторов.

Один из важнейших факторов абиогенного выветривания – природные воды, на контакте которых с шунгитовыми породами в приповерхностных условиях образуются подкисленные растворы. Основными анионами этих растворов являются сульфаты, хлориды и нитраты [Рожкова и др., 2012]. Задачей данной работы было изучение влияния процессов химического выветривания (выщелачивания) на изменение состава, структурных характеристик и свойств поверхности шунгитов. Для этого исследованы две экспериментальные системы, моделирующие процессы выщелачивания в воде и растворе кислот, состав которых соответствует составу растворов, образующихся на контакте шунгитовых пород с водой. Для изучения изменения различных характеристик шунгитов в процессе модельных экспериментов применялся комплексный подход, основанный на использовании методов масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в сочетании с лазерной абляцией (LA-ICP-MS), рамановской спектроскопии и лазерной сканирующей микроскопии.

## Материалы и методы

Для исследования изменения состава и преобразований поверхности углеродсодержащих шунгитовых пород в процессе выветривания были проведены эксперименты, моделирующие воздействие абиогенных факторов выветривания, в частности воздействия поверхностных вод. В работе представлены результаты изучения углеродистого вещества шунгитовых пород месторождения Загогино и выходов Лебещина, Подсосонье и Карнаволок. Химический и минеральный состав исследованных пород представлен в [Рожкова и др., 2012]. Содержание углерода в образцах исследованных шунгитовых пород варьирует от 25 до 30 %. Аншлифы шунгитовых пород замачивались в дистиллированной воде объемом 0,5 литра и выдерживались в течение 72 месяцев. В процессе модельного эксперимента с водой значения рН снижались до 4,5–5,8. Кроме того, аншлифы этих же пород выдерживались в течение 20 месяцев в растворе кислот (серная, азотная, соляная) с рН = 2,8, моделирующем состав растворов, которые могут образоваться при контакте шунгитовых пород с водой [Рожкова и др., 2012].

Изменения структурных характеристик шунгитов в процессе модельных экспериментов исследовались методом рамановской спектроскопии с использованием раман-спектрометра Nicolet Omega XR с возбуждением аргонным лазером с длиной волны 532 нм. Съемка осуществлялась в спектральном диапазоне 85–3500 см<sup>-1</sup>, время экспозиции составляло 30 сек. Усреднение параметров спектра для каждого образца проводилось по 10 точкам анализа. Количественные характеристики рамановских спектров шунгитов (положение, интенсивность и ширина на половине высоты пиков) были получены разложением спектров по функции Гаусса и Лоренца при обработке в программе OMNIC. Разложение спектров проводилось по схеме, описанной в [Kouketsu et al., 2014].

Изменение микроэлементного состава шунгитов в процессе модельных экспериментов изучалось методом масс-спектрометрии с использованием квадрупольного масс-спектрометра X-SERIES 2 (Thermo Fisher Scientific) с приставкой лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave research, лазер Nd: YAG с длиной волны 266 нм, диаметр лазерного пучка 50–70 мкм) по методике [Светов и др., 2015]. Калибровка проводилась по NIST 612.0.13. Анализы методом лазерной абляции выполнялись на однородных участках УВ без видимых при-

данном увеличении включений. Средние значения концентраций рассчитывались по усреднению данных, полученных из 8–10 точек анализа каждого образца.

Свойства поверхности шунгитов исследовались на лазерном сканирующем микроскопе VK-9700 Generation методом профильного анализа. Измерения параметров профиля поверхности проводились при увеличении ×50, выбор масштаба обусловлен размерностью неровностей поверхности.

Исследования выполнены на научном оборудовании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра «Карельский научный центр Российской академии наук».

## Результаты

Рамановские спектры исходных шунгитов и продуктов их преобразования в ходе модельных экспериментов соответствуют спектрам аморфных неупорядоченных углеродных фаз. Эти спектры в области рассеяния первого порядка представлены наиболее интенсивными пиками: D1 (~1350 см<sup>-1</sup>), появляющимся в аморфных и (или) дефектных фазах углерода, и графитовым пиком G (~1580 см<sup>-1</sup>) (рис. 1). В области рассеяния второго порядка в рамановских спектрах шунгитов присутствуют полосы с частотами ~2700, ~2900 и ~3200 см<sup>-1</sup> (рис. 1). Интерпретация рамановских спектров УВ детально представлена, например, в работах: [Wopenka, Pasteris, 1993; Ferrari, Robertson, 2000; Beyssac et al., 2002].

Для оценки степени внутрислойной упорядоченности шунгитов были использованы спектральные характеристики и соотношения пиков в области рассеяния первого порядка, а именно полуширина пика D1 (FWHM-D1) и отношение интенсивностей пиков D1 и G ( $R1 = I_{D1}/I_G$ ). Для оценки степени межслойной упорядоченности шунгитов было использовано соотношение интенсивностей пиков ~2700 и ~2900 см<sup>-1</sup> в области рассеяния второго порядка  $I_{2700}/I_{2900}$  (табл. 1).

Исходные шунгиты характеризуются различной степенью упорядоченности. Максимальная степень упорядоченности была установлена для шунгитов Лебещины ( $R1 = 1,3$ ), тогда как для шунгитов Карнавола, Загогино и Подсосонья наблюдалась более низкая степень упорядоченности ( $R1 = 1,5–1,6$ ). Для шунгитов, выдержанных в воде и растворе кислот, установлены близкие с исходными шунгитами параметры рамановских спектров в области рассеяния первого порядка, в част-

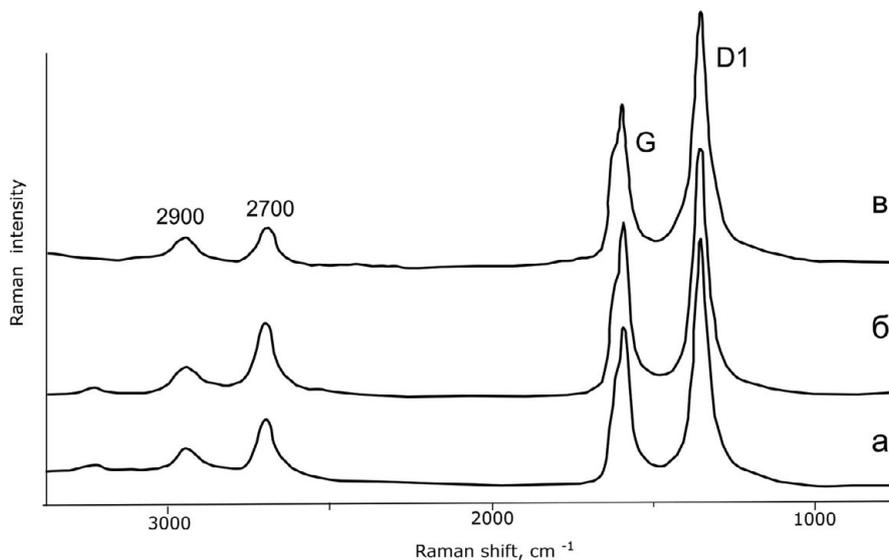


Рис. 1. Типичные рамановские спектры шунгитов месторождения Зажогино, исходных (а) и выдержанных в воде (б) и в растворе кислот (в)

Fig. 1. Typical Raman spectra of initial shungites (a) and shungites leached in water (б) and acid solution (в) from the Zazhogino deposit

Таблица 1. Параметры рамановских спектров (среднее значение и стандартное отклонение) шунгитов месторождения Зажогино и различных выходов шунгитовых пород, исходных и выдержанных в воде и в растворе кислот

Table 1. Raman spectra parameters (mean value and standard deviation) for initial shungites and shungites leached in water and acid solution from the Zazhogino deposit and various bedrocks

Место отбора образцов Sampling site	Тип обработки Processing type	FWHM-D1 (cm <sup>-1</sup> )	R1	I <sub>2700</sub> /I <sub>2900</sub>
Подсосонье Podsosonye	исходный initial	59 ± 5	1,6 ± 0,1	1,8 ± 0,4
	вода water	57 ± 4	1,5 ± 0,2	1,6 ± 0,5
	раствор кислот acid solution	56 ± 3	1,6 ± 0,1	1,3 ± 0,2
Карнаволок Karnavolok	исходный initial	63 ± 9	1,5 ± 0,1	2,3 ± 0,8
	вода water	61 ± 5	1,7 ± 0,1	1,6 ± 0,4
	раствор кислот acid solution	62 ± 5	1,8 ± 0,1	1,0 ± 0,3
Зажогино Zazhogino	исходный initial	52 ± 3	1,6 ± 0,1	2,5 ± 0,2
	вода water	54 ± 9	1,5 ± 0,2	2,5 ± 0,4
	раствор кислот acid solution	58 ± 4	1,7 ± 0,2	1,7 ± 0,3
Лебещина Lebeshchina	исходный initial	54 ± 6	1,3 ± 0,2	3,6 ± 0,3
	вода water	62 ± 4	1,4 ± 0,1	1,9 ± 0,5
	раствор кислот acid solution	62 ± 4	1,6 ± 0,1	1,7 ± 0,2

ности, полуширина пика D1 и отношение интенсивностей пиков D1 и G  $R1 = I_{D1}/I_G$  (табл. 1). Заметные изменения в рамановских спектрах шунгитов, подвергавшихся воздействию в мо-

дельных экспериментах, наблюдались в основном в области рассеяния второго порядка. Для шунгитов всех исследованных точек опробования, выдержанных в воде и растворе кис-

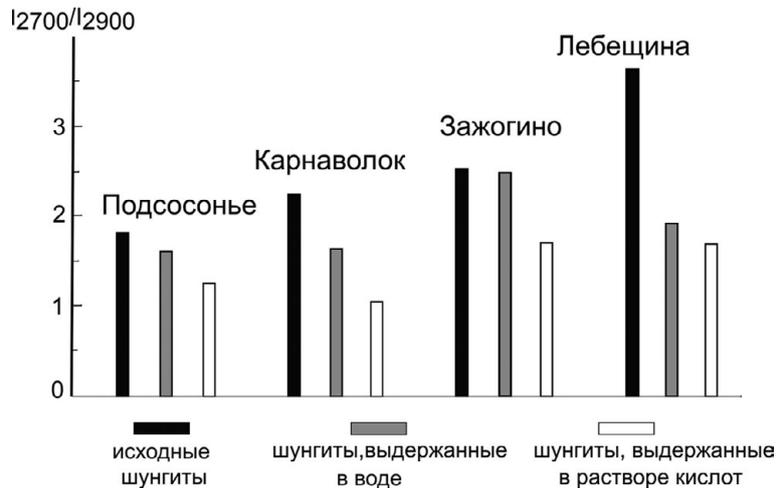


Рис. 2. Соотношение интенсивностей пиков с частотами 2700 и 2900  $\text{cm}^{-1}$  ( $I_{2700}/I_{2900}$ ) рамановских спектров шунгитов, исходных и выдержанных в воде и в растворе кислот

Fig. 2. Intensity ratio of the 2700 and 2900  $\text{cm}^{-1}$  bands ( $I_{2700}/I_{2900}$ ) of initial shungites and shungites leached in water and acid solution

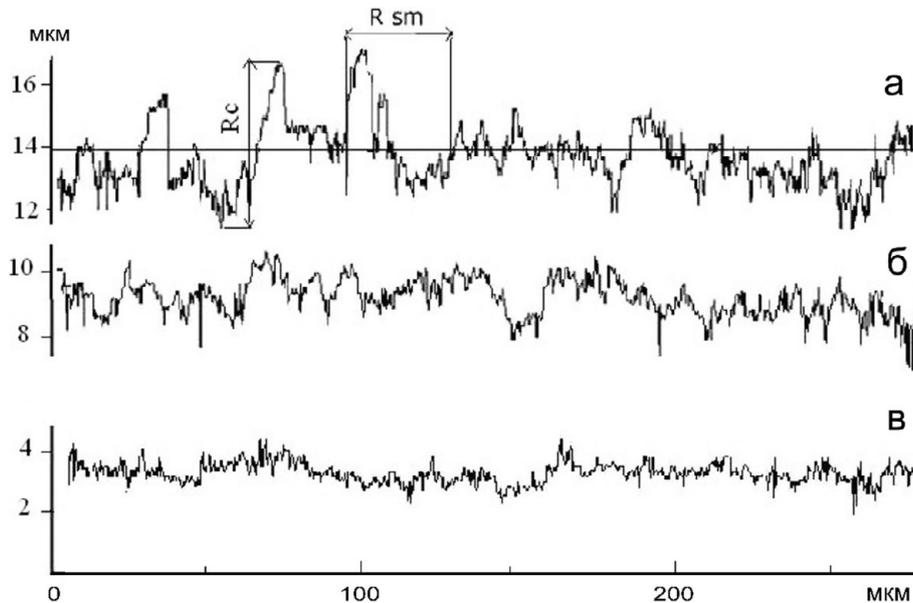


Рис. 3. Профиль поверхности исходного (а) и выдержанных в воде (б) и в растворе кислот (в) шунгитов месторождения Захогино

Fig. 3. Surface profile of initial shungites (a) and shungites leached in water (б) and acid solution (в) from the Zazhogino deposit

лот, наблюдалось относительное уменьшение интенсивности пика с частотой  $\sim 2700 \text{ cm}^{-1}$  и, соответственно, уменьшение соотношения интенсивностей пиков  $\sim 2700$  и  $\sim 2900 \text{ cm}^{-1}$   $I_{2700}/I_{2900}$  по сравнению с исходными шунгитами (рис. 2). Значение параметра  $I_{2700}/I_{2900}$  для шунгитов, выдержанных в кислоте, ниже по сравнению с шунгитами, выдержанными в воде. Эти данные свидетельствуют об уменьшении межслоевой упорядоченности УВ шунгитовых пород в процессе модельных экспериментов.

Изменение поверхности шунгитов в модельных экспериментах исследовалось на лазерном сканирующем микроскопе VK-9700 Generation. Для характеристики свойств поверхности шунгитов методом профильного анализа определялись следующие параметры (рис. 3): среднее арифметическое отклонение профиля ( $R_a$ ), уменьшение которого соответствует сглаживанию поверхности, средний шаг неровности профиля ( $R_{sm}$ ), описывающий свойства неровностей в направлении длины профиля,

Таблица 2. Значения параметров (мкм) среднее арифметическое шероховатости поверхности (Ra), средний шаг неровности профиля (Rsm) и средняя высота неровностей профиля (Rc) исходных шунгитов (исх) и шунгитов, выдержанных в воде и растворе кислот

Table 2. Surface parameters (mean value ( $\mu\text{m}$ ) and standard deviation) of average roughness (Ra), mean width of profile element (Rsm) and mean height of profile element (Rc) for initial shungites and shungites leached in water and acid solution from the Zazhogino deposit and various bedrocks

Место отбора образцов Sampling site	Тип обработки Processing type	Ra	Rsm	Rc
Подсосонье Podsosonye	исходный initial	$0,34 \pm 0,05$	$34 \pm 8$	$1,6 \pm 0,2$
	вода water	$0,24 \pm 0,02$	$52 \pm 11$	$1,6 \pm 0,1$
	раствор кислот acid solution	$0,28 \pm 0,07$	$64 \pm 14$	$1,6 \pm 0,3$
Карнаволок Karnavolok	исходный initial	$0,56 \pm 0,08$	$45 \pm 6$	$2,7 \pm 0,4$
	вода water	$0,34 \pm 0,04$	$46 \pm 11$	$2,0 \pm 0,2$
	раствор кислот acid solution	$0,30 \pm 0,05$	$59 \pm 16$	$1,7 \pm 0,3$
Загогино Zazhogino	исходный initial	$0,63 \pm 0,07$	$35 \pm 6$	$2,9 \pm 0,2$
	вода water	$0,48 \pm 0,05$	$43 \pm 8$	$2,3 \pm 0,2$
	раствор кислот acid solution	$0,33 \pm 0,03$	$50 \pm 6$	$1,8 \pm 0,2$
Лебещина Lebeshchina	исходный initial	$0,27 \pm 0,04$	$43 \pm 6$	$1,4 \pm 0,2$
	вода water	$0,33 \pm 0,02$	$39 \pm 7$	$1,7 \pm 0,2$
	раствор кислот acid solution	$0,26 \pm 0,01$	$56 \pm 16$	$1,7 \pm 0,2$

и средняя высота неровностей профиля (Rc) [ГОСТ..., 2015].

Увеличение параметра Rsm и уменьшение параметров Rc и Ra шунгитов Загогино и Карнаволока, выдержанных в воде и растворе кислот, свидетельствуют об уменьшении шероховатости (сглаживании) их поверхности по сравнению с исходными шунгитами (рис. 3). Для образцов Подсосонья изменения свойств поверхности шунгитов, преобразованных в ходе модельных экспериментов, проявляются в основном в увеличении параметра Rsm, как и в случае образцов Загогино и Карнаволока, но при этом параметры Rc и Ra практически не изменяются. Для образцов Лебещины, преобразованных в модельных экспериментах, значимых изменений определяемых параметров не наблюдалось, то есть шероховатость поверхности практически не изменялась (табл. 2). Результаты исследований показали, что длительное воздействие воды и раствора кислот на шунгиты вызывает изменения рельефа поверхности, при этом более интенсивные изменения наблюдались в растворе кислот. Эта тенденция сохраняется для шунгитов всех то-

чек опробования, за исключением Лебещины. Вероятно, более высокая устойчивость к воздействию шунгитов Лебещины обусловлена их более высокой степенью упорядоченности.

Для исследования изменения микроэлементного состава шунгитов в процессе модельных экспериментов были выбраны шунгиты месторождений Загогино и Лебещина, отличающиеся по степени упорядоченности. Несмотря на неоднородный характер распределения микроэлементов в шунгитах, были выявлены общие тенденции распределения микроэлементов в исходных и после обработки в воде и растворе кислот шунгитах Загогино и Лебещины. На рис. 4 представлены коэффициенты концентрации (концентрация элемента нормирована на его концентрацию в исходном шунгите) для ряда токсичных и потенциально токсичных микроэлементов с различной степенью миграционной способности, а также Zr, маломобильного элемента в большинстве геохимических обстановок. Для шунгитов Загогино, выдержанных в воде, коэффициенты концентрации большинства элементов ниже единицы, за исключением V, Mo и Zr. Напротив,

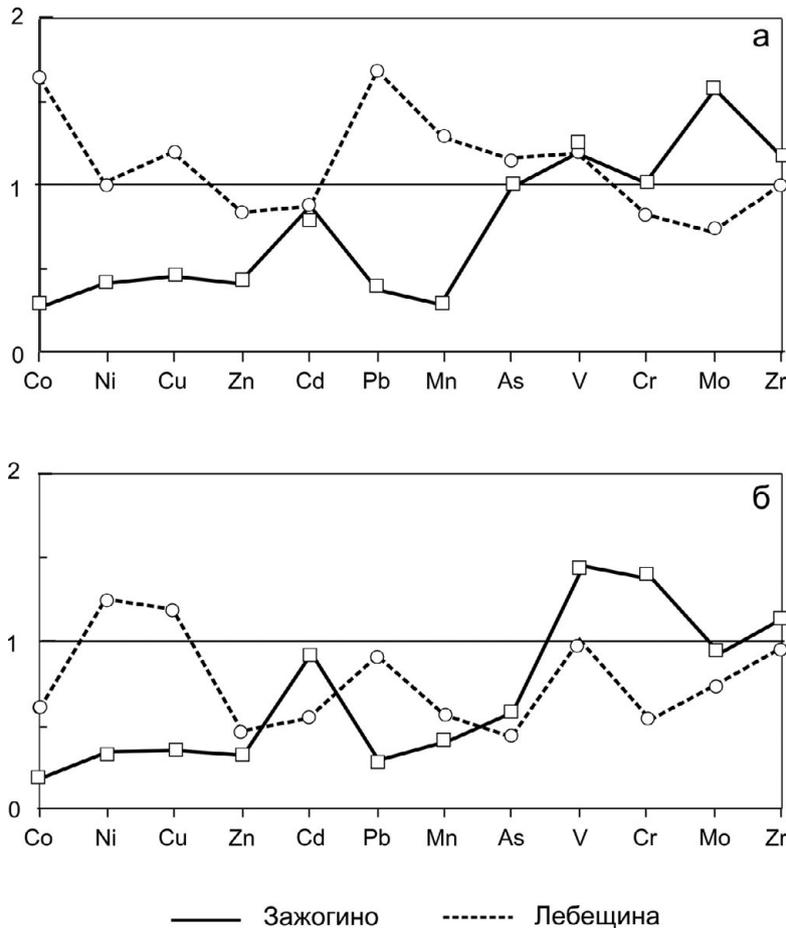


Рис. 4. Коэффициенты концентрации (КК) микроэлементов (концентрация элемента нормирована на его концентрацию в исходном шунгите) для шунгитов Зажогоино и Лебещины, выдержанных в воде (а) и в растворе кислот (б)

Fig. 4. Concentration coefficients KK (the element content is normalized to the content in the initial shungite) for shungites leached in water (a) and acid solution (b) from Zazhogino and Lebeschchina

для шунгитов Лебещины, выдержанных в воде, коэффициенты концентрации большинства элементов выше или близки к единице, что свидетельствует о менее интенсивных процессах выщелачивания по сравнению с шунгитами Зажогоино.

Для шунгитов как Зажогоино, так и Лебещины, выдержанных в растворе кислот, наблюдается снижение коэффициентов концентрации большинства элементов, что соответствует их более интенсивному выщелачиванию в кислой среде. Исключение составляют маломобильные в кислой среде элементы V, Cr и Mo, а также Zr, накопление которых наблюдается в продуктах преобразования шунгитов в растворе кислот. В табл. 3 представлены данные по содержанию редкоземельных элементов в исходных и после обработки в воде и растворе кислот шунгитах Зажогоино и Лебещины. Исходные шунгиты характеризуются различ-

ным суммарным содержанием РЗЭ  $\Sigma\text{REE} = 222$  и  $143$  мкг/г для Зажогоино и Лебещины соответственно, с преобладанием легких РЗЭ ( $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 4,2-4,4$ ). В процессе выщелачивания шунгитов в воде и растворе кислот наблюдается снижение суммарного содержания РЗЭ (табл. 3), которое сопровождается уменьшением доли легких РЗЭ. Шунгиты Зажогоино характеризуются более низким значением  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 1,6$  по сравнению с шунгитами Лебещины  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 2,6$ . Это означает, что перераспределение РЗЭ в растворе кислот происходит более интенсивно для шунгитов Зажогоино.

Исходные шунгиты Зажогоино и Лебещины характеризуются незначительной отрицательной аномалией  $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,67$  и  $0,94$  соответственно. Обработка в воде и растворе кислот не приводит к заметным изменениям величины  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  в изучаемых пробах. Исход-

Таблица 3. Микроэлементный состав (мкг/г) исходных и выдержанных в воде и в растворе кислот шунгитов Захогино и Лебещины

Table 3. Trace and REE content (ppm) of initial shungites and shungites leached in water and acid solution from Zazhogino and Lebeshchina

Элементы Elements	Захогино Zazhogino			Лебещина Lebeshchina		
	Исходный Initial	Вода Water	Раствор кислот Acid solution	Исходный Initial	Вода Water	Раствор кислот Acid solution
V	701,00	863,00	1019,00	529,00	631,00	521,00
Cr	166,00	156,00	231,00	205,00	170,15	110,00
Mn	478,00	144,00	201,00	602,00	782,08	335,00
Co	10,00	2,94	1,28	12,93	21,25	7,90
Ni	262,00	112,00	89,00	126,37	127,70	241,00
Cu	153,00	72,50	54,00	37,10	44,45	44,15
Zn	35,00	15,00	12,00	44,16	37,02	20,80
Mo	24,00	38,00	23,00	20,62	15,35	15,29
As	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Zr	166,00	298,00	240,00	227,00	185,00	247,00
Cd	0,33	1,83	2,48	1,91	1,68	1,06
Pb	46,00	18,60	13,76	3,86	6,51	3,51
La	39,53	38,7	16,5	28,02	27,06	14,23
Ce	70,5	70,05	20,93	54,47	34,73	24,7
Pr	16,4	11,35	4,47	7,04	4,59	3,54
Nd	43,9	46,96	16,16	20,27	17,72	15,3
Sm	6,7	10,26	3,57	5,4	4,76	3,69
Eu	2,2	1,53	0,6	1,25	0,92	0,91
Gd	8,6	8,88	4,55	4,4	6,38	2,59
Tb	1,6	1,81	1,55	0,66	0,36	0,69
Dy	12,7	13,82	10,73	5,96	4,47	6,94
Ho	3,09	2,27	2,65	1,11	0,91	1,16
Er	7	9,2	8,39	4,32	5,29	5,7
Tm	1,2	1,28	1,44	0,72	0,49	0,67
Yb	7,75	6,12	7,37	7,99	3,75	5,31
Lu	0,91	1,1	1,21	1,26	0,6	0,91
Y	80,6	76,39	72,71	41,37	26,2	33,48
Σ REE	222,08	223,33	100,12	142,87	93,61	100,12
Σ LREE	179,23	178,85	62,23	116,45	70,96	62,23
Σ HREE	42,85	44,48	37,89	26,42	22,65	37,89
Σ LREE/ Σ HREE	4,18	4,02	1,64	4,41	3,13	1,64
Ce/Ce*	0,67	0,81	0,59	0,94	1,01	0,84
Eu/Eu**	0,78	0,51	0,90	0,81	0,43	1,1

Примечание. Ce/Ce\* и Eu/Eu\* рассчитаны как  $Ce/Ce^* = Ce_n / (La_n \times Pr_n)^{1/2}$  и  $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{1/2}$ , значения нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995].

Note. The parameters were calculated as  $Ce/Ce^* = Ce_n / (La_n \times Pr_n)^{1/2}$  and  $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{1/2}$  (normalized to chondrite [McDonough, Sun, 1995]).

ные шунгиты Захогино и Лебещины характеризуются незначительной отрицательной аномалией  $Eu/Eu^* = 0,88$  и  $0,78$  соответственно. Для шунгитов Захогино, выдержанных в воде и растворе кислот, происходит заметное снижение значения  $Eu/Eu^*$  до  $0,49$  и  $0,45$  соответственно, тогда как для Лебещины снижение значения  $Eu/Eu^*$  наблюдается только у шунгитов, выдержанных в воде ( $Eu/Eu^* = 0,42$ ).

## Обсуждение

В природных процессах физико-химического (эрозия, растворение, выщелачивание) и биогенного выветривания происходят изменения химического состава и структурных характеристик УВ и минеральной составляющей углеродсодержащих пород. Изучение изменений УВ шунгитовых пород в процессе выветри-

вания в природных условиях затруднено из-за устойчивости шунгитов к воздействию различных факторов выветривания, обусловленной его глобулярной фуллереноподобной надмолекулярной структурой и низким индексом Н/С [Kovalevski et al., 2001]. Модельные эксперименты позволили нам исследовать процессы выщелачивания в контролируемых условиях в двух экспериментальных системах, моделирующих преобразование шунгитов в воде и в растворе кислот, соответствующем составу растворов, образующихся при контакте ШП с поверхностными водами.

Методом рамановской спектроскопии установлено, что в процессе модельных экспериментов в воде и растворе кислот практически не изменяется внутрислоевая упорядоченность шунгитов Захогино, Лебещины, Подсосонья и Карнаволока, что проявляется в близких значениях параметров R1 и FWHM-D1 (табл. 1). Однако для всех шунгитов, подвергавшихся воздействию в модельных экспериментах, наблюдалось изменение упорядоченности на межслоевом уровне, что проявлялось в уменьшении интенсивности пиков в области рассеяния второго порядка и уменьшении их соотношения по сравнению с исходными шунгитами. Для всех исследованных точек опробования уменьшение межслоевой упорядоченности для шунгитов, выдержанных в растворе кислот, было больше, чем для шунгитов, выдержанных в воде (рис. 2). Таким образом, кислая среда оказывает более интенсивное воздействие на преобразование шунгитов, чем вода, даже при меньшей длительности эксперимента.

Ранее было показано [Chazhengina, Kovalevski, 2017], что изменения в рамановских спектрах шунгитов, подвергавшихся процессам выветривания в природных условиях, в том числе и под действием абиогенных факторов, свидетельствуют об уменьшении их упорядоченности по сравнению с исходными шунгитами. Нарушение упорядоченности у выветренных в природных условиях шунгитов наблюдалось как между слоями, так и внутри графенового слоя. Это проявлялось в исчезновении пиков в области рассеяния второго порядка и в увеличении полуширины пика D1, сопровождающемся уменьшением его интенсивности. Как было показано выше, для шунгитов, подвергавшихся длительному воздействию воды и раствора кислот в модельных экспериментах, было установлено уменьшение упорядоченности, но только на межслоевом уровне и в значительно меньшей степени, чем при абиогенном выветривании в природных

условиях. Это можно объяснить несопоставимо большей длительностью природных процессов выветривания, а также воздействием комплекса факторов, включающего в себя не только химическое, но и физическое воздействие. Кроме того, оценивая абиогенное выветривание в природных условиях, не представляется возможным полностью исключить влияние биогенного выветривания.

Интерпретация уменьшения упорядоченности шунгитов в процессе выветривания основана на процессах выщелачивания примесных атомов или атомных кластеров из внутри- и межслоевого пространства [Chazhengina, Kovalevski, 2017]. Известно, что УВ шунгитовых пород содержит примесные атомы или атомные кластеры [Kovalevski, Moshnikov, 2016], которые могут быть представлены металлами. Их выщелачивание может происходить и из графенового слоя, и из межслоевого пространства, как в случае шунгитов, подвергавшихся выветриванию в природных условиях. Для шунгитов, преобразованных в условиях модельных экспериментов, выщелачивание, вероятно, происходит преимущественно из межслоевого пространства, о чем свидетельствует уменьшение упорядоченности между слоями.

Для исследования изменения состава шунгитов в процессе модельных экспериментов методом лазерной абляции были изучены шунгиты Захогино и Лебещины, которые отличаются по степени упорядоченности. Выщелачивание микроэлементов в воде наиболее интенсивно происходит для менее упорядоченных шунгитов Захогино, чем Лебещины (рис. 4). Кроме того, более интенсивное перераспределение РЗЭ, которое проявляется в более интенсивном выщелачивании легких РЗЭ (табл. 3) и появлении выраженной отрицательной европиевой аномалии, также наблюдается у шунгитов Захогино. Таким образом, анализ изменения состава шунгитов в процессе выщелачивания в воде и растворе кислот показал, что более упорядоченные шунгиты Лебещины более устойчивы к воздействию воды и раствора кислот. Относительно высокая устойчивость шунгитов Лебещины к воздействию химических факторов подтверждается также и тем, что у них не наблюдалось значимых изменений свойств поверхности в процессе модельных экспериментов, тогда как у шунгитов Захогино, выдержанных в воде и растворе кислот, отмечалось уменьшение шероховатости поверхности по сравнению с исходными образцами. Дополнительным аргументом является тот факт, что выщелачивание микроэлементов в воде наиболее интенсивно происходит у шунгитов

Загогино, чем Лебещины (рис. 4). Кроме того, перераспределение РЗЭ в продуктах преобразования в растворе кислот, которое проявляется в более интенсивном выщелачивании легких РЗЭ (табл. 3) и появлении отрицательной европиевой аномалии, наиболее выражено у шунгитов Загогино.

Особенности изменения микроэлементного состава шунгитов, подвергавшихся преобразованиям в модельных экспериментах, соответствуют процессам выщелачивания в кислых и окислительных условиях. Об этом свидетельствует интенсивное выщелачивание большинства подвижных в кислой среде элементов (Co, Ni, Zn, Cu) и накопление малоподвижных в этих условиях V и Mo (рис. 4). Кроме того, продукты преобразования шунгитов в воде и растворе кислот характеризуются более низким содержанием РЗЭ по сравнению с исходными шунгитами. Одним из маркеров выветривания является распределение редкоземельных элементов. Спектры распределения РЗЭ в углеродистом веществе изученных ШП сходны со спектрами распределения РЗЭ в шунгитовых породах в целом [Ромашкин и др., 2011] и характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и незначительной отрицательной Eu-аномалией. Однако соотношение легких и тяжелых РЗЭ выше в шунгитовых породах ( $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 6-9$ ), чем в УВ ( $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 4,2-4,4$ ). Типичный тренд выветривания предполагает обогащение легкими РЗЭ вследствие их меньшей мобильности по сравнению с тяжелыми РЗЭ в процессах выветривания. В ходе модельных экспериментов наблюдалась обратная тенденция, которая проявилась в увеличении доли тяжелых РЗЭ (табл. 3) в продуктах преобразования шунгитов в воде и растворе кислот, что, вероятно, связано с адсорбцией тяжелых РЗЭ на поверхности шунгитов. Соотношения  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  и  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  являются индикаторами окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий выветривания. В окислительных условиях  $\text{Ce}^{+3}$  окисляется до маломобильного  $\text{Ce}^{+4}$ , который может накапливаться в продуктах выветривания [Braun et al., 1990; Murakami et al., 2001]. Для шунгитов, преобразованных в модельных экспериментах, не наблюдалось формирования положительной Ce-аномалии (табл. 3), что, вероятно, связано с затрудненностью процессов окисления в кислых условиях. Появление отрицательной Eu-аномалии является характерным признаком выветривания [Sheldon, Tabor, 2009; Migaszewski, Gałuszka, 2015]. Наиболее выраженная Eu-аномалия установлена для шунгитов Загогино, модифицированных

в модельных экспериментах в воде и растворе кислот, что свидетельствует о выщелачивании в кислых окислительных обстановках.

## Выводы

В экспериментах по моделированию природных процессов физико-химического выветривания, а именно процессов выщелачивания, были выявлены изменения структурных характеристик, состава и свойств поверхности УВ шунгитовых пород. Установлено уменьшение степени межслоевой упорядоченности, а также уменьшение шероховатости поверхности шунгитов, выдержанных в воде и растворе кислот, по сравнению с исходными шунгитами. Однако изменения характеристик шунгита в модельных экспериментах проявляются в меньшей степени, чем у шунгитов, подвергавшихся абиогенному выветриванию в природных условиях. Изменения микроэлементного состава и перераспределение РЗЭ шунгитов соответствуют процессам выщелачивания в кислых окислительных условиях. В модельных экспериментах раствор кислот оказывает более интенсивное воздействие на преобразование шунгитов, чем вода, даже при меньшей длительности воздействия. Выщелачивание из шунгитов подвижных в кислой среде микроэлементов, в том числе и токсичных, свидетельствует, что потенциально токсичные элементы присутствуют в качестве примеси не только в сульфидах и других минеральных компонентах шунгитовых пород, но и непосредственно в углеродистом веществе. Шунгиты с более высокой степенью упорядоченности характеризуются большей устойчивостью в процессе выщелачивания.

*Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН) и при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-45-100632.*

## Литература

- Бородулина Г. С., Мазухина С. И. Подземные воды Заонежья // Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 47–54.
- ГОСТ Р ИСО 4287–2014. Геометрические характеристики изделий (GPS). Структура поверхности. Профильный метод. Термины, определения и параметры структуры поверхности. М.: Стандартинформ, 2015. 18 с.
- Добровольский В. В. Основы биогеохимии. М.: Академия, 2003. 400 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Ред. М. М. Филиппов, А. И. Голубев. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 207 с.

Рожкова В. С., Ковалевский В. В., Кочнева И. В., Лозовик П. А. О возможности использования шунгитовых пород Карелии в водоподготовке // Горный журнал. 2012. № 5. С. 64–67.

Рожкова В. С., Чаженгина С. Ю. Влияние окисления сульфидов шунгитовых пород на содержание тяжелых металлов в почве и карьерных водах // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы: материалы конф. (Воронеж, 20–22 нояб. 2013 г.). Воронеж, 2013. С. 258–261.

Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В., Голубев А. И. Геохимия РЗЭ углеродсодержащих пород Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 17. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 74–85.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Федорец Н. Г., Морозова Р. М., Бахмет О. Н., Ткаченко Ю. Н. Почвы и почвенный покров Заонежья // Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 20–34.

Чаженгина С. Ю., Рожкова В. С. РЗЭ в почве и карьерных водах, приуроченных к месторождениям шунгитовых пород // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы: материалы конф. (Петрозаводск, 30 сент. – 2 окт. 2015 г.). Воронеж, 2015. С. 279–282.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Berlendis S., Beyssac O., Derenne S., Benzerara K., Anquetil C., Guillaumet M., Estève I., Capelle B. Comparative mineralogy, organic geochemistry and microbial diversity of the Autun black shale and Graissessac coal (France) // Int. J. Coal Geology. 2014. Vol. 132. P. 147–157. doi: 10.1016/j.coal.2014.07.005

Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.-N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorph. Geol. 2002. Vol. 20, no. 9. P. 859–871. doi: 10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Braun J.-J., Pagel M., Muller J.-J., Bilong P., Michard A., Guillet B. Cerium anomaly in lateritic profiles // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54, no. 3. P. 781–795. doi: 10.1016/0016-7037(90)90373-S

Chazhengina S. Yu., Kovalevski V. V. Raman spectroscopy of weathered shungites // J. Raman Spectr. 2017. Vol. 48, no. 11. P. 1590–1596. doi: 10.1002/jrs.5188

Dalai T. K., Singh S. K., Trivedi J. R., Krishnaswami S. Dissolved rhenium in the Yamuna River System and the Ganga in the Himalaya: Role of black shale weathering on the budgets of Re, Os, and U in rivers and CO<sub>2</sub> in the atmosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. Vol. 66, no. 1. P. 29–43. doi: 10.1016/S0016-7037(01)00747-5

Ferrari A. C., Robertson J. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon // Phys. Rev., B. 2000. Vol. 61, no. 20. P. 14095–14107. doi: 10.1103/PhysRevB.61.14095

Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: An X-ray and TEM study // Carbon. 2001. Vol. 39, no. 2. P. 243–256. doi: 10.1016/S0008-6223(00)00120-2

Kovalevski V. V., Moshnikov I. A. TEM study of structure of graphene layers in shungite carbon // Nanosystems: Physics, Chemistry, Mathematics. 2016. Vol. 7, no. 1. P. 210–213. doi: 10.17586/2220-8054-2016-7-1-210-213

Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width // Island Arc. 2014. Vol. 23, no. 1. P. 33–50. doi: 10.1111/iar.12057

Littke R., Klussmann U., Krooss B., Leythaeuser D. Quantification of loss of calcite, pyrite, and organic matter due to weathering of Toarcian black shales and effects on kerogen and bitumen characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55, no. 6. P. 3369–3378. doi: 10.1016/0016-7037(91)90494-P

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120, no. 3–4. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Migaszewski Z. M., Gałuszka A. The Characteristics, Occurrence, and Geochemical Behavior of Rare Earth Elements in the Environment: A Review // Crit. Rev. Environ. Sci. Technol. 2015. Vol. 45, no. 5. P. 429–471. doi: 10.1080/10643389.2013.866622

Murakami T., Utsunomiya S., Imazu Y., Prasad N. Direct evidence of late Archean to early Proterozoic anoxic atmosphere from a product of 2.5 Ga old weathering // Earth and Planetary Science Letters. 2001. Vol. 184, no. 2. P. 523–528. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00344-7

Petsch S. T. Weathering of Organic Carbon / Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 217–238. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01013-5

Peucker-Ehrenbrink B., Hannigan R. E. Effects of black shale weathering on the mobility of rhenium and platinum group elements // Geology. 2000. Vol. 28, no. 5. P. 475–478. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28%3C475:EOBSWO%3E2.0.CO;2

Sheldon N. D., Tabor N. J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // Earth-Sci. Rev. 2009. Vol. 95, no. 1–2. P. 1–52. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.03.004

Tuttle M. L. W., Breit G. N. Weathering of the New Albany Shale, Kentucky, USA: I. Weathering zones defined by mineralogy and major-element composition // Appl. Geochem. 2009. Vol. 24, no. 8. P. 1549–1564. doi: 10.1016/j.apgeochem.2009.04.021

Wildman R. A., Berner R. A., Petsch S. T. The weathering of sedimentary organic matter as a con-

trol on atmospheric O<sub>2</sub>: I. Analysis of a black shale // Am. J. Sci. 2004. Vol. 304, no. 3. P. 234–249. doi: 10.2475/ajs.304.3.234

Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicabil-

ity of Raman microprobe spectroscopy // Am. Mineral. 1993. Vol. 78, no. 5–6. P. 533–557.

Поступила в редакцию 30.03.2018

## References

Borodulina G. S., Mazukhina S. I. Podzemnye vody Zaonezh'ya [Groundwaters of Zaonezhye]. *Ekol. problemy osvoeniya mestorozhdeniya Srednyaya Padma* [Ecol. problems of the Srednyaya Padma deposit development]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. P. 47–54.

Chazhengina S. Yu., Rozhkova V. S. RZE v pochve i kar'ernykh vodakh, priurochennykh k mestorozhdeniyam shungitovykh porod [REE in the soil waters of a career dedicated to the fields of shungite]. *Ekologicheskaya geologiya: teoriya, praktika i regional'nye problemy: materialy konf. (Petrozavodsk, 30 sent. – 2 okt. 2015 g.)* [Ecological geology: theory, practice and regional problems: proceed. (Petrozavodsk, Sept. 30 – Oct. 2, 2015)]. Voronezh, 2015. P. 279–282.

Fedorets N. G., Morozova R. M., Bakhmet O. N., Tkachenko Yu. N. Pochvy i pochvennyi pokrov Zaonezh'ya [Soils and soil cover of Zaonezhye]. *Ekol. problemy osvoeniya mestorozhdeniya Srednyaya Padma* [Ecol. problems of the Srednyaya Padma deposit development]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. P. 20–34.

GOST R ISO 4287–2014. *Geometricheskie kharakteristiki izdelii (GPS). Struktura poverkhnosti. Profil'nyi metod. Terminy, opredeleniya i parametry struktury poverkhnosti* [Geometrical product specifications (GPS). Surface structure. The profile method. Terms, definitions and parameters of surface structure]. Moscow: Standartinform, 2015. 18 p.

Dobrovol'skii V. V. Osnovy biogeokhimii [Bases of biogeochemistry]. Moscow: Akademiya, 2003. 400 p.

Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [Onega Paleoproterozoic area (geology, tectonics, deep crustal structure and minerageny)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. 431 p.

Organicheskoe veshchestvo shungitonosnykh porod Karelii (genezis, evolyutsiya, metody izucheniya) [Organic matter of shungite rocks of Karelia (Genesis, evolution, methods of study)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1994. 207 p.

Romashkin A. E., Ryhanchik D. V., Golubev A. I. Geokhimiya RZE uglerodsoderzhashchikh porod Onezhskoi struktury [REE Geochemistry of carbonaceous rocks in the Onega structure]. *Geol. i poleznye iskopayemye Karelii* [Geol. and useful minerals of Karelia]. Iss. 17. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. P. 74–85.

Rozhkova V. S., Chazhengina S. Yu. Vliyaniye okisleniya sul'fidov shungitovykh porod na sodержaniye tyazhelykh metallov v pochve i kar'ernykh vodakh [Influence of oxidation of shungite rocks sulfides on heavy metals content in soil and quarry waters]. *Ekologicheskaya geologiya: teoriya, praktika i regional'nye problemy: materialy konf. (Voronezh, 20–22 noyab. 2013 g.)* [Ecological geology: theory, practice and regional problems: proceed. (Voronezh, Nov. 20–22, 2013)]. Voronezh, 2013. P. 258–261.

Rozhkova V. S., Kovalevskii V. V., Kochneva I. V., Lovzovik P. A. O vozmozhnosti ispol'zovaniya shungitovykh porod Karelii v vodopodgotovke [Applicability of shungite rocks of Karelia in the water conditioning]. *Gornyi zhurn. [Mining J.]*. 2012. No. 5. P. 64–67.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Ekhova M. V., Kolodei V. S. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: the method and accuracy estimation in the case study of the Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Yudovich Ya. E., Ketris M. P. Geokhimiya chernykh slantsev [Geochemistry of black shale]. Leningrad: Nauka, 1988. 271 p.

Berlendis S., Beyssac O., Derenne S., Benzerara K., Anquetil C., Guillaumet M., Estève I., Capelle B. Comparative mineralogy, organic geochemistry and microbial diversity of the Autun black shale and Graissessac coal (France). *Int. J. Coal Geol.* 2014. Vol. 132. P. 147–157. doi: 10.1016/j.coal.2014.07.005

Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.-N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *J. Metamorph. Geol.* 2002. Vol. 20, no. 9. P. 859–871. doi: 10.1046/j.1525–1314.2002.00408.x

Braun J.-J., Pagel M., Muller J.-J., Bilong P., Michard A., Guillet B. Cerium anomaly in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. Vol. 54, no. 3. P. 781–795. doi: 10.1016/0016-7037(90)90373-S

Chazhengina S. Y., Kovalevskii V. V. Raman spectroscopy of weathered shungites. *J. Raman Spectrosc.* 2017. Vol. 48, no. 11. P. 1590–1596. doi: 10.1002/jrs.5188

Dalai T. K., Singh S. K., Trivedi J. R., Krishnaswami S. Dissolved rhenium in the Yamuna River System and the Ganga in the Himalaya: Role of black shale weathering on the budgets of Re, Os, and U in rivers and CO<sub>2</sub> in the atmosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. Vol. 66, no. 1. P. 29–43. doi: 10.1016/S0016-7037(01)00747-5

Ferrari A. C., Robertson J. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Phys. Rev. B.* 2000. Vol. 61, no. 20. P. 14095–14107. doi: 10.1103/PhysRevB.61.14095

Kovalevskii V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: An X-ray and TEM study. *Carbon.* 2001. Vol. 39, no. 2. P. 243–256. doi: 10.1016/S0008-6223(00)00120-2

Kovalevskii V. V., Moshnikov I. A. TEM study of structure of graphene layers in shungite carbon. *Nanosys-*

tems: *Physics, Chemistry, Mathematics*. 2016. Vol. 7, no. 1. P. 210–213. doi: 10.17586/2220-8054-2016-7-1-210-213

Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*. 2014. Vol. 23, no. 1. P. 33–50. doi: 10.1111/iar.12057.

Littke R., Klusmann U., Krooss B., Leythaeuser D. Quantification of loss of calcite, pyrite, and organic matter due to weathering of Toarcian black shales and effects on kerogen and bitumen characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. Vol. 55, no. 6. P. 3369–3378. doi: 10.1016/0016-7037(91)90494-P

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120, no. 3–4. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Migaszewski Z. M., Gałuszka A. The Characteristics, Occurrence, and Geochemical Behavior of Rare Earth Elements in the Environment: A Review. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.* 2015. Vol. 45, no. 5. P. 429–471. doi: 10.1080/10643389.2013.866622

Murakami T., Utsunomiya S., Imazu Y., Prasad N. Direct evidence of late Archean to early Proterozoic anoxic atmosphere from a product of 2.5 Ga old weathering. *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. Vol. 184, no. 2. P. 523–528. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00344-7

Petsch S. T. *Weathering of Organic Carbon*. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 217–238. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01013-5

Peucker-Ehrenbrink B., Hannigan R. E. Effects of black shale weathering on the mobility of rhenium and platinum group elements. *Geology*. 2000. Vol. 28, no. 5. P. 475–478. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28%3C475:EOBSWO%3E2.0.CO;2

Sheldon N. D., Tabor N. J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Sci. Rev.* 2009. Vol. 95, no. 1–2. P. 1–52. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.03.004

Tuttle M. L. W., Breit G. N. Weathering of the New Albany Shale, Kentucky, USA: I. Weathering zones defined by mineralogy and major-element composition. *Appl. Geochem.* 2009. Vol. 24, no. 8. P. 1549–1564. doi: 10.1016/j.apgeochem.2009.04.021

Wildman R. A., Berner R. A., Petsch S. T. The weathering of sedimentary organic matter as a control on atmospheric O<sub>2</sub>: I. Analysis of a black shale. *Am. J. Sci.* 2004. Vol. 304, no. 3. P. 234–249. doi: 10.2475/ajs.304.3.234

Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: application of Raman microprobe spectroscopy. *Am. Mineral.* 1993. Vol. 78, no. 5–6. P. 533–557.

Received March 30, 2018

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Чаженгина Светлана Юрьевна

старший научный сотрудник лаб. геохимии, четвертичной геологии и геоэкологии, к. г.-м. н.  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: chazhengina@mail.ru  
тел.: +79116601533

### Рожкова Виктория Сергеевна

младший научный сотрудник лаб. геологии и технологии шунгитов отдела минерального сырья  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: vrozhk@krc.karelia.ru  
тел.: +79114071194

### Кочнева Ирина Владимировна

ведущий инженер лаб. геологии и технологии шунгитов отдела минерального сырья  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: kochneva@krc.karelia.ru  
тел.: +79114084938

## CONTRIBUTORS:

### Chazhengina, Svetlana

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: chazhengina@mail.ru  
tel.: +79116601533

### Rozhkova, Viktoriya

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: vrozhk@krc.karelia.ru  
tel.: +79114071194

### Kochneva, Irina

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: kochneva@krc.karelia.ru  
tel.: +79114084938

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.141:552.142:552.143

### **ОКАТАННОСТЬ ГАЛЕК НЕОАРХЕЙСКИХ ПОЛИМИКТОВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ: РАСЧЕТ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)**

**А. В. Бакаева, Т. Н. Назарова, С. А. Светов**

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия*

Апробирована методика расчета окатанности кластического материала на примере конгломератов неоархейской молассоидной толщи Койкарской структуры (Центральная Карелия), основанная на использовании фотоснимков обнажений, программы CorelDraw и плагина PlotCalc. По результатам работ установлено, что в молассоидной толще окатанность обломков зависит от их состава и варьирует по разрезу. Для обломков коматиит-базальтового и андезитового состава установлена минимальная степень окатанности, а для плагиопорфировых гранитов максимальная. Предложен латеральный ряд потенциальных источников кластического материала. Показана эффективность математического расчета значений окатанности, благодаря чему может быть получена информация об удаленности источников обломочного материала, необходимая для проведения литологических и геодинамических исследований.

**Ключевые слова:** полимиктовые конгломераты; окатанность; транспортировка; источники материала; неоархей; Центральная Карелия.

**A. V. Bakaeva, T. N. Nazarova, S. A. Svetov. ROUNDNESS OF  
NEOARCHEAN POLYMICTIC CONGLOMERATE CLASTS: CALCULATION  
AND INTERPRETATION (A CASE STUDY FROM THE KOIKARY AREA,  
CENTRAL KARELIA)**

The method of roundness calculation based on the use of outcrop photos, the CorelDraw software and the PlotCalc plug-in was tested for the case of conglomerates from the Neoproterozoic molassoid complex of the Koikary area (Central Karelia). According to the results, the roundness of the debris depends on their composition and varies across the section of the molassoid complex. For the clasts of komatiite-basalt and andesitic composition the degree of roundness is the lowest, whereas for plagioporphry granites it is the highest. A lateral series of the potential sources of the clastic material is proposed. The mathematical calculation of roundness values is shown to be efficient,

so that information can be obtained on the remoteness of the sources of clastic material needed for lithological and geodynamic studies.

**Keywords:** polymictic conglomerates; roundness; transport; sources of material; Neoproterozoic; Central Karelia.

## Введение

Изучение кластического материала терригенных пород является надежным инструментом реконструкции состава питающей провинции, ее палеогеографических и тектонических условий образования, а в ряде случаев представляет собой единственный источник информации о полностью эродированных магматических системах.

На территории Карельского кратона (Центральная Карелия) ранее были описаны неогархейские молассоидные комплексы, представленные полимиктовыми конгломератами, интерпретируемые как образования поздних (2,7–2,6 млрд лет) пулл-апарт бассейнов [Светов и др., 2005]. Слабая сортировка и неокатанный тип обломков комплекса указывают на локальный источник кластического материала, что согласуется с предполагаемым тектоническим режимом его заложения.

В данном исследовании на примере комплекса полимиктовых конгломератов Койкарской структуры впервые тестируется математический подход к оценке степени окатанности галек на основе методики, разработанной для зерен кварца песчаной размерности [Ухов, 2013]. При этом в работе основной акцент сделан на изучении взаимосвязи окатанности с режимами и дальностью транспортировки кластического материала в ходе формирования неогархейского бассейна седиментации.

Важно подчеркнуть, что изучение окатанности обломочного материала (степени сглаженности первоначальных ребер обломков горных пород вследствие их истирания при транспортировке [Кузнецов, 2007]) традиционно выполняется исследователями «визуальным» способом на основе сравнения формы обломков с эталонными таблицами. При этом изучение сцементированных разновидностей грубообломочных пород представляет значительные трудности. В случае слабой цементации некоторый объем породы разрушают и выбирают обломки, сортируя их по размеру и петрографическим типам, визуально оценивая степень окатанности. В случае сцементированных разновидностей данная методика неприемлема, поэтому окатанность кластики изучается в плоских скальных выходах в 2D-проекции [Логвиненко, 1986].

Вместе с тем существует ряд математических методик для характеристики кластического материала конгломератов, включающих расчеты степеней округленности, уплощенности, изометричности, угловатости, зубчатости, коэффициентов сферичности и др. [Маслов, 2005 и ссылки в ней], чаще всего не используемых геологами из-за сложности первичных замеров.

## Объект исследования

Неогархейский молассоидный комплекс Койкарской структуры (центральная часть Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, Центральная Карелия) представлен базальными конглобрекциями и полимиктовыми конгломератами, сформированными в районе оз. Питкилампи, и имеет площадь до 8 км<sup>2</sup> [Светов, 2005; Бакаева, 2018б]. Терригенная толща залегает на вулканитах коматиит-базальтового и средне-кислого состава и имеет реконструируемую мощность от 80 до 230 м.

Обломочный материал конгломератов представлен (по классификации [Логвиненко, 1986]) преимущественно гальками и валунами (мелкими и крупными, до 15 см) основных и ультраосновных пород (коматиитов, базальтов, габбро) и более крупными валунами (до 25–40 см, в редких случаях до 1 м) средне-кислых пород (дацитов, риодацитов, риолитов, гранитов, плагиогранитов). По петрографическим и геохимическим особенностям обломочный материал молассоидной толщи ранее авторами разделялся на несколько серий. Согласно подробному описанию, приведенному в [Бакаева, 2018а], среди обломков основного и ультраосновного состава выделены *коматиит-толеитовая* (базальтовые коматииты, вариолиты) и *базальтовая* (базальты, туфы базальтов, габбро) серии, представленные мелкими валунами и гальками размером до (7–15) × (2–7) см, преимущественно угловатыми и субугловатыми. Обломки среднего и кислого состава разделены на *дацит-риолитовую* (андезитовые вариолиты, риодациты, дациты, трахидациты, риолиты) и *гранитоидную* (плагиограниты, субщелочные граниты, граниты, диориты, кварцевые диориты) серии. Дациит-риолитовые обломки представлены как массивными, так и расслан-

цованными гальками (от 1–2 до 8–10 см) и валунами размером до 25 × (7–12) см. В рассланцованных конгломератах гальки вытянуты и уплощены. Обломочный материал гранитного состава варьирует по размеру от галечного до крупновалунного (до 1 × 0,5 м). Все обломки субокатанные, лишь в рассланцованных зонах толщи – вытянутые, уплощенные, линзовидные (данные обломки в работе не анализировались ввиду их поздней тектонической деформации).

### Методика исследования

Детальное изучение кластического и цементирующего материала неогарейских конгломератов Койкарской структуры комплексом петрографических и геохимических методов проводилось ранее и отражено в [Бакаева, 2018а, б].

В рамках данной работы авторами было выполнено изучение и фотодокументация нескольких представительных обнажений по разрезу (от базальной до верхней части разреза) молассоидного комплекса. Анализ кластического материала проводился по фотоснимкам высокого разрешения в лицензионной программе CorelDraw с установленным плагином PlotCalc. Важно отметить, что для получения максимально корректного результата авторами анализировались гальки всех составов (от ультраосновных до кислых) размером более 2 см, тогда как гальки меньшего размера принимались за составную часть цементирующей массы (граувакковый материал).

Для оценки степени окатанности обломков была применена методика, основанная на изучении степени окатанности кварцевых зерен песчаников [Ухов, 2013]. Согласно данной методике зерна кварца при транспортировке или переотложении стремятся к приобретению равновесной и устойчивой эллипсоидальной формы, наибольшая близость к которой является самой совершенной степенью окатанности, определяемой автором как 5 класс окатанности. В данном исследовании авторы применяют методику с учетом некоторых дополнений: всего выделяются шесть классов окатанности, из которых 1 и 2 классы объединены ввиду редкости существования, их значения составляют 0–4,6 %, тогда как для 3 класса – 4,6–9,9 %, 4 класса – 9,9–21,4 %, 5 класса – 21,4–45,9 %, 6 класса – 45,9–100 %.

Полевые наблюдения позволяют считать, что данная тенденция справедлива не только для отдельных зерен, но и для обломков пород в целом. В связи с вышесказанным авторами данного исследования предпринята попытка

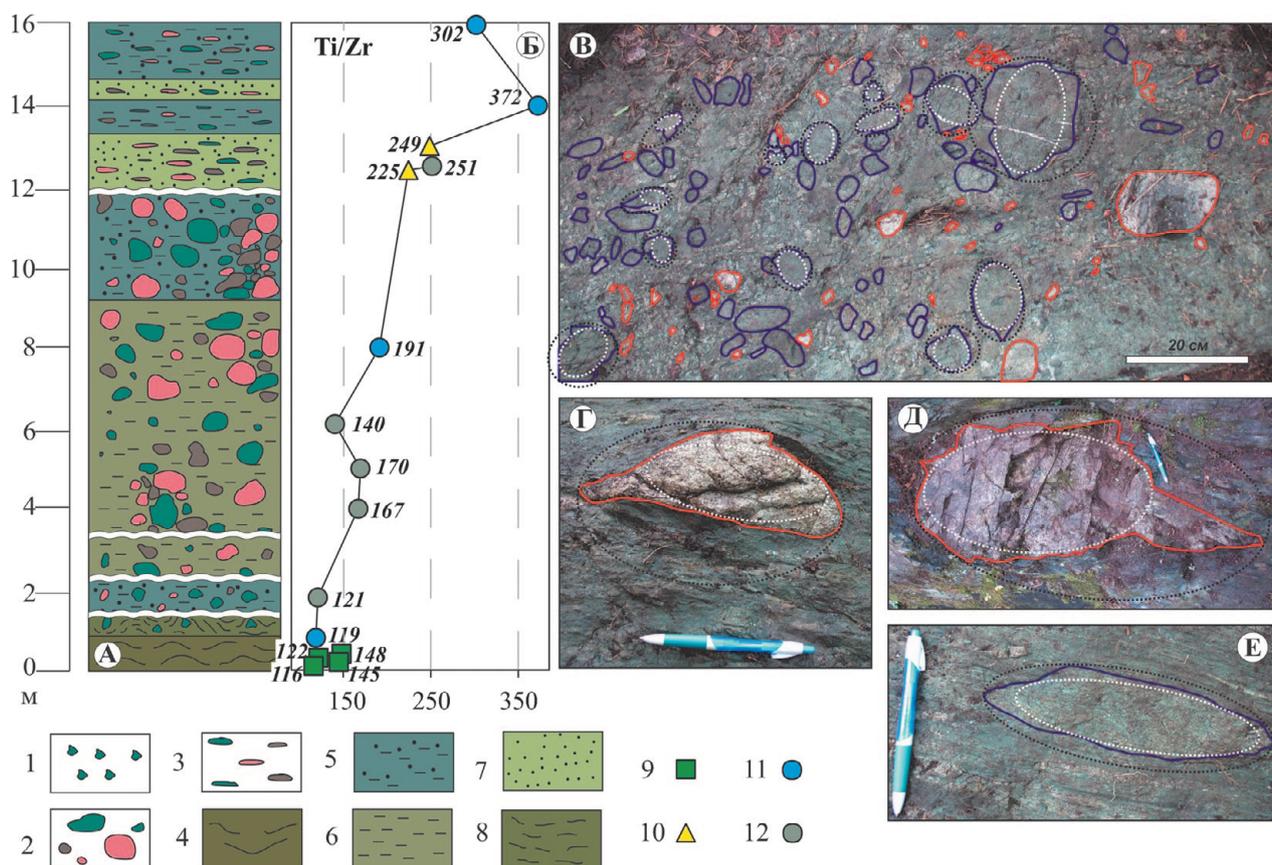
применить описанную методику к галечному материалу полимиктовых конгломератов Койкарского домена. Для этого на снимках высокого разрешения поверхностей обнажений конгломератов в программе CorelDraw было выполнено оконтуривание обломков разного состава (рис.). Расчет степени и класса окатанности включал несколько итераций и проводился в плагине PlotCalc по следующей схеме: 1) вычисление площади обломка ( $S_{\text{обломка}}$ ); 2) вычисление площади вписанного эллипса, занимающего максимально возможную площадь внутри исследуемого обломка ( $S_{\text{впис. элл.}}$ ); 3) вычисление площади описанного эллипса, занимающего минимально возможную площадь вокруг исследуемого обломка ( $S_{\text{опис. элл.}}$ ). Окатанность ( $O$ ) определялась по формуле:  $O = (S_{\text{впис. элл.}}^2 / (S_{\text{опис. элл.}} \times S_{\text{обломка}})) \times 100\%$  [Ухов, 2013], схематическое отображение результатов представлено на рисунке (в, г) и в таблице 1.

Дополнительно рассчитывалась доля обломков основного-ультраосновного и среднекислого составов по разрезу молассоидной толщи (на участке оз. Питкилампи) (рис., а).

### Результаты и обсуждение

Согласно проведенным подсчетам установлено, что в основании осадочного бассейна обломки мафитового состава размером более 2–5 см составляют  $\approx 13,7\%$ , а обломки среднекислого состава  $\approx 3,5\%$  от объема обломочной компоненты, что подтверждается полевыми наблюдениями. К верхним частям разреза (15 м и выше от базальной части) соотношение существенно меняется и преобладают обломки среднего и кислого состава (15,2 % галек к 3,5 % мафитового материала).

В качестве контролирующего фактора «окатанности» для характеристики дальности переноса обломков в случае терригенных пород (чаще всего средне- и мелкозернистых) может выступать «химический маркер», а именно – отношение титана к цирконию (Ti/Zr). Величина данного отношения позволяет оценить дальность транспортировки терригенного материала в связи с тем, что лучшей сохранностью при сносе обладает циркон по сравнению с Ti-содержащими минералами [Интерпретация..., 2001]. Так как объектом исследования являются грубообломочные породы – полимиктовые конгломераты, данный модуль не может быть применен к кластическому материалу ввиду его крупности, но данное отношение можно оценить по цементирующей массе, представленной грауваккой. Ранними исследованиями было установлено, что состав матрикса кон-



Строение базальной части молассоидного комплекса Койкарской структуры (Центральная Карелия) (А), распределение Ti/Zr-модуля в матрице по разрезу (Б), морфология полимиктовых конгломератов с примерами трассировки обломков и оценки степени их окатанности (В–Е).

Условные обозначения к колонке (А) и графику Ti/Zr (Б): характеристика галек (1–3): 1 – мелкогалечная конглобрекция, 2 – валунно-галечный полимиктовый конгломерат, 3 – полимиктовые конгломераты «лахароподобного» типа; характеристика цемента (4–8): 4 – кора выветривания, 5 (11) – литовая граувакка, 6 (12) – вулканомиктовая мафитовая граувакка, 7 (10) – граувакковый песчаник, 8 (9) – цемент из перебитой коры выветривания.

Условные обозначения к фотографиям: В – контуры галек основного, ультраосновного, среднего и кислого составов, очерченные для оценки степени окатанности и расчета их процентного содержания на площади; Г – обломок дацит-риолитовой серии с окатанностью 19,4 % (класс 4); Д – обломок гранита с окатанностью 29,1 % (класс 5); Е – обломок базальтового коматиита с окатанностью 43,1 % (класс 6)

The structure of the basal part of the molassoid complex of the Koikary area (Central Karelia) (A), Ti/Zr ratios in the matrix (B), the morphology of polymictic conglomerates with examples of tracing clasts and assessing the degree of their roundness (B–E).

Legend (A, B): characteristics of the pebbles (1–3): 1 – small conglobreccia, 2 – boulder-pebble polymictic conglomerate, 3 – polymictic conglomerates of «lahar» type; characteristics of cement (4–8): 4 – weathering crust, 5 (11) – lithic graywacke, 6 (12) – volcanomictic mafic graywacke, 7 (10) – graywacke sandstone, 8 (9) – cement from the resedimented paleosol.

Legend for the photographs: B – the contours of the pebbles of the mafic, ultramafic, intermediate and felsic compositions outlined for assessing the degree of roundness and calculating their percentage in the area; Г – a clast of the dacite-rhyolite series with a roundness of 19.4 % (class 4); Д – a clast of granite with a roundness of 29.1 % (class 5); Е – a clast of basalt-komatiite with a roundness of 43.1 % (class 6)

гломератов неоднороден по разрезу и зависит как от типа подстилающих пород, так и от магматических комплексов, находящихся в области эрозии. Цемент конгломератов в основании осадочной толщи (первые 40–50 см) представлен преимущественно продуктами разрушения коры выветривания коматиитов, выше по разрезу – неоднородно чередующимися слоями вулканомиктовой мафитовой граувакки, литовой граувакки и грауваккового песчаника,

в результате изучения которых установлены потенциальные источники цемента конгломератов, а именно: коматииты, туфы коматиитов и дацит-риолитовые комплексы, продукты разрушения которых существенно повлияли на состав матрикса и, как установлено позже, обломочного материала.

Таким образом, в данном исследовании Ti/Zr-отношение приводится по цементу конгломератов [Бакаева, 2018б].

Таблица 1. Степень окатанности обломочного материала, рассчитанная по фотоснимкам обнажений молассоидного комплекса Койкарской структуры (см. рис.), по методике [Ухов, 2013]

Table 1. The degree of roundness of clastic material, calculated from the outcrop photos of the molassoid complex of the Koikary area (see fig. 1, в) according to the method [Ukhov, 2013]

Обломки Clasts	$S_{\text{эпис. элл.}}^2$ $S_{\text{ell. insc.}}^2$ (M <sup>2</sup> )	$S_{\text{эпис. элл.}}^2$ $S_{\text{ell. desc.}}^2$ (M <sup>2</sup> )	$S_{\text{обломка}}$ $S_{\text{clast}}$ (M <sup>2</sup> )	O (%)	Ω
Основного и ультраосновного состава Mafic and ultramafic composition	11,2×10 <sup>-8</sup> –24,1×10 <sup>-3</sup>	9,7×10 <sup>-4</sup> –38,1×10 <sup>-2</sup>	5,1×10 <sup>-4</sup> –22×10 <sup>-2</sup>	9,5–40,1	3–5
Среднего и кислого состава Intermediate and felsic composition	3,1×10 <sup>-8</sup> –7,4×10 <sup>-7</sup>	4,1×10 <sup>-4</sup> –1,6×10 <sup>-3</sup>	22,9×10 <sup>-5</sup> –11×10 <sup>-4</sup>	19,4–63,7	4–6

Примечание. O – окатанность, Ω – класс окатанности [Ухов, 2013]. Ti/Zr – по: [Бакаева, 20186].

Note. O is roundness, Ω – roundness class [Ukhov, 2013]. Ti/Zr – after [Bakaeva, 20186].

Значение Ti/Zr-отношения в матриксе конгломератов (рис., б) варьирует от 116,1 до 372,5 [Бакаева, 20186]. Полученные результаты имеют близкие значения к данным Ti/Zr-модуля в предполагаемых материнских породах (преимущественно коматиитах и базальтах) Койкарского домена в районе оз. Питкилампи [Бакаева, 20186], что свидетельствует об их существенном влиянии на состав цемента и локальном сносе продуктов их разрушения (возможно, первые километры), послуживших «строительным материалом» молассоидной толщи. Столь высокие значения отношения титана к цирконию и отсутствие значимых изменений в цементе и кластах (процессов разрушения и переработки исходных минеральных парагенезов) согласуются с выводом об отсутствии длительной транспортировки обломочного материала и компонентов матрикса конгломератов.

В результате проведенных исследований метод, ранее применяемый для оценки окатанности кварцевых зерен песков (с использованием плагина PlotCalc), был опробован для оценки окатанности кластического материала полимиктовых конгломератов архейского молассоидного комплекса Койкарской структуры Центральной Карелии.

Установлено, что в молассоидной толще окатанность обломков не только варьирует по разрезу, но и зависит от типа обломочного материала (табл. 2). Степень окатанности мафитовых обломков, которая составляет 9,5–40,1 % и относится к 3–5 классам, отвечает незначительному, локальному переносу (первые километры) материала. Для обломков среднего и кислого состава разброс значений окатанности более существенный (от 19,4 до 63,7 %) и соответствует 4–6 классам окатанности. Максимальные значения

Таблица 2. Окатанность, класс окатанности обломочного материала полимиктовых конгломератов молассоидного комплекса Койкарской структуры (на примере коллекции образцов, отобранных в ходе полевых работ)

Table 2. Roundness, class of roundness for the clastic material of polymictic conglomerates of the molassoid complex from the Koikary area (from the example of the sample collection taken during field work)

Пробы (обломки) Samples (clasts)	Серии* Series*	Порода Rock	O (окатанность), % (roundness)	Ω (класс окатанности) (roundness class)
21–3	Коматиит-толеитовая Komatiite- tholeiite	Базальтовый коматиит Basalt-komatiite	9,5–35,4 35,1 <sub>сред</sub>	5
18-3b		Базальтовый коматиит Basalt-komatiite		
к-3-2		Базальтовый коматиит Basalt-komatiite		
к-3-5		Базальтовый коматиит Basalt-komatiite		
к-4-2	Базальтовая Basaltic	Туф базальта Tuff of basalt	20,1–40,1 30,6 <sub>сред</sub>	5
к-2-3		Базальт Basalt		

Таблица 2 (окончание)

Table 2 (continued)

Пробы (обломки) Samples (clasts)	Серии* Series*	Порода Rock	О (окатанность), % (roundness)	Ω (класс окатанности) (roundness class)
к-2	Дацит-риолитовая Dacite-rhyolite	Андезит (вариолитовый) Andesite	19,4–50,9 36,9 <sub>сред</sub>	4–6
18-2b		Дацит Dacite		
18-2e		Дацит Dacite		
21–2		Риолит Rhyolite		
20-1b		Дацит Dacite		
18-5с		Дацит (с/щ) Dacite (s/a)		
18-2с		Дацит (с/щ) Dacite (s/a)		
к-2-2		Дацит Dacite		
18-2d		Дацит Dacite		
20-1a		Дацит Dacite		
18-2a		Гранитоидная Granitoid		
21-1a	Гранит Granite			
18-5b	Гранит (с/щ) Granite (s/a)			
к-4-1	Крупнозернистый гранит, валун Coarse-grained granite, boulder			
к-6-1	Гранитный валун Boulder of granite			
148–1	Плагипорфировый гранит Plagioporphyratic granite			
к-3-1	Мелкозернистый гранит, валун (с/щ) Fine-grained granite, boulder (s/a)			

Примечание. \*Серии выделены по данным: [Бакаева, 2018а]; с/щ – субщелочная серия (значения  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  в обломках 9,64–10,23 мас. %).

Note. \*The series are given after [Bakaeva, 2018a]; (s/a) – subalkaline series ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  values in clasts are 9.64–10.23 wt. %).

окатанности получены для плагипорфировых гранитов (63,7 %), а минимальные – для дацитов и риолитов (от 19,4 до 50,9 %). Используя данную методику наряду с Ti/Zr-модулем, рассчитанным для цемента конгломератов, можно предположить латеральный ряд потенциальных источников, среди которых максимально приближенными будут магматические комплексы мафитового и дацит-риолитового составов (наблюдаемые в настоящее время в районе оз. Питкилампи), а максимально удаленными – гранитного состава. Данный вывод согласуется с ранее проведенными

исследованиями, в результате которых установлено геохимическое сродство обломочного материала и матрикса конгломератов с подстилающими осадочный бассейн коматиит-базальтовыми комплексами и дацит-риолитовыми ассоциациями района оз. Питкилампи.

Методика оценки степени окатанности кварцевых зерен, апробированная в данной работе, показала эффективность применения данного метода и для грубообломочных пород. Ее преимуществами являются очевидная простота анализа и экспрессный расчет значений ока-

танности, благодаря которым уже на инициальных стадиях исследований может быть получена информация о латеральной последовательности вероятных источников обломочного материала осадочной толщи, необходимая для проведения как литологических, так и геодинамических исследований.

*Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).*

*Авторы благодарят И. С. Ухова за консультации по применению представленной методики, А. И. Слабунова и С. Ю. Чаженгину за детальное и во многом критическое обсуждение полученных результатов.*

## Литература

*Бакаева А. В.* Грубообломочный материал неогархейского молассоидного комплекса Центральной Карелии: петрографическая и геохимическая характеристика // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018а. С. 16–20.

## References

*Bakaeva A. V.* Grubooblomochnyi material neoarkeiskogo molassoidnogo kompleksa Tsentral'noi Karelii: petrograficheskaya i geokhimicheskaya kharakteristika [Rudaceous material of the Neoproterozoic molassoid complex in Central Karelia: petrographical and geochemical characteristics]. *Aktual'nye probl. geol., geofiziki i geoekol.* [Topical iss. of geol., geophys., and geoecol.]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2018a. P. 16–20.

*Bakaeva A. V.* Matriks polimiktovykh konglomeratov neoarkeiskogo molassoidnogo basseina Koikarskogo domena: geokhimicheskaya kharakteristika, istochniki materiala [Matrix-supported polymictic conglomerates of the Neoproterozoic molassoid basin of the Koikary domain: geochemical characteristics, sources of material]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2018b. No. 2. P. 111–121. doi: 10.17076/geo766

*Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh* [Geochemical data interpretation]. Moscow: Internet Inzhiniring, 2001. Vol. I. 288 p.

*Kuznetsov V. G.* Litologiya. Osadochnye gornye porody i ikh izuchenie: Ucheb. posobie dlya vuzov [Lithology. Sedimentary rocks and their study: a university textbook]. Moscow: Nedra-Biznestsentr, 2007. 511 p.

*Бакаева А. В.* Матрикс полимиктовых конгломератов неогархейского молассоидного бассейна Койкарского домена: геохимическая характеристика, источники материала // Труды КарНЦ РАН. 2018б. № 2. С. 111–121. doi: 10.17076/geo766

*Интерпретация геохимических данных* / Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. Т. I. 288 с.

*Кузнецов В. Г.* Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. М.: Недра-Бизнесцентр, 2007. 511 с.

*Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И.* Методы определения осадочных пород: Учеб. пособие для вузов. Л.: Недра, 1986. 240 с.

*Маслов А. В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учеб. пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

*Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А.* Неогархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 5–17.

*Ухов И. С.* Новая методика определения окатанности песчаных кварцевых зерен // Ярославский педагогический вестник. 2013. Т. III (Естественные науки), № 4. С. 284–289.

*Поступила в редакцию 26.12.2018*

*Logvinenko N. V., Sergeeva E. I.* Metody opredeleniya osadochnykh porod [Methods for determining sedimentary rocks]. Leningrad: Nedra, 1986. 240 p.

*Maslov A. V.* Osadochnye porody: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannykh [Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the obtained data]. Ekaterinburg: Izd-vo UGGU, 2005. 289 p.

*Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N., Antropova E. A.* Neoarkeiskie pull-apart basseiny Tsentral'no-Karel'skogo terreina: porodnye posledovatel'nosti i litogeochemicheskaya kharakteristika [The Neoproterozoic pull-apart basins of the Central Karelian terrain: rock sequences and lithochemical characteristics]. *Geol. i polez. iskopaemye Karelii* [Geol. Mineral Res. Karelia]. Iss. 8. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. P. 5–17.

*Ukhov I. S.* Novaya metodika opredeleniya okatannosti peschanykh kvartsevykh zeren [A new technique to define roundness of sandy quartz grains]. *Yaroslavskii ped. vestnik* [Yaroslavl Pedagogical Bull.]. 2013. Vol. III, no. 4. P. 284–289.

*Received December 26, 2018*

## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

### **Бакаева Александра Владимировна**

аспирант  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: sasje-ku@yandex.ru

### **Назарова Татьяна Николаевна**

научный сотрудник  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: nazarova@krc.karelia.ru

### **Светов Сергей Анатольевич**

директор, д. г.-м. н.  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru

## **CONTRIBUTORS:**

### **Bakaeva, Alexandra**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: sasje-ku@yandex.ru

### **Nazarova, Tatyana**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: nazarova@krc.karelia.ru

### **Svetov, Sergey**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

УДК 552.48 + 551.2 (470.22)

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКЛОГИТОВ НА УЧАСТКЕ САМЫЛИНО (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

**О. А. Максимов**

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия*

Получены новые геологические и петрологические данные о докембрийских эклогитах Гридинского меланжа Беломорской провинции. Детальные петрологические исследования позволили установить следующие особенности метаморфизма пород на участке Самылино: 1) ранней стадии высокобарного метаморфизма соответствуют обособленные включения диопсид-плаггиоклазовых симплектитов-I в центральной части крупных монокристаллов омфацита (содержание жадеита (Jd) 30–35 %) и ядерной части граната; 2) стадия эклогитового метаморфизма представлена омфацитом из матрикса породы и включениями омфацита (Jd 32–36 %) в промежуточной зоне граната (содержание пирропа (Prp) 27–30 %, альмандина (Alm) 48–52 %, гроссуляра (Grs) 19–23 %); 3) поздний метаморфизм амфиболитовой фации связан с формированием узкой краевой зоны граната (Prp 22–24 %, Alm 52–56 %, Grs 22 %) и клинопироксен-плаггиоклазовых симплектитов-II с роговой обманкой и плаггиоклазом в матриксе породы. Эти данные могут указывать на двукратное проявление эклогитового метаморфизма в базитах района села Гридино.

Ключевые слова: эклогит; метаморфизм; докембрий; Беломорская провинция; Фенноскандинавский щит.

### **O. A. Maksimov. GEOLOGY AND PETROLOGY OF ECLOGITES IN THE SAMYLINO AREA (BELOMORIAN PROVINCE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD)**

New geological and petrological data are presented for the Precambrian eclogites of Gridino area, Belomorian Province. The detailed optical and microprobe studies of eclogites in the Samylino locality allow distinguishing the essential features of eclogitic metamorphism in this area. The early stage of high-pressure metamorphism in this tholeiitic series mafic rocks is recognized by the presence of diopside-plagioclase symplectitic inclusions (symplectites I) in the central parts of large omphacite (jadeite 30–35 %) crystals and in the cores of zoned garnet grains. The eclogitic metamorphism is distinguished by omphacite in the matrix and its inclusions in the garnet (pyrope 27–30 %, almandin 48–52 %, grossular 19–23 %) inner zones. The high-pressure amphibolite facies overprinting is represented by garnet rims (pyrope 22–24 %, almandin 52–56 %, grossular 22 %) and diopside-plagioclase ( $\pm$  hornblende) symplectites II. These data suggest a two-stage character of eclogitic metamorphism in Gridino area.

Keywords: eclogite; metamorphism; Precambrian; Belomorian Province; Fennoscandian Shield.

## Введение

В процессе изучения Беломорской провинции Фенноскандинавского щита были обнаружены эклогиты и продукты их ретроградного преобразования [Володичев и др., 2004]. В районе с. Гридино установлены два эпизода эклогитового метаморфизма: архейский в телах основных пород и палеопротерозойский в дайках габброноритов [Володичев и др., 2004]. Эклогиты, в основной массе ретроградно преобразованные, являются преимущественной составляющей обломочного компонента Гридинского меланжа и крайне важным объектом для понимания характера геодинамических процессов в раннем докембрии. Несмотря на длительную историю изучения этих пород, у исследователей нет единого мнения о времени и кратности проявления эклогитового метаморфизма в указанном регионе. Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о высокобарном метаморфическом событии в архейское время [Володичев и др., 2004; Li et al., 2015]. Однако в последнее время многие ученые изотопно-геохимическими и минералогическими данными обосновывают исключительно палеопротерозойский возраст, около 1,9 млрд лет, всех эклогитов Гридинской структуры [Brown, Johnson, 2018 и ссылки в ней].

При детальном изучении эклогитов Гридинской структуры автором в ряде тел были обнаружены особенности микроструктур и минерального состава пород, которые, возможно, являются признаками двукратного проявления эклогитового метаморфизма в одном теле базитов. Результаты детального изучения наиболее представительного объекта в районе озера Самылино (рис. 1, врезка) приводятся в этой работе.

## Геологическое положение

Район озера Самылино расположен в северо-западной части Гридинского эклогитсодержащего меланжа (в 3 км на запад от села Гридино). Здесь в гранитоидном матриксе, представленном биотитовыми гнейсами ( $\pm$  гранат, роговая обманка), наблюдается скопление крупных (6×8 м) сложенных эклогитами тел. Зона их концентрации протягивается в северо-восточном направлении. По геолого-петрологическим характеристикам тела являются типичными составляющими Гридинского эклогитсодержащего меланжа. Это один из лучших после острова Столбиха объектов, где эклогиты, несмотря на неоднократные ретроградные преобразования, характеризуются относитель-

но хорошо сохранившейся гранат-омфацитовой минеральной ассоциацией.

Детально изучено одно из тел этой группы – обнажение GR170 (рис. 1). Оно имеет зональное строение: в его центральной части сохраняются участки мелкозернистых эклогитов с преобладающей гранат-омфацитовой минеральной ассоциацией. По петрохимическим характеристикам они отвечают базитам нормального ряда и относятся к породам толеитовой серии. В краевых частях тела выделяются участки эклогитов с высоким содержанием граната, зона преобразованных эклогитов с диопсид-плагиоклазовыми симплектитам и зона с высоким содержанием роговой обманки. Последняя отражает проявление позднего метаморфизма амфиболитовой фации в периферической зоне тела. Вмещающие гнейсы на контакте с телом содержат мелкие ксенолиты амфиболитов с реликтами трансформированных диопсид-плагиоклазовых симплектитов.

Внутреннюю структуру тела пронизывает серия секущих жил гранодиоритов мощностью от 5–10 до 25–50 см общего северо-восточного простирания. Жилы не выходят за пределы тела.

## Методы исследования

В работе использовалась подборка из 15 образцов центральной и краевой частей тела эклогитов, жил гранодиоритов и вмещающих гнейсов участка Самылино. Для детальных петрографических исследований было выбрано три наиболее представительных образца из центральной массивной части эклогитов (рис. 1).

Изучение состава породообразующих минералов проводилось в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН с использованием сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 ЦКП КарНЦ РАН. При расчетах формул минералов и их миналов использовались программы Make\_Mineral.19 для MS Excel (Курдюков Е., Абрамов С., ИГЕМ РАН, 2004), TPF 7.0 (ИЭМ РАН) и Minal3 (Доливо-Добровольский Д. В., ИГГД РАН).

Символы минералов в тексте даны по: [Kretz, 1983]. Кроме того, Jd – содержание жадеитового компонента в клинопироксене.

## Петрология

Эклогиты из центральной части тела в меньшей степени были подвержены наложенным преобразованиям амфиболитовой фации. Омфацит и гранат вместе с небольшим количест-

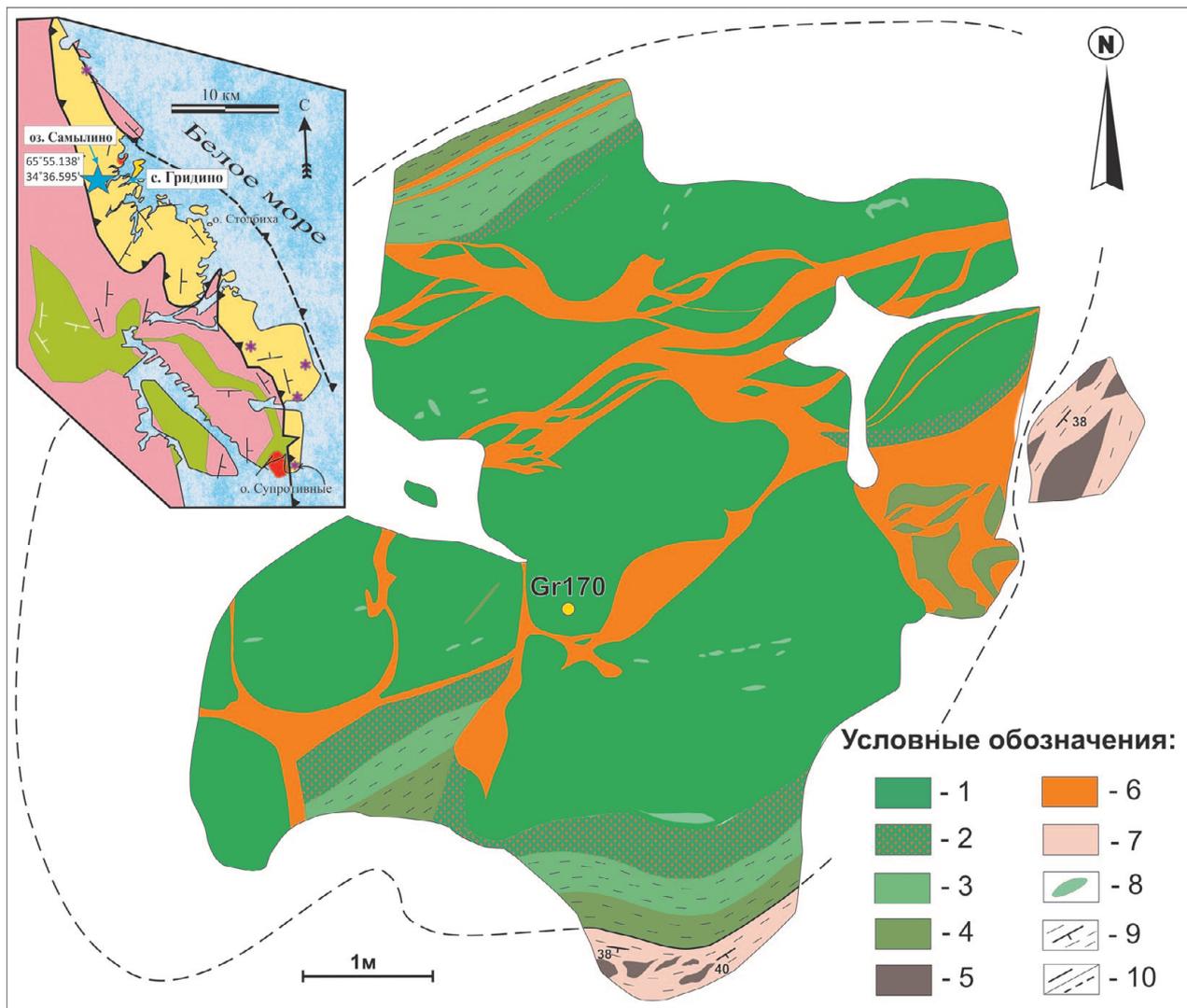


Рис. 1. Схема геологического строения участка Самылино (сост. О. А. Максимов и И. А. Горбунов); на врезке: схема геологического строения района с. Гридино (автор А. И. Слабунов) и расположение участка Самылино. 1 – эклогиты; 2 – эклогиты с высоким содержанием граната; 3 – Grt-Di-Pl породы; 4 – гранатовые амфиболиты; 5 – амфиболиты; 6 – гранодиориты; 7 – биотитовые гнейсы; 8 – лейкократовые Di-Pl обособления; 9 – элементы залегания и сланцеватость; 10 – линия контакта тела и вмещающих гнейсов: видимая/предполагаемая

Fig. 1. Scheme showing the geological structure of Samylyno locality (by O. A. Maksimov and I. A. Gorbunov); Inset: scheme showing the geological structure of the Gridino area (after A. I. Slabunov) and the location of Samylyno locality. 1 – eclogite; 2 – garnet-rich eclogite; 3 – Grt-Di-Pl rocks; 4 – garnet amphibolite; 5 – amphibolites; 6 – granodiorites; 7 – biotite gneisses; 8 – leucocratic Di-Pl aggregates; 9 – planar features and schistosity; 10 – body-host gneiss contact line: visible/assumed

вом кварца являются главными породообразующими минералами, составляющими до 65 % объема породы. Второстепенные и акцессорные минералы представлены Di и Pl в симплектитовых срастаниях, а также Hbl, Zo, Rt.

По морфологии зерен и особенностям химического состава клинопироксена можно выделить четыре разновидности в породе: включения диопсид-плаггиоклазовых срастаний в омфациите и гранате, поздние диопсид-плаггиоклазовые симплектиты в матрице породы и две разновидности омфациита. Вариации жадеитового компонента в клинопироксене – от 8

до 40 %, содержание эгирина не превышает 10 % (рис. 2). Среди зерен омфациита можно выделить две основные группы: 1) омфациит с Jd 30–35 % распространен в матрице породы, 2) с Jd 32–36 % – в качестве включений в гранате. В крупных кристаллах омфациита основной массы отмечается резкое снижение жадеитового компонента в краевой части (Jd от 35 до 8–9 %) при обрастании их диопсид-плаггиоклазовыми ( $\pm$ Hbl) симплектитами на границе зерен. В ряде зерен омфациита (рис. 3, а) по периферии кристаллов образуются хорошо выраженные типичные переходы от омфаци-

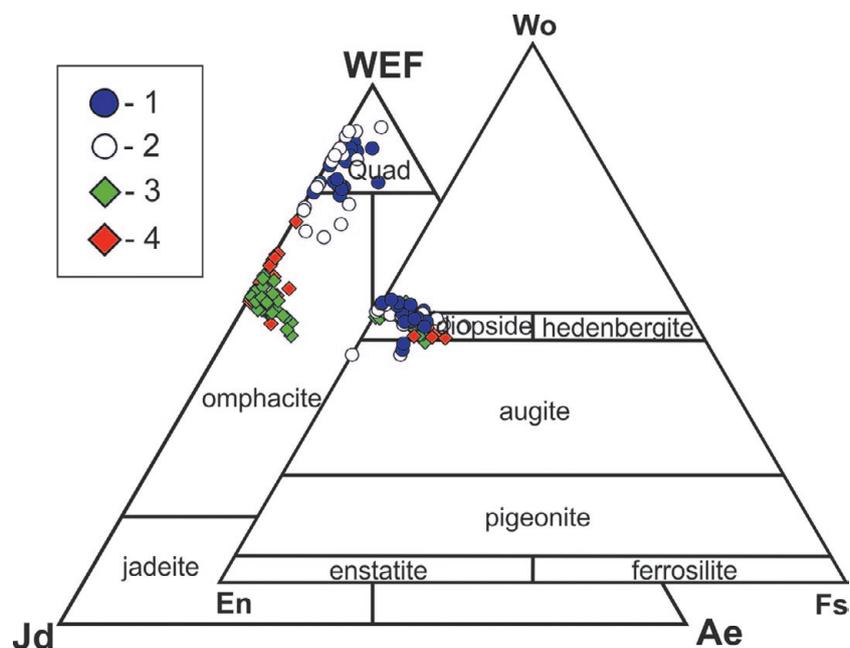


Рис. 2. Диаграммы состава пироксена из эклогитов участка Самылино: 1 – включения Di-PI симплектитов-I в зернах омфацита и граната; 2 – поздние Di-PI симплектиты-II; 3 – омфацит-II в матриксе породы, 4 – омфацит-II включения в гранате

Fig. 2. Compositional diagrams for pyroxene from the Samylyno eclogites: 1 – Di-PI symplectite-I inclusions in Omp and Grt grains; 2 – Di-PI symplectite-II; 3 – omphacite second generation; 4 – Omp-II inclusions in garnet

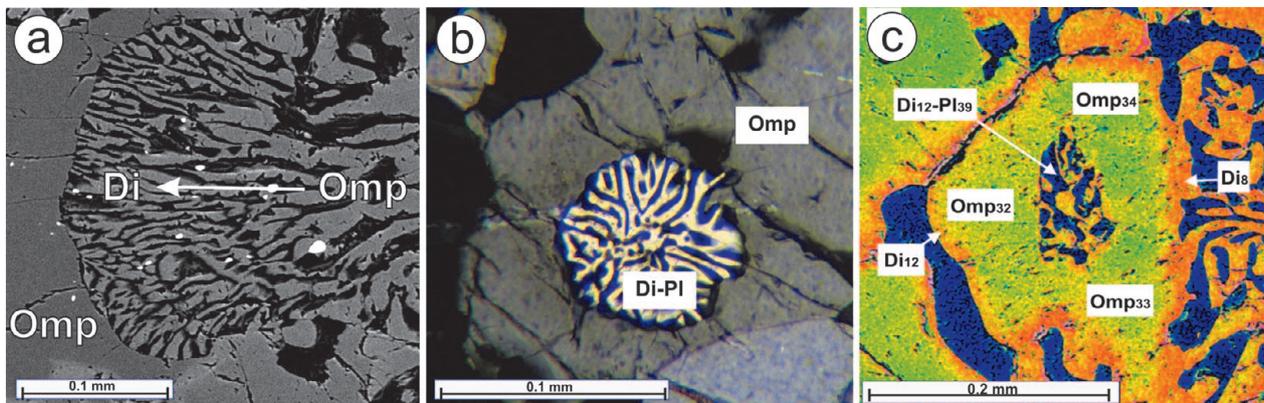


Рис. 3. Симплектиты с переходами от омфацитов к натрийсодержащим диопсидам (а), изображение в обратно-рассеянных электронах; включения дактилитовых симплектитов в Omp (b), изображение в X николях; включения дактилитовых симплектитов в Omp и снижение содержания Jd к краевой части кристаллов Omp с новообразованиями Di-PI симплектитов второй генерации (c), цветокодированное изображение в обратно-рассеянных электронах

Fig. 3. Symplectites with the transition from omphacite to sodium-bearing diopside (a), backscattered electron image; dactylitic symplectite inclusions in Omp (b); dactylitic symplectite inclusions in Omp and decline in Jd concentration toward the Omp crystal margin with the neogenesis of Di-PI symplectites second generation (c), color-coded backscattered electron image

тов в центре зерна к симплектитам в краевой части, с постепенным уменьшением размеров ламелл PI и одновременным снижением содержания жадеита в клинопироксене, что указывает на снижение давлений их образования [Joanny et al., 1991].

В образцах из центральной части обнажения (рис. 1) обнаружены петрографические особенности, которые ранее не отмечались в породах Гридинского меланжа.

Среди основной массы породы выделяется группа монокристаллов омфацита (Jd до

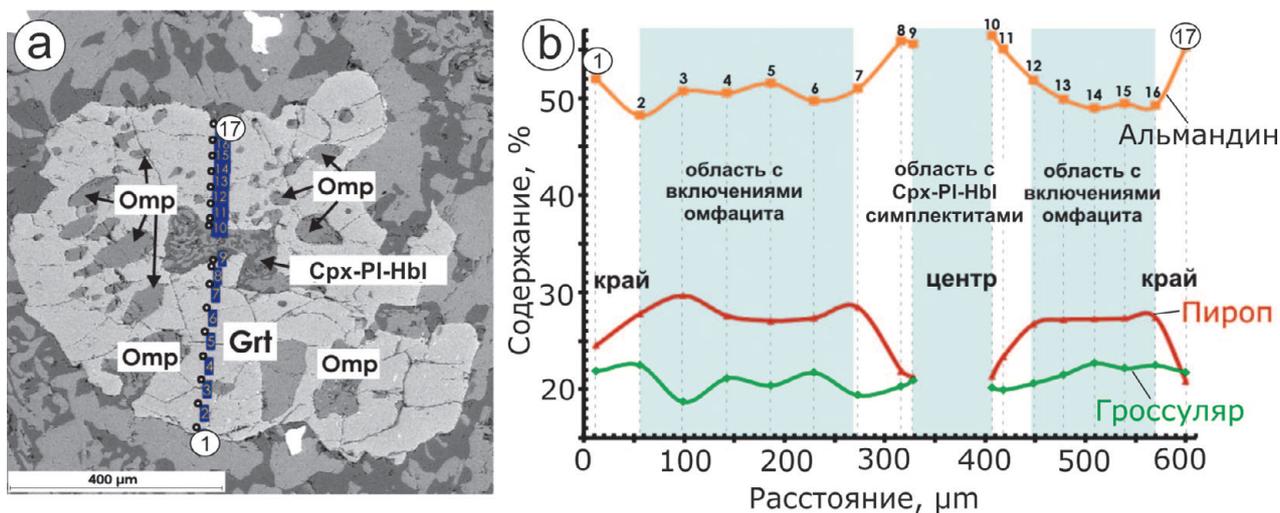


Рис. 4. Гранат, обогащенный включениями Omp в краевой зоне и включениями Di-Pl симплектитов с Hbl в центральной части (а), изображение в обратно-рассеянных электронах; диаграмма изменения модалого состава гранатов по профилю 1–17 (b)

Fig. 4. Garnet enriched with Omp inclusions in the marginal zone and inclusions of Di-Pl symplectites with Hbl in the central zone (a), backscattered electron image; diagram of variations in the modal composition of garnet along profile 1–17 (b)

30–35 %). В центральной части этих зерен находятся включения диопсид-плагиоклазовых симплектитов ранней генерации (рис. 3, b). Содержание жадеитового компонента в диопсидах симплектитов составляет 6–14 %, анортитового компонента в плагиоклазах – от 20–25 до 40 %. Данные включения имеют ряд особенностей:

1) Прослеживается резкая граница на контакте внешней зоны включений симплектитов с более поздним омфацитом (рис. 3, b).

2) Некоторые включения сложены двумя-тремя разноориентированными агрегатами симплектитов, что диагностируется по характеру угасания при изучении их под микроскопом.

3) Содержание жадеитового компонента в омфаците с включениями, как и в омфаците без включений основной массы породы, снижается к краевой части кристаллов с новообразованиями диопсид-плагиоклазовых симплектитов новой генерации (рис. 3, c).

Зерна граната отличаются сложным зональным строением и высокой концентрацией минеральных включений. В ряде случаев в центральной части гранат содержит полиминеральные включения диопсид-плагиоклазовых ( $\pm$ Hbl) симплектитов (рис. 4, а). В промежуточной и краевой части граната широко распространены включения более поздней генерации омфацита (Jd до 32–36 %), которые по времени формирования сопоставимы с крупными омфацитами из основной массы породы. Узкая краевая зона в гранатах с внешней стороны окаймляется роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем. Изменения в химическом составе граната кор-

релируются с характером минеральных включений. Установлены следующие вариации состава граната в миналах (от центра к краю): пироба 20–25 % – 27–30 % – 22–24 %, альмандина 52–58 % – 48–52 % – 52–56 %, гроссуляря 20–22 % – 19–23 % – 22 % (рис. 4, b). Такая закономерность смены минеральных включений и химического состава для гранатов в эклогитах Гридинского комплекса обнаружена впервые.

Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином, содержание анортитового компонента варьирует от 20 до 47 %. Можно выделить два типа плагиоклаза: 1) келифитовый тип, образующий короны вместе с амфиболом вокруг граната; 2) симплектитовый тип – червеобразные агрегаты плагиоклаза с клинопироксеном. Образуются при распаде Na-содержащего клинопироксена.

В породе содержится несколько разновидностей амфибола. К первой группе относятся редкие включения амфибола в центральной части граната. Они совместно с ранними диопсид-плагиоклазовыми симплектитами образуют полиминеральные срастания. Амфиболы данной группы по составу соответствуют эдениту и паргаситу. Отдельные включения амфибола в краевой части граната представлены паргаситом. Амфиболы второй группы широко представлены в породе в качестве каем образований у граната и диопсид-плагиоклазовых симплектитов в матриксе породы. Амфиболы относятся к кальциевой серии, в основном это паргасит и магниевая роговая обманка, с незначительной долей чермакита.

В омфаците и гранате присутствуют многочисленные включения мелких зерен рутила. В зоне эклогитов с высоким содержанием граната (рис. 1) широко распространены рутил, титанит и ильменит. Многие зерна рутила обрастают каймами титанита. Ильменит представлен крупными (до 0,5 мм) зернами среди клинопироксен-гранатовой массы.

### Обсуждение результатов и заключение

По установленным петрологическим особенностям строения породы можно предположить следующую смену минеральных ассоциаций:

1) По первичному омфациту-I образуются диопсид-плагиоклазовые симплектиты-I, реликты которых сохранились в центральных частях граната и монокристаллах крупных омфацитов.

2) Следующему этапу соответствуют включения омфацита в краевой зоне граната и крупные монокристаллы омфацита в матриксе породы.

3) На поздней стадии метаморфических преобразований произошла декомпрессия пород с формированием диопсид-плагиоклазовых симплектитов-II и амфибола.

Идеализированная схема смены минералов выглядит следующим образом:  $Omp-I \rightarrow (Di-Pl)-I \rightarrow Omp-II \rightarrow (Di-Pl)-II$ .

Полученные данные свидетельствуют, что в раннедокембрийском Гридинском эклогитсодержащем комплексе Беломорской провинции Фенноскандинавского щита был не один этап эклогитизации. Подобные находки обнаружены и в фанерозойском эклогитовом комплексе Центральных Альп, где в одном образце эклогита по двум генерациям граната Lu-Hf методом изотопного датирования были установлены две возрастные генерации эклогитов (332,7 и 38 млн лет), соответствующие двум орогеническим циклам в истории развития этого комплекса [Herwartz et al., 2011].

Таким образом, в образцах эклогитов участка Самылино отмечены петрологические особенности, которые, возможно, являются признаками двукратного проявления процессов эклогитового метаморфизма. 1. Включения обособленных зерен диопсид-плагиоклазовых симплектитов в монокристаллах омфацита являются продуктом декомпрессионного преобразования омфацитов эклогитового метаморфизма первого этапа с последующим их обрастанием генерацией омфацита второго этапа эклогитизации. Омфацит второй гене-

рации выступает в роли минерала-контейнера, который изолирует диопсид-плагиоклазовое ядро от внешней зоны. 2. Специфическая зональность в зернах граната: в центральной части установлены включения диопсид-плагиоклазовых симплектитов; в промежуточной части распространены включения омфацитов. Изменение состава минеральных включений соотносится с вариациями химического состава в гранате от центра к краю.

Полученные данные свидетельствуют о необходимости специального изучения этого уникального явления с аргументированным определением PT-условий метаморфизма и изотопного возраста этапов эклогитового метаморфизма. Подобные исследования с приобретением новой информации о проявлении эклогитового метаморфизма необходимы для более обоснованной интерпретации особенностей геодинамических процессов в раннем докембрии.

*Автор выражает благодарность О. И. Володичеву и А. И. Слабунову (Институт геологии КарНЦ РАН) за помощь в работе над статьей.*

*Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН) и при финансовой поддержке РФФИ, грант 16-05-01031.*

### Литература

- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В., Конилов А. Н., Кузенко Т. И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Brown M., Johnson T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // American Mineralogist. 2018. Vol. 103. P. 181–196. doi: 10.2138/am-2018-6166
- Herwartz D., Nagel T. J., Munker C., Scherer E. E., Froitzheim N. Tracing two orogenic cycles in one eclogite sample by Lu-Hf garnet chronometry // Nature Geoscience. 2011. Vol. 4. 178–183. doi: 10.1038/ngeo1060
- Joanny V., Van Roermund H., Lardeaux J. M. The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer // Geol. Rundsch. 1991. Vol. 80. P. 303–320.
- Kretz R. Symbols for rock-forming mineral // Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 277–279.
- Li X. L., Zhang L. F., Wei C. J., & Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Res. 2015. Vol. 268. P. 74–96. doi: 10.1016/j.precamres.2015.07.009

Поступила в редакцию 29.12.2018

## References

Brown M., Johnson T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics. *Am. Mineral.* 2018. Vol. 103. P. 181–196. doi: 10.2138/am-2018-6166

Herwartz D., Nagel T. J., Munker C., Scherer E. E., Froitzheim N. Tracing two orogenic cycles in one eclogite sample by Lu-Hf garnet chronometry. *Nature Geosci.* 2011. Vol. 4. P. 178–183. doi: 10.1038/ngeo1060

Joanny V., Van Roermund H., Lardeaux J. M. The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. *Geol. Rundsch.* 1991. Vol. 80. P. 303–320.

Kretz R. Symbols for rock-forming mineral. *Am. Mineral.* 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Li X. L., Zhang L. F., Wei C. J., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia. *Precambrian Res.* 2015. Vol. 268. P. 74–96. doi: 10.1016/j.precamres.2015.07.009

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova E. V., Koniolov A. N., Kuzenko T. I. Archean eclogites in the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield. *Petrology.* 2004. Vol. 12, no. 6. P. 540–560.

Received December 29, 2018

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

### Максимов Олег Александрович

младший научный сотрудник  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: olemaximov@mail.ru  
тел.: 89210115129

## CONTRIBUTOR:

### Maksimov, Oleg

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: olemaximov@mail.ru  
tel.: +792100115129

## ХРОНИКА

### НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО СОЮЗА ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА – INQUA PERIBALTIC (Петрозаводск, 20–24 августа 2018 г.)

В августе 2018 года впервые под эгидой рабочей группы INQUA Peribaltic Институт геологии КарНЦ РАН совместно с Институтом водных проблем Севера КарНЦ РАН организовали и провели международную научную конференцию «Lateglacial – Interglacial transition: glaciotectonic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes, South-

Eastern Fennoscandia». Инициатор мероприятия д. г. н. Д. А. Субетто (Российский государственный педагогический университет имени А. И. Герцена, Санкт-Петербург) возглавил организационный комитет. Организаторами конференции от Института геологии КарНЦ РАН выступили сотрудники лаборатории геохимии, четвертичной геологии и геоэкологии Т. С. Ше-



© фото Игоря Георгиевского



© фото Игоря Георгиевского

лехова, С. А. Светов, З. И. Слуковский (зам. председателя организационного комитета конференции), Н. Б. Лаврова и др.

В мероприятии приняли участие около 50 специалистов из России, Германии, Польши,

Литвы, Латвии, Финляндии и Мексики, почти половину участников составили молодые ученые из разных стран.

В первый день в рамках секционных и стендовых сессий обсуждались современные про-





блемы четвертичной геологии, палеоэкологии, палеолимнологии, геохронологии и климатологии. Состоялась школа для молодых ученых, где ведущие ученые представили обзорные доклады-лекции, а также были заслушаны доклады молодых специалистов. В научной программе 8 сотрудников ИГ КарНЦ РАН представили 3 устных и 9 стендовых докладов.

В рамках конференции состоялись полевые экскурсии, организованные сотрудниками ИГ КарНЦ РАН С. А. Световым и Т. С. Шелеховой, а также приглашенными специалистами из Москвы, Санкт-Петербурга и Мехико. В течение четырех дней гости посетили водопад Кивач, палеовулкан Гирвас, первый российский курорт «Марциальные воды», разрез па-

леопочвы в районе поселка Пай, осмотрели также геологические, биологические и культурно-исторические объекты на острове Валаам и в вепсских сельских поселениях – Шокшинском и Шелтозерском.

К началу конференции при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований был издан сборник тезисов докладов, включающий путеводитель полевых экскурсий (<http://igkrc.ru/assets/news2018/Peribaltic2018-ExcursionandAbstracts.pdf>).

В итоговом решении было принято, что следующая встреча геологов – специалистов, изучающих образования четвертичного периода в Балтийском регионе, состоится в 2019 году в Германии.

## ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

### ВЯЧЕСЛАВ СТЕПАНОВИЧ КУЛИКОВ (к 80-летию со дня рождения)



17 марта 2019 года исполняется 80 лет со дня рождения и 55 лет научной, научно-организационной, педагогической и общественной деятельности главного научного сотрудника, доктора геолого-минералогических наук, заслуженного деятеля науки РФ и РК, чл.-корр. РАЕН Вячеслава Степановича Куликова.

В.С. Куликов родился 17 марта 1939 г. в г. Торжок Калининской области. В 1962 г.

окончил Ленинградский горный институт и начал работать в Институте геологии. Прошел обучение в очной аспирантуре института. В 1970 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Базальтовый комплекс кряжа Ветренный Пояс (геология, петрология, петрохимия)», а в 1991 г. – докторскую диссертацию на тему «Высокомагнезиальный магматизм докембрия Балтийского щита». Прошел путь от старшего лаборанта и младшего научного сотрудника до ученого секретаря, зам. директора по научной работе, зам. председателя Президиума КарНЦ РАН. Его научные интересы связаны с проблемами геологии докембрия.

Научное сообщество признает его большой вклад в развитие фундаментальных исследований в области стратиграфии, тектоники, петрологии, геохимии и металлогении докембрийских образований, палеомагнетизма, экологии. Вячеслав Степанович является одним из авторитетнейших в России специалистов в области мафит-ультрамафитового магматизма докембрия Фенноскандии и связанной с ним металлогении. В 1963 г. впервые в России (в СССР) он выявил высокомагнезиальные вулканические породы со структурой, в дальнейшем (1971 г.) получившей название «спинифекс» (коматитовые базальты). Обосновал и дал наименование единственной в России и Европе «тройной точке сочленения» (г. Атлека, Вологодская обл.) водосборных бассейнов (Атлантического и Северного Ледовитого океанов и Каспийского моря – реликта палеоокеана Тетис).

В.С. Куликов является автором и соавтором более 300 научных работ и геологических карт, в т. ч.: «Геохимическая эволюция базит-ультра-

базитового магматизма протерозоя Балтийского щита» (Л., 1972); «Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита» (Л., 1988); «Geological map of the Fennoscandian shield, 1:2000000» (Helsinki, 2001); «История Земли в галактических и солнечных циклах» (Петрозаводск, 2005). Он автор ряда статей в энциклопедии «Карелия», 1–3 т. (Петрозаводск, 2007–2011), научный редактор и соавтор I и II глав книги «Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)» (2011 г.), редактор и соавтор карты «Обзорная геологическая карта Онежской структуры 1:750000» (2011 г.). Под редакцией В. С. Куликова впервые создана обзорная геологическая карта масштаба 1:750000 на площадь более 320000 км<sup>2</sup>, включающая территорию Республики Карелия и сопряженных областей северо-запада России и Восточной Финляндии (2015 г.). Он является ученым секретарем советско-финляндской рабочей группы по НТС в области геологии (1972–1975), ученым секретарем межведомственного координационного Совета по науке и технике РК (1992–1995), членом Ученого совета ИГ КарНЦ РАН с 1969 г., Президиума КарНЦ РАН

(1988–2006), Карельского Рескома профсоюза ВШНУ (1990–1992), председателем Петрографического Совета по Северо-Западу России (с 1993 г.), действительным членом РМО (Карельское отделение), членом НТС национального парка «Водлозерский».

Вячеслав Степанович активно участвует в работе научных конференций, совещаний различного ранга, на которых выступает с докладами. Читает курс лекций по дисциплине «Геология России» для студентов ПетрГУ по специальности «общая геология».

В. С. Куликов награжден медалью «За доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина» и орденом Почета РФ, почетными грамотами Совета Министров КАССР, Президиума Верховного Совета КАССР, Правительства РК, Президиума и Совета Профсоюзов АН СССР.

Наши добрые пожелания Вячеславу Степановичу во всем! Здоровья и новых творческих успехов!

*Редакционная коллегия  
серии «Геология докембрия»,  
сотрудники Института геологии КарНЦ РАН*

## УТРАТЫ

### ПАМЯТИ АНАТОЛИЯ ИВАНОВИЧА ГОЛУБЕВА (1944–2018)

10 ноября 2018 г. на 75-м году ушел из жизни Анатолий Иванович Голубев, ведущий научный сотрудник Института геологии КарНЦ РАН, канд. геол.-мин. наук, член редакционной коллегии журнала «Труды КарНЦ РАН» (серии «Геология докембрия»).

Анатолий Иванович родился 8 марта 1944 г. в дер. Раглицы Шимского района Новгородской области. После окончания Ленинградского государственного университета по специальности «геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых» с 1966 года работал в Институте геологии, верность которому сохранил до конца. Уже в 1967 году в соавторстве с А. П. Световым опубликована его приоритетная статья в ДАН СССР «Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса центральной Карелии».

А. И. Голубев становится одним из ведущих специалистов института в области докембрийской палеовулканологии, петрохимии и геохимии, его научные интересы также связываются с изучением особенностей металлогении магматических и вулканогенно-осадочных комплексов докембрия Карелии. Он был в числе разработчиков федеральной программы «Платина России», программы «Золото Карелии», ряда совместных международных проектов. Впервые при его руководстве составлена регистрационная карта платиноносных объектов территории Карелии (м-б 1:1 000 000), кадастр к ней по основным рудноформационным типам и завершена тема плана НИР «Металлогения и факторы контроля благороднометалльного оруденения в докембрии Карелии».

С 1995 года Анатолий Иванович руководил лабораторией геодинамики и металлогении,



с 2004 г. – лабораторией магматизма, палеовулканологии и металлогении. С 2002 по 2009 гг. трудился на посту заместителя директора Института геологии по научной работе. Он много лет координировал НИР института по направлению «Минерагения Карелии. Комплексные технологии: шунгиты, промышленные минералы».

По результатам исследований А. И. Голубевым опубликовано более 300 работ, в т. ч.

10 монографий, из которых надо выделить следующие: «Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение» (в соавторстве с Н. Н. Трофимовым. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2008. 123 с.); коллективная монография «Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)» (Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2011. 431 с.); «Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы» (совместно с В. И. Иващенко. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2011. 370 с.).

Он внес крупный вклад в организацию ряда совещаний в Петрозаводске, в т. ч. «Золото Фенноскандии» в октябре 2013 года, «Петрография магматических и метаморфических горных пород» в сентябре 2015 года. На протяжении многих лет Анатолий Иванович являлся отв. редактором ежегодного выпуска трудов Института геологии «Геология и полезные ископаемые Карелии».

А. И. Голубев избирался делегатом 6-го и 7-го Всероссийских съездов геологов Рос-

сии. Выражением общественно-геологической деятельности Анатолия Ивановича являлось его членство в Региональном петрографическом совете по Северо-Западу России; он был председателем Европейской (Северо-Западной) региональной комиссии по вулканологии и палеовулканологии МПК РАН, советником РАЕН по секции наук о Земле, действительным членом Международной академии наук экологии, безопасности человека и природы. Награждался юбилейными медалями ВОВ, почетными грамотами Президиума РАН и профсоюза работников РАН, Правительства РК.

Он был полон планов и энергии, пока внезапная тяжелая болезнь не вырвала его из наших рядов. Светлая память об Анатолии Ивановиче Голубеве сохранится в наших сердцах.

*Редакционная коллегия серии  
«Геология докембрия»,  
друзья и коллеги – сотрудники  
Института геологии КарНЦ РАН*

## ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации  
в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук»)

«Труды Карельского научного центра Российской академии наук» (далее – Труды КарНЦ РАН) публикуют результаты завершённых оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, потери науки), статьи по истории науки. Представляемые работы должны содержать новые, ранее не публиковавшиеся данные.

Статьи проходят обязательное рецензирование. Решение о публикации принимается редакционной коллегией серии или тематического выпуска Трудов КарНЦ РАН после рецензирования, с учётом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редакционные серии и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляют за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил её оформления) и направляется на отзыв рецензентам. Отзыв состоит из ответов на типовые вопросы анкеты и может содержать дополнительные расширенные комментарии. Кроме того, рецензент может вносить замечания и правки в текст рукописи. Авторам высылаются электронная версия анкеты и комментарии рецензентов. Доработанный экземпляр автор должен вернуть в редакцию вместе с первоначальным экземпляром и ответом на все вопросы рецензента не позднее чем через месяц после получения рецензии. Перед опубликованием авторам высылаются распечатанная версия статьи, которая вычитывается, подписывается авторами и возвращается в редакцию.

Журнал имеет полноценную электронную версию на базе Open Journal System (OJS), позволяющую перевести предоставление и редактирование рукописи, общение автора с редколлегией серий и рецензентами в электронный формат и обеспечивающую прозрачность процесса рецензирования при сохранении анонимности рецензентов (<http://journals.krc.karelia.ru/>).

Редакционный совет журнала «Труды Карельского научного центра РАН» (Труды КарНЦ РАН) определил для себя в качестве одного из приоритетов полную открытость издания. Это означает, что пользователям на условиях свободного доступа разрешается: читать, скачивать, копировать, распространять, печатать, искать или находить полные тексты статей журнала по ссылке без предварительного разрешения от издателя и автора. Учредители журнала берут на себя все расходы по редакционно-издательской подготовке статей и их опубликованию.

Содержание номеров Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные варианты статей, а также другая полезная информация, включая настоящие Правила, доступны на сайтах – <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

Почтовый адрес редакции: 185000, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, КарНЦ РАН, редакция Трудов КарНЦ РАН. Телефон: (8142) 762018.

### ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

Статьи публикуются на русском или английском языке. Рукописи должны быть тщательно выверены и отредактированы авторами.

Объём рукописи (включая таблицы, список литературы, подписи к рисункам, рисунки) не должен превышать: для обзорных статей – 30 страниц, для оригинальных – 25, для сообщений – 15, для хроники и рецензий – 5–6. Объём рисунков не должен превышать 1/4 объёма статьи. Рукописи большего объёма (в исключительных случаях) принимаются при достаточном обосновании по согласованию с ответственным редактором.

При оформлении рукописи применяется полуторный межстрочный интервал, шрифт Times New Roman, кегль 12, выравнивание по обоим краям. Размер полей страницы – 2,5 см со всех сторон. Все страницы, включая список литературы и подписи к рисункам, должны иметь сплошную нумерацию в нижнем правом углу. Страницы с рисунками не нумеруются.

Рукописи подаются в электронном виде в формате MS Word на сайте <http://journals.krc.karelia.ru> либо на e-mail: [trudy@krc.karelia.ru](mailto:trudy@krc.karelia.ru), или же представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502). К рукописи желательно прилагать два бумажных экземпляра, напечатанных на одной стороне листа формата А4 в одну колонку.

## ОБЩИЙ ПОРЯДОК РАСПОЛОЖЕНИЯ ЧАСТЕЙ СТАТЬИ

Элементы статьи должны располагаться в следующем порядке: *УДК* курсивом на первой странице, в левом верхнем углу; заглавие статьи на русском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; инициалы, фамилии всех авторов на русском языке полужирным шрифтом; полное название организации – места работы каждого автора в именительном падеже на русском языке курсивом (если авторов несколько и работают они в разных учреждениях, следует отметить арабскими цифрами соответствие фамилий авторов учреждениям, в которых они работают; если все авторы статьи работают в одном учреждении, можно не указывать место работы каждого автора отдельно); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; инициалы, фамилии всех авторов на английском языке полужирным шрифтом; название статьи на английском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; аннотация на английском языке; ключевые слова на английском языке; текст статьи (статья экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: **Введение. Материалы и методы. Результаты и обсуждение. Выводы либо Заключение**); благодарности и указание источников финансирования выполненных исследований; списки литературы: с библиографическими описаниями на языке и алфавите оригинала (**Литература**) и транслитерированный в латиницу с переводом русскоязычных источников на английский язык (**References**); таблицы на русском и английском языках (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам на русском и английском языках (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; полный почтовый адрес каждой организации (страна, город) на русском и английском языке; должности, ученые звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты для каждого автора; телефон для контактов с авторами статьи (можно один на всех авторов).

ЗАГЛАВИЕ СТАТЬИ должно точно отражать содержание статьи\* и состоять из 8–10 значимых слов.

АННОТАЦИЯ\*\* должна быть лишена вводных фраз, создавать в возможно полное представление о содержании статьи и иметь объем не менее 200 слов. Рукопись с недостаточно раскрывающей содержание аннотацией может быть отклонена.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ (не менее 5). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце фразы ставится точка. Слова, фигурирующие в заголовке статьи, ключевыми являться не могут.

Раздел «Материалы и методы» должен содержать сведения об объекте исследования с обязательным указанием латинских названий и сводок, по которым они приводятся, авторов классификаций и пр. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Единицы физических величин приводятся по Международной системе СИ. Желательна статистическая обработка всех количественных данных. Необходимо возможно точнее обозначать местонахождения (в идеале – с точным указанием географических координат).

Изложение результатов должно заключаться не в пересказе содержания таблиц и графиков, а в выявлении следующих из них закономерностей. Автор должен сравнить полученную им информацию с имеющейся в литературе и показать, в чем заключается ее новизна. Следует ссылаться на табличный и иллюстративный материал так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т. д.), фотографии, помещаемые на вкладышах (рис. I, рис. II). Обсуждение завершается формулировкой в разделе «Заключение» основного вывода, которая должна содержать конкретный ответ на вопрос, поставленный во «Введении». Ссылки на литературу в тексте даются фамилиями, например: Карху, 1990 (один автор); Раменская, Андреева, 1982 (два автора); Крутов и др., 2008 (три автора или более) либо начальным словом описания источника, приведенного в списке литературы, и заключаются в квадратные скобки. При перечислении нескольких источников работы располагаются в хронологическом порядке, например: [Иванов, Топоров, 1965; Успенский, 1982; Erwin et al., 1989; Атлас..., 1994; Longman, 2001].

ТАБЛИЦЫ нумеруются в порядке упоминания их в тексте, каждая таблица имеет свой заголовок. Заголовки таблиц, заголовки и содержание столбцов, строк, а также примечания приводятся на русском и английском языках. На полях бумажного экземпляра рукописи (слева) карандашом указываются места расположения таблиц при первом упоминании их в тексте. Диаграммы и графики не должны дублировать таблицы. Материал таблиц должен быть понятен без дополнительного обращения к тексту. Все сокращения, использованные в таблице, поясняются в Примечании, расположенном под ней. При повторении цифр в столбцах нужно их повторять, при повторении слов – в столбцах ставить кавычки. Таблицы могут быть книжной или альбомной ориентации (при соблюдении вышеуказанных параметров страницы).

РИСУНКИ представляются отдельными файлами с расширением TIF (\* .TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки из текста статьи должны быть убраны и представлены в виде отдельных файлов в вышеуказанном формате. Графические материалы должны быть снабжены распечатками с указа-

\* Названия видов приводятся на латинском языке КУРСИВОМ, в скобках указываются высшие таксоны (семейства), к которым относятся объекты исследования.

\*\* Обращаем внимание авторов, что в связи с подготовкой журнала к включению в международные базы данных библиографических описаний и научного цитирования расширенная аннотация на английском языке, двуязычные таблицы и подписи к рисункам, а также транслитерированный в латиницу список использованной литературы приобретают особое значение.

нием желательного размера рисунка, пожеланий и требований к конкретным иллюстрациям. На каждый рисунок должна быть как минимум одна ссылка в тексте. Иллюстрации объектов, исследованных с помощью фотосъемки, микроскопа (оптического, электронного трансмиссионного и сканирующего), должны сопровождаться масштабными линейками, причем в подрисуночных подписях надо указать длину линейки. Приводить данные о кратности увеличения необязательно, поскольку при публикации рисунков размеры изменятся. Крупномасштабные карты желательно приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с мелкомасштабной картой, где был бы указан участок, увеличенный в крупном масштабе в виде основной карты.

**ПОДПИСИ К РИСУНКАМ** приводятся на русском и английском языках, должны содержать достаточно полную информацию, для того чтобы приводимые данные могли быть понятны без обращения к тексту (если эта информация уже не дана в другой иллюстрации). Аббревиации расшифровываются в подрисуночных подписях, детали на рисунках следует обозначать цифрами или буквами, значение которых также приводится в подписях.

**ЛАТИНСКИЕ НАЗВАНИЯ.** В расширенных латинских названиях таксонов не ставится запятая между фамилией авторов и годом, чтобы была понятна разница между полным названием таксона и ссылкой на публикацию в списке литературы. Названия таксонов рода и вида печатаются курсивом. Вписывать латинские названия в текст от руки недопустимо. Для флористических, фаунистических и таксономических работ при первом упоминании в тексте и таблицах приводится русское название вида (если такое название имеется) и полностью – латинское, с автором и желательно с годом, например: водяной ослик (*Asellus aquaticus* (L. 1758)). В дальнейшем можно употреблять только русское название или сокращенное латинское без фамилии автора и года опубликования, например, для брюхоногого моллюска *Margarites groenlandicis* (Gmelin 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

**СОКРАЩЕНИЯ.** Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

**БЛАГОДАРНОСТИ.** В этой рубрике выражается признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и фондам, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи, а также указываются источники финансирования работы.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.** Пристатейные ссылки и/или списки пристатейной литературы следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления ([http://www.bookchamber.ru/GOST\\_P\\_7.0.5.-2008](http://www.bookchamber.ru/GOST_P_7.0.5.-2008)). Список работ представляется в алфавитном порядке. Все ссылки даются на языке оригинала (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в русской транскрипции). Сначала приводится список работ на русском языке и на языках с близким алфавитом (украинский, болгарский и др.), а затем – работы на языках с латинским алфавитом. В списке литературы между инициалами ставится пробел.

**ТРАНСЛИТЕРИРОВАННЫЙ СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ (REFERENCES).** Приводится отдельным списком, повторяя все позиции основного списка литературы. Описания русскоязычных работ указываются в латинской транслитерации, рядом в квадратных скобках помещается их перевод на английский язык. Выходные данные приводятся на английском языке (допускается транслитерация названия издательства). При наличии переводной версии источника можно указать его библиографическое описание вместо транслитерированного. Библиографические описания прочих работ приводятся на языке оригинала. Для составления списка рекомендуется использование бесплатных онлайн-сервисов транслитерации, вариант BSI.

Внимание! С 2015 года каждой статье, публикуемой в «Трудах Карельского научного центра РАН», редакцией присваивается уникальный идентификационный номер цифрового объекта (DOI) и статья включается в базу данных Crossref. **Обязательным условием является указание в списках литературы DOI для тех работ, у которых он есть.**

## **ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ**

УДК 631.53.027.32:635.63

### **ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ ПРЕДПОСЕВНОГО ЗАКАЛИВАНИЯ СЕМЯН НА ХОЛОДОУСТОЙЧИВОСТЬ РАСТЕНИЙ ОГУРЦА**

**Е. Г. Шерудило<sup>1</sup>, М. И. Сысоева<sup>1</sup>, Г. Н. Алексейчук<sup>2</sup>, Е. Ф. Марковская<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт биологии Карельского научного центра РАН

<sup>2</sup>Институт экспериментальной ботаники НАН Республики Беларусь им. В. Ф. Купревича

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: *Cucumis sativus* L.; кратковременное снижение температуры; устойчивость.

**E. G. Sherudilo, M. I. Sysoeva, G. N. Alekseichuk, E. F. Markovskaya. EFFECTS OF DIFFERENT REGIMES OF SEED HARDENING ON COLD RESISTANCE IN CUCUMBER PLANTS**

Аннотация на английском языке

Keywords: *Cucumis sativus* L.; temperature drop; resistance.

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ**

Таблица 2. Ультраструктура клеток мезофилла листа в последствии 10-минутного охлаждения (2 °С) проростков или корней пшеницы

Table 2. Ultrastructure of leaf mesophyll cells after the exposure of wheat seedlings or roots to 10 min of chilling at 2 °C

Показатель Index	Контроль Control	Охлаждение проростков Seedling chilling	Охлаждение корней Root chilling
Площадь среза хлоропласта, мкм <sup>2</sup> Chloroplast cross-sectional area, μm <sup>2</sup>	10,0 ± 0,7	13,5 ± 1,1	12,7 ± 0,5
Площадь среза митохондрии, мкм <sup>2</sup> Mitochondria cross-sectional area, μm <sup>2</sup>	0,4 ± 0,03	0,5 ± 0,03	0,6 ± 0,04
Площадь среза пероксисомы, мкм <sup>2</sup> Peroxisome cross-sectional area, μm <sup>2</sup>	0,5 ± 0,1	0,5 ± 0,1	0,7 ± 0,1
Число хлоропластов на срезе клетки, шт. Number of chloroplasts in cell cross-section	9 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число митохондрий на срезе клетки, шт. Number of mitochondria in cell cross-section	8 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число пероксисом на срезе клетки, шт. Number of peroxisomes in cell cross-section	2 ± 0,3	2 ± 0,3	3 ± 0,4

Примечание. Здесь и в табл. 3: все параметры ультраструктуры измеряли через 24 ч после охлаждения.

Note. Here and in Tab. 3 all ultrastructure parameters were measured 24 h after chilling.

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ**

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

Fig. 1. Woodboring beetle *Hadrobregmus confuses* Kraaz.

Рис. 5. Результаты изучения кристаллитов и демпферных зон в образце кварца из Дульдурги:

(а) – электронная микрофотография кварца; (б) – картина микродифракции, полученная для участка 1 в области кристаллитов; (в) – картина микродифракции, отвечающая участку 2 в области демпферных зон

Fig. 5. Results of the study of crystallites and damping zones in a quartz sample from Duldurga:

(а) – electron microphotograph of the quartz sample; (б) – microdiffraction image of site 1 in the crystallite area; (в) – microdiffraction image corresponding to site 2 in the damping area

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ СПИСКА ЛИТЕРАТУРЫ**

Ссылки на книги

Вольф Г. Н. Дисперсия оптического вращения и круговой дихроизм в органической химии / Ред. Г. Снатцке. М.: Мир, 1970. С. 348–350.

Патрушев Л. И. Экспрессия генов. М.: Наука, 2000. 830 с.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques / Eds P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

В транслитерированном списке литературы:

Vol'f G. N. Dispersiya opticheskogo vrashheniya i krugovoj dikhroizm v organicheskoy khimii [Optical rotatory dispersion and circular dichroism in Organic Chemistry]. Ed. G. Snattske. Moscow: Mir, 1970. P. 348–350.

Patrushev L. I. Ekspressiya genov [Gene expression]. Moscow: Nauka, 2000. 830 p.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques. Eds P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

Ссылки на статьи

Викторов Г. А. Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журн. общ. биол. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri* // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione // Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi:10.1199/tab.0142

В транслитерированном списке литературы:

Viktorov G. A. Mezhhvidovaya konkurentsia i sosushhestvovanie ehkologicheskikh gomologov u paraziticheskikh pereponchatokrylykh [Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera]. Zhurn. obshh. biol. [Biol. Bull. Reviews]. 1970. Vol. 31, no. 2. P. 247–255.

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri*. J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione. Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi: 10.1199/tab.0142

Ссылки на материалы конференций

Марьинских Д. М. Разработка ландшафтного плана как необходимое условие устойчивого развития города (на примере Тюмени) // Экология ландшафта и планирование землепользования: тезисы докл. Всерос. конф. (Иркутск, 11–12 сент. 2000 г.). Новосибирск, 2000. С. 125–128.

В транслитерированном списке литературы:

Mar'inskikh D. M. Razrabotka landshaftnogo plana kak neobkhodimoe uslovie ustoichivogo razvitiya goroda (na primere Tyumeni) [Landscape planning as a necessary condition for sustainable development of a city (example of Tyumen)]. Ekologiya landshafta i planirovanie zemlepol'zovaniya: Tezisy dokl. Vseros. konf. (Irkutsk, 11–12 sent. 2000 g.) [Landscape ecology and land-use planning: abstracts of all-Russian conference (Irkutsk, Sept. 11–12, 2000)]. Novosibirsk, 2000. P. 125–128.

Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

Шефтель Б. И. Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. 23 с.

Лозовик П. А. Гидрогеохимические критерии состояния поверхностных вод гумидной зоны и их устойчивости к антропогенному воздействию: Дис. ... докт. хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

В транслитерированном списке литературы:

Sheftel' B. I. Ekologicheskie aspekty prostranstvenno-vremennykh mezhhvidovykh vzaimootnoshenii zemlerоек Srednei Sibiri [Ecological aspects of spatio-temporal interspecies relations of shrews of Middle Siberia]: Summary of PhD (Cand. of Biol.) thesis. Moscow, 1985. 23 p.

Lozovik P. A. Gidrogeokhimicheskie kriterii sostoyaniya poverkhnostnykh vod gumidnoi zony i ikh ustoichivosti k antropogennomu vozdeistviyu [Hydrogeochemical criteria of the state of surface water in humid zone and their tolerance to anthropogenic impact]: DSc (Dr. of Chem.) thesis. Petrozavodsk, 2006. 481 p.

Ссылки на патенты

Патент РФ № 2000130511/28.04.12.2000.

Еськов Д. Н., Серегин А. Г. Оптико-электронный аппарат // Патент России № 2122745. 1998. Бюл. № 33.

В транслитерированном списке литературы:

Patent RF № 2000130511/28. 04. 12. 2000 [Russian patent No. 2000130511/28. December 4, 2000].

Es'kov D. N., Seregin A. G. Optiko-elektronnyi apparat [Optoelectronic apparatus]. Patent Rossii № 2122745 [Russian patent No. 2122745]. 1998. Bulletin No. 33.

Ссылки на архивные материалы

Гребенщиков Я. П. К небольшому курсу по библиографии: материалы и заметки, 26 февр. – 10 марта 1924 г. // ОР РНБ. Ф. 41. Ед. хр. 45. Л. 1–10.

В транслитерированном списке литературы:

Grebenshchikov Ya. P. K nebol'shomu kursu po bibliografii: materialy i zametki, 26 fevr. – 10 marta 1924 g. [Brief course on bibliography: the materials and notes, Febr. 26 – March 10, 1924]. OR RNB. F. 41. St. un. 45. L. 1–10.

Ссылки на интернет-ресурсы

Паринов С. И., Ляпунов В. М., Пузырев Р. Л. Система Соционет как платформа для разработки научных информационных ресурсов и онлайн-сервисов // Электрон. б-ки. 2003. Т. 6, вып. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (дата обращения: 25.12.2015).

Демография. Официальная статистика / Федеральная служба государственной статистики [Электронный ресурс]. URL: <http://www.gks.ru/> (дата обращения: 25.12.2015).

В транслитерированном списке литературы:

*Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L.* Sistema Sotsionet kak platforma dlya razrabotki nauchnykh informatsionnykh resursov i onlainovykh servisov [Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services]. *Elektron. b-ki [Digital library]*. 2003. Vol. 6, iss. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (accessed: 25.11.2006).

*Demografija.* Oficial'naja statistika [Demography. Official statistics]. *Federal'naja sluzhba gosudarstvennoj statistiki [Federal state statistics service]*. URL: <http://www.gks.ru/> (accessed: 25.12.2015).

Ссылки на электронные ресурсы на CD-ROM

Государственная Дума, 1999–2003 [Электронный ресурс]: электронная энциклопедия / Аппарат Гос. Думы Федер. Собрания Рос. Федерации. М., 2004. 1 CD-ROM.

В транслитерированном списке литературы:

*Gosudarstvennaya Duma, 1999–2003* [State Duma, 1999–2003]. Electronic encyclopedia. The office of the State Duma of the Federal Assembly of the Russian Federation. Moscow, 2004. 1 CD-ROM.



**Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences**  
**No. 2, 2019**  
**“Precambrian Geology” Series**

**TABLE OF CONTENTS**

K. B. Joshi, A. I. Slabunov. NEOARCHEAN SANUKITOIDS FROM THE KARELIAN AND BUNDELKHAND CRATONS: COMPARISON OF COMPOSITION, REGIONAL DISTRIBUTION AND GEODYNAMIC SETTING . . . . .	5
N. S. Nesterova, A. I. Slabunov, N. G. Rizvanova. U-Pb AGE OF KAAPVAAL CRATON TITANITE: GEOTECTONIC INTERPRETATION AND CORRELATION WITH THE KARELIAN CRATON . . . . .	26
A. M. Pystin, Yu. I. Pystina. THE PRECAMBRIAN IN THE SUB-POLAR URALS: THE CHRONOSTRATIGRAPHIC ASPECT . . . . .	34
T. A. Tsvetkova, I. V. Bugaenko, L. N. Zaets. THREE-DIMENSIONAL P-VELOCITY MODEL OF THE MANTLE AND SEISMICITY OF FENNOSCANDIA . . . . .	53
S. Yu. Chazhengina, V. S. Rozhkova, I. V. Kochneva. MODELING THE CHEMICAL WEATHERING EFFECT ON THE SHUNGITE CARBON FROM PALEOPROTEROZOIC SHUNGITE ROCKS OF THE ONEGA STRUCTURE (KARELIA) . . . . .	67
<b>SHORT COMMUNICATIONS</b>	
A. V. Bakaeva, T. N. Nazarova, S. A. Svetov. ROUNDNESS OF NEOARCHEAN POLYMICTIC CONGLOMERATE CLASTS: CALCULATION AND INTERPRETATION (A CASE STUDY FROM THE KOIKARY AREA, CENTRAL KARELIA) . . . . .	80
O. A. Maksimov. GEOLOGY AND PETROLOGY OF ECLOGITES IN THE SAMYLINO AREA (BELOMORIAN PROVINCE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD) . . . . .	88
<b>CHRONICLE</b>	
Scientific Conference of the International Union for Quaternary Research – INQUA PERIBALTIC (Petrozavodsk, August 20–24, 2018) . . . . .	95
<b>DATES AND ANNIVERSARIES</b>	
Vyacheslav S. Kulikov (on the 80 <sup>th</sup> anniversary) . . . . .	98
<b>BEREAVEMENTS</b>	
In memory of Anatoli I. Golubev (1944–2018) . . . . .	100
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS . . . . .	102

Научный журнал

**Труды Карельского научного центра  
Российской академии наук**  
№ 2, 2019

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению Ученого совета  
Федерального исследовательского центра  
«Карельский научный центр Российской академии наук»*

Выходит 12 раз в год

Издание зарегистрировано Федеральной службой по надзору в сфере связи,  
информационных технологий и массовых коммуникаций  
Регистрационная запись ПИ № ФС 77-72429 от 28.02.2018 г.

Редактор А. И. Мокеева  
Компьютерная верстка Г. О. Предтеченский

Подписано в печать 19.02.2019. Дата выхода 28.02.2019. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 11,3. Усл. печ. л. 12,5.  
Тираж 140 экз. Заказ 539. Цена свободная

Учредитель и издатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук»  
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

Оригинал-макет: Редакция научного издания «Труды КарНЦ РАН»

Типография: Редакционно-издательский отдел КарНЦ РАН  
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50