

УДК 551.242.1 + 551.21 (470.22)

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ВУЛКАНОПЛУТОНИЗМ И ТЕКТОНИКА ПРИЛАДОЖЬЯ

Л. П. Свириденко<sup>1</sup>, Э. В. Исанина<sup>2</sup>, Н. В. Шаров<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН

<sup>2</sup> Российский геоэкологический центр, филиал ФГУГП «Урангео»,  
Санкт-Петербург

Охарактеризованы особенности магматической тектоники Приладожья на базе многолетнего изучения вулканизма и интерпретации современных данных глубинного строения. Обосновывается доминирующая роль мантийного диапиризма в эволюции тектонических движений.

Ключевые слова: диапир; тектоника; Приладожье; сейсмические скорости; земная кора; граница М; верхняя мантия.

### L. P. Sviridenko, E. V. Isanina, N. V. Sharov. DEEP STRUCTURE, VOLCANO-PLUTONISM AND TECTONICS OF LAKE LADOGA REGION

Peculiarities of the Ladoga region magmatic tectonics are described on the basis of long-term investigation of volcano-plutonism and interpretation of the latest data on the deep structure of the Earth's crust. The predominant role of mantle diapirism in the evolution of diastrophic movement is substantiated.

Keywords: diapir; tectonics; Ladoga region; seismic velocities; Earth's crust; M-discontinuity; upper mantle.

### Введение

Территория юго-западной Карелии, примыкающая к акватории Ладожского озера, является признанным полигоном, где на протяжении всего двадцатого столетия формировались представления о геологической эволюции докембрия. Большое внимание уделялось изучению регионального метаморфизма. Установлено проявление прогрессивной метаморфической зональности от зеленосланцевой фации на северо-востоке до амфиболитовой и гранулитовой на юго-западе [Геологическое развитие..., 1970; Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974]. По мнению других исследователей

[Шульдинер и др., 1995], прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой фации связан с интрузиями первично-мантийного происхождения раннеорогенного этапа развития (эндербиты, диориты, тоналиты). В последующий период вплоть до настоящего времени развитие процессов метаморфизма увязывается с тектоникой. Метаморфическую зональность трактуют как тектоно-метаморфическую [Балтыбаев и др., 2000]. Хотя авторы понимают значимость изучения тектонических процессов, но отсутствие геологических карт крупного масштаба в регионе сложного геологического строения не способствовало выявлению особенностей тектоники рассматриваемой

территории. В частности, развитие метаморфизма связывают с этапами складчатости. Выделяются три этапа изоклиальной складчатости [Геологическое развитие..., 1970] с представлением лишь отдельных схематических структурно-геологических карт по небольшим площадям, где невозможно увидеть не только проявление нескольких этапов складчатости, но и наличие изоклиальной складчатости как таковой.

В настоящее время большинством исследователей принимается тектоническая модель, согласно которой на территории Приладожья существуют два тектонических домена, разделенных Мейерским надвигом [Балтыбаев и др., 1996], который отражает момент коллизии островной дуги с краем континента.

Предлагаемая статья базируется на многолетних и разносторонних исследованиях территории Приладожья. При разномасштабном геологическом картировании в зависимости от сложности конкретной зоны применялись различные методические подходы. В частности, прослеживание маркирующих горизонтов (сульфидных сланцев), сопровождающих калевийский вулканизм на десятки километров, позволило установить, что залегание супракрустальных толщ ладожской серии пологое. Мелкие изоклиальные складки здесь организуются в купольные структуры. О пологом залегании свидетельствует также четко проявленная пологая отдельность. Впервые в рассматриваемом районе нами изучен вулканоплутонизм с использованием разработанной А. П. Световым методики палеовулканологических исследований докембрия [Светов, Свириденко, 2005] и выделены вулканоплутонические ассоциации. На новом уровне изучена стратиграфия вулканогенно-осадочных пород сортавальской и ладожской серий [Светов, Свириденко, 1992]. Полученные новые данные по вулканизму и стратиграфии позволяют на новом уровне интерпретировать сложное глубинное строение Приладожья, которое при построении тектонических моделей обычно не учитывается.

### **Глубинное строение**

Изучение глубинного строения Карелии, и Фенноскандинавского щита в целом, ведется долгие годы [Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978; Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991; Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Neikkinen, 2008; Artemieva, Shulgin, 2015; Шаров, 2015 и многие другие]. Создана схема геоблокового строения Фенноскандинавского щита. Ладожско-Ботническая зона сочленения

Карельского и Свекофеннского геоблоков, оказывающая большое влияние на тектонику Приладожья, изучена подробно [Светов, Свириденко, 1991]. В современной структуре щита она прослеживается на расстоянии около 1000 км от Ладожского озера на юго-востоке до каледонских надвигов на северо-западе. По данным ГСЗ, Ладожско-Ботнической структуре соответствует ступенеобразное погружение земной коры с северо-востока на юго-запад с амплитудой смещения поверхности М около 3–5 км.

Рассмотрение геоблокового строения Фенноскандинавского щита показало, что шовная зона – это региональная линейно вытянутая структура мантийного заложения с контрастными вертикальными и горизонтальными сдвигами дислокациями, разграничивающая разновозрастные сегменты земной коры, с автономным развитием и глубинным строением [Светов, Свириденко, 1991].

Заложение Ладожско-Ботнической шовной зоны связано с деструкцией сиалической протокры. В ее структурно-тектоническом развитии устанавливается направленная и необратимая стадийная эволюция. На месте структурного шва Карельского кратона и Свекофеннского геоблока на раннем этапе происходило заложение осевой линии региональной флексуры. Нельзя не отметить, что этой зоне соответствует переходный тип коры от новообразованной эпипархейской континентальной земной коры, сформировавшейся на протокры Карельского кратона [Свириденко, 1980], к нерегенерированной протокры Свекофеннского геоблока, обнажающейся в настоящее время в составе мелких блоков (окаймленных куполов) Северного Приладожья. Позднеархейские вулканогенно-осадочные породы лопия на площади Свекофеннского геоблока не установлены. Позднеархейское изотопное датирование фиксирует лишь время тектонической активизации.

Составленные литолого-палеогеографические схемы по нескольким возрастным срезам [Светов, Свириденко, 1993] позволили обосновать последовательную миграцию свекокарельских седиментационных бассейнов и сопровождающих вулканических процессов с северо-востока в юго-западном направлении. В северной части региона на протокры ложатся отложения людиковия, а в южной – отложения калеви. В южной части фундамент не вскрыт, но, учитывая положительный характер гравитационного поля, можно предполагать, что фундаментом здесь также является архейская протокры. Породы ее отличаются более высокой плотностью [Свириденко, Романов, 1974], а мощность перекрывающих

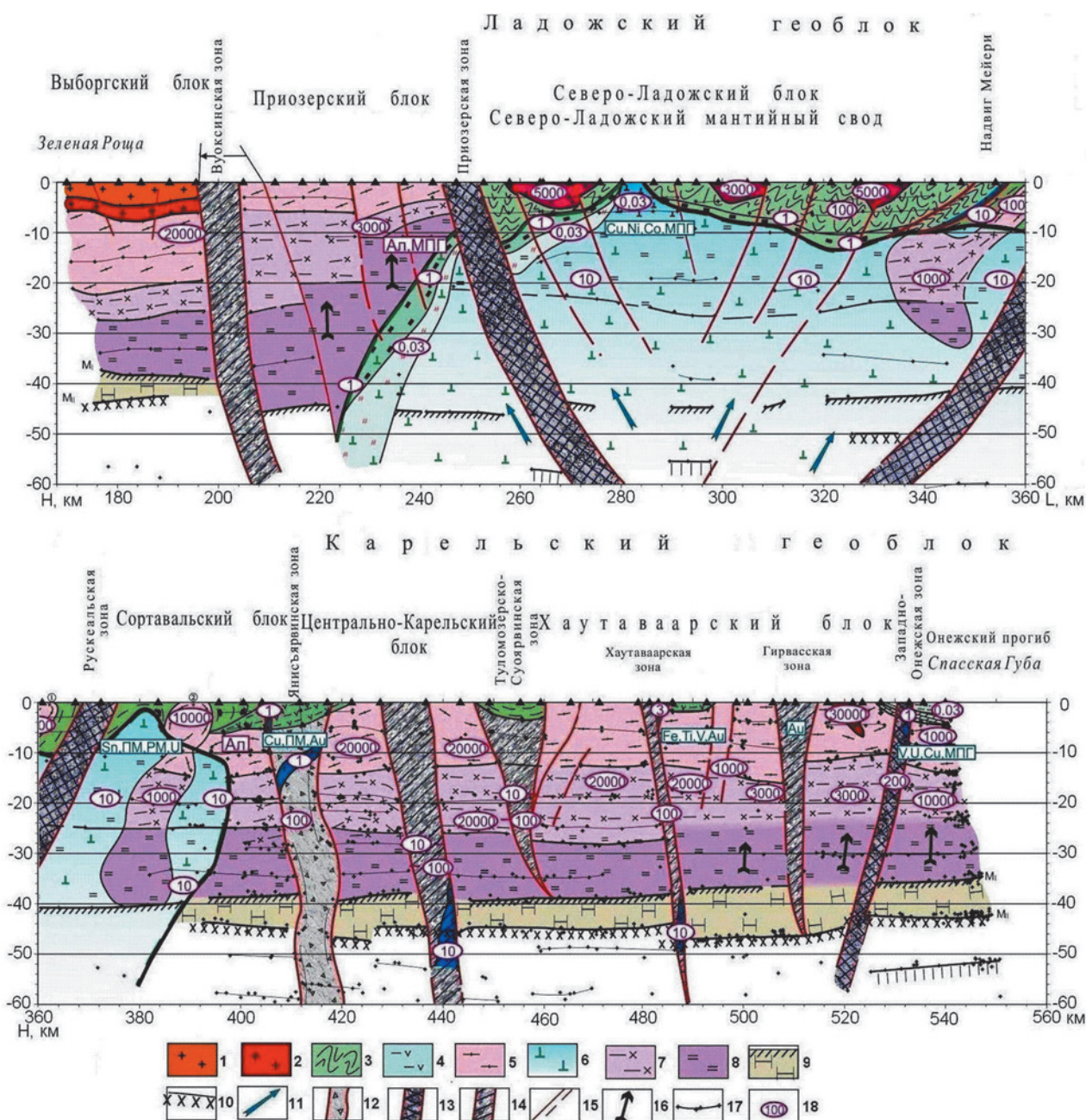


Рис. 1. Сводный геолого-геофизический разрез по профилю Выборг – Спасская Губа:

1 – граниты рапакиви; 2 – плагиомикроклиновые граниты; 3 – людиговийско-калевийские метаморфические породы; 4 – лопийские метаморфические породы; 5 – гранитизированные метаморфические породы поверхностного слоя земной коры; 6 – Северо-Ладожский мантийный свод. Преимущественно перидотиты, в верхней части переходящие в корово-мантийную смесь; 7 – гнейсово-кристаллосланцевый комплекс умеренной основности, среднекоровый; 8 – диорито-гнейсы и кислые гранулиты нижнекорового слоя; 9 – переходный слой кора-мантия: основные гнейсы, гранулиты, перидотиты; 10 – гранат-пироксеновые гранулиты, эклогиты, перидотиты верхней мантии; 11 – направления мантийных флюидных потоков. Структурно-тектонические элементы; 12 – Янисъярвинская межгеоблоковая система разломов; 13 – главные мантийные разломы; 14 – мантийные разломы региональных зон; 15 – внутрикоровые разломы различной глубинности; 16 – направление движения блоков; 17 – границы слоев и точки обмена волн по данным МОВЗ-МРС; 18 – удельное электрическое сопротивление в Ом-м блоков и структур по данным МТЗ-АМТЗ

калевийских вулканогенно-осадочных пород слишком мала и не может создать отрицательное гравитационное поле.

**Профиль Выборг – Спасская Губа** является частью геофизического профиля

Гдов – Сосновый Бор – Зеленая Роща – Спасская Губа, на котором проведены совместные сейсмо-геологические глубинные исследования МОВЗ-МРС ГГП «Невско-геология» и РГЭЦ «Геон» в 2000–2001 гг.,

а в 1997–2000 гг. – геоэлектрические МТЗ-АМТЗ исследования и построен комплексный геолого-геофизический разрез [Глубинное строение..., 2004]. Участок профиля Выборг – Спасская Губа (рис. 1) пересекает ключевую структуру южного склона Фенноскандинавского щита и его сочленения с Русской плитой. Центральной частью этой крупнейшей структуры является Северо-Ладожский мантийно-корковый свод, воздымание которого и проникновение вещества из мантии в земную кору определили всю сложную и специфическую обстановку региона [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004; Шаров, 2015]. Этот наиболее протяженный отрезок профиля (250 км) пересекает с юга на север Выборгский, Северо-Ладожский и Сортавальский блоки (рис. 1).

Выборгский блок характеризуется чередованием четко прослеживаемых PS-волн (высокая относительная интенсивность 50–60 %). Расслоенность земной коры нормальная, т. е. прослежены шесть границ до  $M_1$ . Поверхность Мохо приподнята до глубины 38 км. Характерное утонение зоны перехода кора-мантия за Сосновоборским блоком до 2 км происходит за счет резкого подъема границы  $M_{II}$ . На северо-восток от Вуоксинского разлома, имеющего сложное строение, в Приозерском блоке нижнекоровые границы перестают следовать уверенно, отсутствует граница  $M_{II}$ .

Далее к северу за Приозерским разломом следует собственно Ладожская зона, входящая в состав Ладожско-Ботнической системы. По результатам электроразведочных и сейсморазведочных исследований, Северо-Ладожский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ, этот блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углом 60–40° Приозерским и Рускеальским разломами. Пространство между ними насыщено разломами, также падающими навстречу друг другу. Приозерский и Рускеальский разломы имеют явную тенденцию к сочленению в верхней мантии, где-то на глубинах 100–120 км (экстраполяция с учетом углов падения). Вся структура блока образует чашеобразную форму. В картине обменных волн на глубине фиксируется лишь граница  $M_1$ ; она следует фрагментарно и плавно прогибается вниз до глубины 45–47 км. К Сортавальскому блоку эта граница начинает медленно воздыматься и наконец занимает свое обычное положение на глубине 40 км. Выше границы  $M_1$ , по данным МОВЗ, на глубинах 22–26 км можно более или менее уверенно провести границу, также прогибающуюся вниз параллельно границе  $M_1$ . На глубинах от 4 до 10 км отчетливо

отмечается граница, соответствующая осадочно-метаморфическому слою, вмещающему интрузивные образования [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Северо-Ладожский блок по данным геоэлектрики представляется в виде наклонной, сдвинутой на север призмы с неровной уплощенной поверхностью, размеры которой по профилю на глубине 5–10 км составляют порядка 150 км. Удельное электрическое сопротивление земной коры глубже 5 км уменьшается до 70 Ом·м. Природа повышенной проводимости Ладожской аномалии на сегодня трактуется неоднозначно.

Геометрические размеры и асимметричная форма Северо-Ладожского свода, установленные по сейсмическим и геоэлектрическим данным, позволяют получить представление о динамических напряжениях, испытываемых сводом в процессе формирования. Наклон призмы свода и удлиненная его северо-восточная часть свидетельствуют о сдвиговых движениях в направлении с юго-запада на северо-восток. Видимо, очаги динамических напряжений находились достаточно глубоко, уходя в мантию, о чем свидетельствует зафиксированная по профилю максимальная величина силы тяжести, достигающая более 50 мГл. Естественно, что область высокого значения силы тяжести смещена от структурной оси свода на северо-восток, тогда как и аномалии магнитного поля, достигающие 1000 нТл, локализируются вблизи его оси, фиксируя выделяющиеся непосредственно из тела свода множество мелких интрузий основного-ультраосновного состава [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Сортавальский блок является по своей структуре переходным. В нем присутствует область сильно расслоенной земной коры и область гомогенизированного состояния. Мощность коры постепенно уменьшается от 45 км в центральной части Северо-Ладожского блока до 40 км в северном контакте Сортавальского блока, где выделяется Янисъярвинская зона нарушения.

Хорошо изученный, и не только геофизическими методами, но на отдельных участках и бурением, Янисъярвинский разлом прекрасно фиксируется МОВЗ. На поверхности он имеет ширину до 15 км, а уходя на глубину, несколько сужаясь и изгибаясь, пересекает все внутрискоровые границы, включая  $M_1$  и  $M_{II}$ . В литературе принято считать, что этот разлом круто падает на юго-запад, но в данном сечении устанавливается его практически вертикальное падение. Электроразведка также дает возможность выделить его по участкам

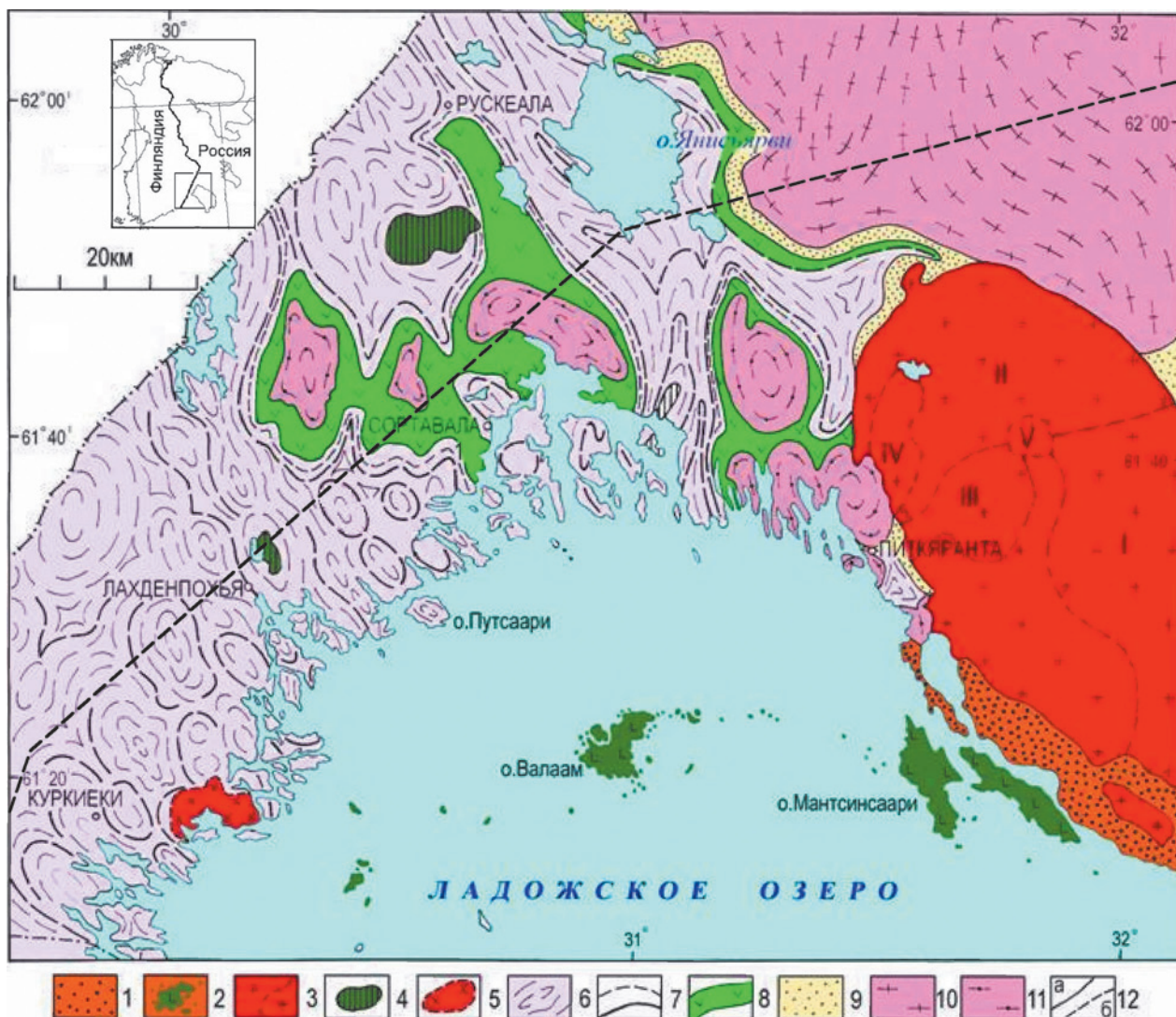


Рис. 2. Геологическая карта Северного Приладожья.

Рифей: 1 – салминская свита красцветных песчаников и амфиболизированных платобазальтов; 2 – габбродолериты Валаамского силла; 3 – граниты рапакиви Салминского массива. Свелокарелий: 4 – габбро-нориты, габбро-перидотиты интрузий Велимяки, Мякисало, Кааламо, Пялкъярви; 5 – плагиомикроклиновые граниты интрузии Терву; 6 – свита Наатселька, верхняя подсвита пялкъярвинской свиты, гнейсофицированные и гранитизированные песчаники, алевролиты, частично кварцито-песчаники; 7 – нижняя подсвита пялкъярвинской свиты, контиосарская свита: гнейсофицированные алевролиты, сульфидные сланцы, скарны; 8 – сортавальская серия: лавы и туфы амфиболизированных базальтов, горизонты туфогенно-карбонатных, карбонатных и кремнисто-карбонатных пород; 9 – нерасчлененные осадочно-вулканогенные толщи людиковийско-ятулийского возраста. 10 – гнейсофицированные вулканогенные супракрустальные толщи лопия; 11 – досвелокарельский фундамент: гнейсы, диорито-гнейсы, гранито-гнейсы; 12 – геологические границы: прослеженные (а), предполагаемые (б). Пунктирной линией показано местоположение профиля Выборг – Спасская Губа

низкого сопротивления (1 Ом·м). Локализация колчеданных залежей на участке Ялонвара – Пролонвара (несколько западнее профиля), тяготеющих к Янисъярвинской структуре, определяет этот разлом как магмовыводящий и рудоконтролирующий.

Далее профиль разворачивается на восток и практически вкрест простирания пересекает субмеридиональные структуры южной части Карельского геоблока (рис. 2). Зафиксированные в южной части геоблока крупные тектонические нарушения позволили разделить его

на блоки третьего порядка (с запада на восток): Центрально-Карельский, Хаутаваарский и Онежский. Первые два пересечены изучаемым отрезком профиля полностью, а Онежский – захвачен лишь его крайней западной частью. Общая сейсмологическая картина характерна для древнего кратонного типа коры. Кора нормально расслоена с четким трассированием по обменным волнам подошвы всех слоев земной коры, границ  $M_1$  и  $M_2$  и характеризуется средним уровнем обменоспособности. На этом «кратонном» фоне выделяются

разрывы горизонтальных границ, включая мантийные, некоторые смещения их друг относительно друга, области и зоны аномально высокой и низкой обменоспособности [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Затем по профилю следует Туломозерско-Суоярвинская зона разломов – западная граница следующего Хаутаваарского блока. По данным МОВЗ, Туломозерская зона в данном сечении обладает специфической характеристикой – это область многочисленных внутрикоровых разломов, в совокупности образующих широкий веер на поверхности, которая, сужаясь на глубину, причленяется к границе  $M_1$ . В геологическом разрезе пространство Туломозерской зоны обладает низкой обменоспособностью, свидетельствующей о полной кратонной стабилизации области развития этой структуры.

Хаутаваарская структура входит в систему зеленокаменных поясов Карелии. В ее центральной части выделяется по целому комплексу волновых признаков (PS, P-волны, микросейсмический фон) Хаутаваарская зона разломов. Она весьма локальна в объеме, но сечет всю земную кору, уходя в верхи мантии. Восточнее этой зоны наблюдается подъем границы  $M_1$  до 38–37 км и опускание  $M_{II}$  до 47–48 км. Далее по профилю тип земной коры меняется, она становится расслоенной (семь границ раздела). Мощность коры уменьшается до 35 км ( $M_1$ ). В корневой части Западно-Онежского разлома верхи мантии находятся в возбужденном состоянии. По этому разлому подошва зоны перехода кора-мантия ( $M_{II}$ ) поднимается до 44 км.

Центральная часть Северо-Ладожского блока (мантийного свода) по палеовулканологическим данным [Свириденко, 2013] соответствует центральной части протерозойского мантийного диапира и Салминскому центру эндогенной магматической активности. Ему присущ интенсивный тепловой поток, проявляющийся на современном эрозионном срезе малоглубинным гранулитовым метаморфизмом [Светов, Свириденко, 1999], а также мантийный флюидный поток, который является причиной повышенной электропроводности [Киссин, 2015]. Здесь ранее установлено сводовое поднятие разделов М и К [Былинский и др., 1982]. Ю. П. Оровецкий, рассчитав данные глубинного строения по методике статистической фильтрации [Оровецкий и др., 1990], пришел к заключению о существовании здесь мантийного диапира. Мантийный диапир – это трансоровый флюидно-магматический поток с четко отраженными

радиальными очертаниями, локализованный зонами хрупко-пластических деформаций земной коры и обладающий протяженной мантийно-коровой системой телескопированного питания. В докембрии мантийный диапиризм был главной формой тектонических движений [Свириденко, 2013].

## Вулканоплутонизм

Многолетнее изучение вулканоплутонизма Карелии и Фенноскандинавского щита [Светов, 1979; Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 2005; Свириденко, 2013] показало, что мантийный магматизм является следствием энергетической активности глубин Земли. Его интенсивное проявление в докембрии в форме платобазальтового вулканизма, субвулканических и интрузивных тел способствует переносу мантийной энергии в земную кору. В результате образуются внутрикоровые магматические очаги. Магматизм становится бимодальным мантийно-коровым. Изучение глубинного строения позволяет выявить условия его локализации и понять специфику докембрийской магматической тектоники.

Примером может служить свекокарельский вулканоплутонизм Приладожья (табл.). Генетические связи между комплементарными разноглубинными магматическими образованиями, выявленными при палеовулканологическом исследовании, устанавливались с помощью петрохимических, геохимических и минералого-петрографических методов изучения вещественного состава изверженных пород. Поскольку тренд вулканических пород однозначен (положение его членов определяется местом в геологическом разрезе), то плутонический член вулканоплутонической серии получает соответствующий критерий относительного возраста. В целом возраст свекокарельского вулканоплутонизма Северного Приладожья оценивается в интервале 2050–1850 млн лет.

Начало вулканической деятельности в Приладожье определяется одновременным излиянием в людиковии платобазальтов тремя эруптивными центрами (Янисъярвинским, Кирьявалахтинским и Туливаранмякским) с образованием единого базальтового плато, охватывающего большие площади. В эпицентрах лавовых излияний развиты силлы габбродо-леритов и пояса субвулканических базальтовых даек.

С развитием Кирьявалахтинского вулканического центра генетически связан людиковий кислый вулканоплутонизм тоналит-плагιοгранит-дацит-риолитовой вулкано-

Вулканоплутонические ассоциации Северного Приладожья

Возраст	Вулканоплутонические ассоциации изверженных пород	Плутонические и вулканические серии изверженных пород	Геологические объекты
Рифей	Феррогабродолерит-базальтовая	Габродолеритовая	Габродолериты Валаамского силла, Холунварский некк, дайки сортавалитов, дайки лампрофиров
	Габбро-анортозит-рапакивигранитная	Базальтовая	Базальты Салминской свиты
Калевий	Габбро-анортозит-рапакивигранитная	Габбро-анортозитовая кварцевый порфир-рапакивигранитная онгонит-редкометаллогранитная	Габбро-анортозиты. Граниты Салминского массива и сопровождающие их дайки
	Габбро-тоналит-базальт-риодацитовая	Габбродиорит-тоналитовая	Массив габбро-типерстеновых диоритов Пялкъярви, силлы и дайки подбонного состава в Юго-Западном Приладожье
	Габбро-перидотит (пироксенит)-пикрит-базальтовая	Базальт-андезит-риодацитовая	Лавовые поля островов Ристисари, Мустасари, Ихамилеленсари, Маркатсимонсари, мыса Импиниеми
	Габбро-перидотит (пироксенит)-пикрит-базальтовая	Габбро-перидотитовая высокомагнезильная ветвь высокожелезистая ветвь	Пластовые и секущие тела перидотитов и пироксенитов. Массивы Велимяки-Мякисало. Райвимаки и Кайвомяки. Исоярви.
Свекокарелий	Тоналит-плаггиогранит-дацит-риолитовая	Пикрит-базальтовая высокомагнезильная ветвь высокожелезистая ветвь	Пос. Вуорио. Пакеты лавовых потоков вариолитовых и пикритовых базальтов, толеитовых базальтов и их туфов. Комплекс даек основного и ультраосновного состава, секущих ладожскую серию
	Тоналит-плаггиогранит-дацит-риолитовая	Тоналит-плаггиогранитная	Массивы Теньярви, Пиенсуонсари, Варалаhti, Импиниеми, камерно-инъекционные субвулканические тела Кирьявалахтинского залива
	Габбро-норит-долерит-базальтовая	Дацит-риолитовая Габбро-норитовая Долерит-базальтовая	Некки дацит-риолитового состава, туфы мыса Ораваниеми Массив Кааламо Платобазальты сортавальской серии и их туфы Ораваниеми, оз. Рюттю, пос. Харлу, Хелюля, Хелмиярви, Кирьявалахтинского залива. Силлы, дайки габродолеритов Рюттю, Патаваара, Хелмиярви

плутонической ассоциации. О близком времени их формирования свидетельствуют пересечения базальтовых даек плагиопорфировыми и массивов тоналитов-плагиогранитов дайками базальтов. Образование кислых членов людиковийского бимодального магматизма происходит в результате плавления архейского фундамента под воздействием базальтовой магмы [Светов, Свириденко, 1992].

Последующий ливвийский базальтовый и пикрит-базальтовый вулканоплутонизм характеризовался ареальным типом лавовых излияний. Он локализовался, вероятно, в пределах нескольких самостоятельных эруптивных центров, пространственно тесно связанных с людиковийскими. Вулканы сопровождаются дайками перидотитов и пироксенитов, которые обычно секут нижнюю часть разреза ладожской серии. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Как в вулканической, так и в плутонической серии выделяется высокомагнезиальная и высокожелезистая ветвь (табл.). Габбро-перидотитовая плутоническая ливвийская серия представлена известными интрузиями Велимяки, Мякисало, Райвимяки и Кайвомяки [Светов, Свириденко, 1992]. В Северном Приладожье, таким образом, существует, как и в изверженных породах суйсарского комплекса ливвия Онежской вулканотектонической структуры [Светов, 1979], параллельная эволюция двух исходных расплавов: оливинового толеитового базальта (высокожелезистая ветвь) и пикритового базальта (высокомагнезиальная ветвь). Для железистой серии свойственны повышенные концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{SrO}$ , а для магнезиальной –  $\text{NiO}$ . Ливвийский этап вулканоплутонизма соответствует стадии спада активности свекокарельского мантийного магматизма. Подобного типа расплавы образуются в периферических очагах при ликвационном расщеплении [Светов и др., 1990].

Калевийская габбро-тоналит-базальт-риодацитовая вулканоплутоническая ассоциация в истории развития свекокарельского вулканоплутонизма фиксирует эпоху затухания. Калевийские базальты, так же как и ливвийские, содержат высокомагнезиальные разновидности, где  $\text{MgO}$  более 10 %, и высокожелезистые. Отдельные районы их развития отличаются по вещественному составу и характеру проявления. При этом в южной части рассматриваемого региона (р-н Ихамиеленсари) состав как вулканических, так и плутонических образований варьирует от ультраосновного до кислого состава. Здесь наблюдаются и высокомагнезиальные, и высокожелезистые ассоциации.

На севере в районе о. Ристисари вулканические породы имеют преимущественно базальт-андезитовый состав, которому соответствует состав субвулканических пород нека Хунука [Светов, Свириденко, 1992]. Широкое развитие вулканитов среднего состава объясняется процессами гибридизма.

Эпицентр свекокарельского вулканоплутонизма пространственно совпадает с центральной частью комплексной геофизической аномалии (мантийным диапиром).

Рифейский вулканоплутонизм подробно охарактеризован ранее. В краевой части Фенноскандинавского щита выделено несколько разновозрастных центров эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005], представляющих собой мантийно-коровые диапиры. Формирование их приурочено к краевой длительно развивающейся флекуре Полканова, история геологического развития которой в среднем и позднем рифее ярко зафиксирована проявлением платобазальтового вулканизма. В Пашском грабене вулканогенно-осадочные породы образуют и салминскую свиту, которая с корой химического выветривания залегает на гранитах рапакиви Салминского массива [Кайряк, Хазов, 1967]. Интрузивными аналогами являются габбродолериты Хопунварского нека, Валаамского силла и дайки гиалобазальтов и долеритов-сортавалитов.

### **Специфические особенности тектоники**

В последние десятилетия основные геодинамические процессы в докембрии, так же как и современные, связываются с преобладанием горизонтальных движений литосферных плит [Розен и др., 2008; Слабунов и др., 2006 и ссылки там], что не согласуется с нашими данными и материалами ряда зарубежных коллег [Hamilton, 1998; Harris, Bédard, 2014]. Основы ранней геотектоники заложил диапиризм. Мантийный диапир обеспечил проявление платобазальтового вулканизма. Это связано с тем, что большие объемы мантийного расплава формируются при плавлении верхней мантии в условиях спада давления и под воздействием мантийного флюидного потока, поступающего от границы ядра и мантии. В зачаточном состоянии диапир представлял собой объем разуплотненной мантии с включенным расплавом и трансмантийным флюидом. При наличии разновозрастных вулканоплутонических ассоциаций плавление происходило неоднократно.

Бимодальный мантийно-коровый вулканоплутонизм осуществлялся под воздействием базитового расплава с образованием коровых



промежуточных очагов различной глубинности. Тем самым была создана кинематическая активность диапира в нижней и верхней коре надочаговой зоны, где он служил главной формой теплопереноса. Так формировалась соответствующая диапиру вулканическая корневая питающая система. Длительность ее существования определяется проявлением людиковийского, ливвийского и калевийского вулканоплутонизма.

Палеовулканологическим выражением мантийно-корового диапира является центр эндогенной магматической активности (ЦЭМА). Физически ЦЭМА представляют энергоемкие корневые магмовыводящие каналы, очаговые зоны и сопутствующие им ареалы автономного магматизма [Светов, Свириденко, 2005].

В раннюю стадию развития диапира сформировались бимодальные вулканоплутонические ассоциации, где кислая ветвь представлена тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовыми сериями. В период зрелого диапиризма с углублением магматических очагов произошло формирование базит-ультрабазитовых вулканоплутонических ассоциаций и в результате ликвации – формирование высокомагнезиальных и высокожелезистых ливвийских вулканических серий. Можно сказать, что динамика диапиризма является выражением энергетической активности вулканизма.

С проявлением мантийного диапиризма связаны сводовые поднятия. В условиях сводового поднятия в Западном Приладожье происходила региональная гранитизация и формирование купольных структур [Светов, Свириденко, 2005]. Это поднятие не было интенсивным. Купольные структуры, сформированные в условиях метасоматической гранитизации и слабого разуплотнения отражают пологое залегание гранитизированного свекокарельского вулканогенно-осадочного чехла (рис. 2). Крупномасштабное геологическое картирование надвига не обнаруживает. Более того, последовательное изучение свекокарельского вулканизма показало, что мантийный диапиризм – это главная форма проявления энергетики глубин Земли и главная форма тектонических движений. Но это не единственное проявление тектоники.

При статистическом изучении давления и температуры в докембрии Приладожья [Кулаковский и др., 2015] впервые проведена идентификация пород с «аномальными» значениями давления и установлен стресс-метаморфизм. Авторы обратили внимание на ранее необъяснимое сочетание бластических структур гранулитовой фации с псаммитовыми (мозаичными торцовыми микроструктурами) [Кулаковский,

2003], в которых отсутствует ориентировка породообразующих минералов.

Выявленный стресс-метаморфизм приурочен к широкой зоне, где развитые на севере окаймленные купольные структуры, в центре которых обнажается комплекс фундамента, сменяются на пологозалегающие купольные структуры гранитизированных вулканогенно-осадочных пород ладожской серии.

Проявление стресс-метаморфизма трудно увязать с обычным надвигом, так как он относится к разным стадиям деформационно-метаморфического этапа [Кулаковский и др., 2015] и, следовательно, развивался длительное время.

Большое влияние на характер тектонических движений оказывала краевая флексуря Полканова [Светов, 1979], развивавшаяся более 1 млрд лет и являющаяся зоной сочленения кристаллического фундамента Фенноскандинавского щита с Русской плитой. С ней связана высокая тектоническая подвижность и формирование поперечных горсто-грабеновых систем. Процесс грабенообразования происходит и в неотектоническую эпоху. При эволюционном развитии тектоники, таким образом, преобладали вертикальные движения.

Существование Мейерского надвига не подтверждается. Купольные структуры юго-западного Приладожья (рис. 2) не испытали каких-либо изменений. Выявленные геоблоки, их шовные зоны, а также центры эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005] свидетельствуют о формировании тектонического каркаса Фенноскандинавского щита и проявлении вулканоплутонизма в условиях глыбово-волновых колебательных движений, связанных с неустойчивостью земной коры. Это согласуется с ранее проведенным обоснованием [Шаров и др., 2004] сдвиговых движений в направлении с юго-запада на северо-восток на месте предполагаемого надвига. Условия проявления стресс-минералов [Кулаковский и др., 2015] также вполне объяснимы с позиций сдвиговых движений.

Необходимо отметить, что совместное изучение глубинного строения, вулканоплутонизма и тектоники Северного Приладожья позволяет выявить специфику тектоники этого региона и оценить роль рассматриваемых процессов в рудообразовании, которое было достаточно сложным и неоднородным [Хазов, 1973, 1982; Хазов, Иващенко, 1979 и др.]. Характеристика рудно-магматических систем различной глубинности и в различных тектонических условиях проявления будет способствовать обоснованию локальных металлогенических прогнозов.

## Заключение

Сущность протерозойской тектоники Приладожья, где главным геологическим процессом был мантийно-корковый магматизм, определяется энергетическим воздействием глубин Земли. Мантийный диапир, четко выраженный комплексной Ладожской геофизической аномалией, отраженной в региональном магнитном поле, сформировался в результате последовательного эволюционного развития вулканоплутонизма и формирования его корневой питающей системы. Поверхностные купольные структуры образовались под воздействием мантийного флюидного потока. Тектонические коровые движения имеют сложный характер с преобладанием вертикальных перемещений над горизонтальными.

## Литература

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье. Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 353–356.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: С.-Петербург. ун-т, 2000. 200 с.

Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Болгурцев Н. Н. и др. Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Ред. Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, В. П. Петров и др. Л.: Наука, 1970. 226 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Гончаров А. Г., Кальнин К. А., Лизинский М. Д. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 53–84.

Дедеев В. А., Шустова Л. Е. Геоблоки европейской части СССР. Сыктывкар: АН СССР, 1976. 50 с.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 231 с.

Исанина Э. В., Крупнова Н. А., Шаров Н. В. Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии // В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2004. 351 с.

Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья // Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр. 1967. Вып. 2, № 12. С. 62–72.

Киссин И. Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015. 328 с.

Кулаковский А. Л. Об одном типе метаморфических пород в зонах разломов // Бюл. МОИП, отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 88–98.

Кулаковский А. Л., Морозов Ю. А., Смутьская А. И. Стресс-метаморфизм и стресс-метаморфиты в докембрии Приладожья // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 19–35.

Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М. и др. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Методика геофизических исследований Балтийского щита и его склонов. Л.: Зап. ЛГИ, 1982. Т. ХСII. С. 3–29.

Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: ЛГУ, 1974. 160 с.

Оровецкий Ю. Т., Голуб В. Н., Голуб Е. Н., Кучма В. Г. Мантийный диапиризм и диатремы (на примере юго-восточной части Балтийского щита) // Геофизический журнал. 1990. С. 67–73.

Розен О. М., Щипанский А. А., Туркина О. М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М: Научный мир, 2008. 184 с.

Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский науч. центр АН СССР, 1990. 320 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 199 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 1992. 151 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 1993. С. 37–55.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Протерозойский вулкано-плутонизм и тектонические режимы Фенноскандинавского щита // Важнейшие результаты научных исследований Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 1999. С. 64–66.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2005. 356 с.

Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.

Свириденко Л. П. Вулканизм и геотектоника юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. 212 с.

Свириденко Л. П., Романов Е. М. К методике изучения закономерностей пространственного

изменения физических свойств ультраметаморфических комплексов // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1974. С. 47–51.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. 2006. С. 3–32.

Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 87 с.

Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Хазов Р. А., Иващенко В. И. Новый генетический тип вольфрамового оруденения в Северном Приладожье (Карелия) // Геол. рудн. месторожд. 1979. № 5. С. 37–45.

Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Геофиз. журн. 2015. Т. 37, № 5. С. 104–120.

Шаров Н. В., Хазов Р. А., Исанина Э. В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2004. Вып. 7. С. 55–74.

## References

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V. *i dr.* Meierskii nadvig – glavnyi element stroeniya sutury na granitse Karel'skogo kratona i Svekofennskogo poiyasa v Priladozh'e. Baltiiskii shchit [The Meyeri Thrust – the main element of the suture at the boundary between the Karelian Craton and the Svecofennian Belt in the Ladoga region. Baltic Shield]. *DAN [Proceed. of RAS]*. 1996. Vol. 348, no. 3. P. 353–356.

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V. *i dr.* Geologiya i petrologiya svekofennid Priladozh'ya [Geology and petrology of the svekofennides in the Ladoga region]. St. Petersburg: St. Petersburg. Un., 2000. 200 p.

Bylinskii R. V., Glebovitskii V. A., Bolgurtsev N. N. *i dr.* Morfologiya razdelov Mokhorovichicha i Konrada vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Morphology of the Mohorovičić and Conrad discontinuities of the eastern Baltic Shield]. *Geotektonika [Geotectonics]*. 1982. No. 2. P. 24–31.

Dedeev V. A., Shustova L. E. Geobloki evropeiskoi chasti SSSR [Geoblocks of the European part of the USSR]. Syktyvkar: AN SSSR, 1976. 50 p.

Geologicheskoe razvitie glubinykh zon podvizhnykh poiyasov (Severnoe Priladozh'e) [Geological development of deep zones of the mobile belts (Northern Ladoga region)]. Eds. N. G. Sudovikov, V. A. Glebovitskii, V. P. Petrov et al. Leningrad: Nauka, 1970. 226 p.

Goncharov A. G., Kal'nin K. A., Lizinskii M. D., Chekulaev V. P., Lobach-Zhuchenko S. B., Platonenkova L. N. Seismogeologicheskaya kharakteristika zemnoi kory Karelii [Seismogeological characteristics of the Earth's crust of Karelia]. *Problema kompleksnoi*

Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья. Новая модель // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.

Artemieva I. M., Shulgin A. Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 259. P. 34–42.

Hamilton W. B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 91. P. 143–179.

Harris L. B., Bédard J. H. Crustal Evolution and Deformation in a Non-Plate-Tectonic Archean Earth: Comparisons with Venus // *Evolution of Archean Crust and Early Life*. Eds Dilek Y., Furnes H. *Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7*, Springer Science+Business Media B. V. 2014. P. 215–288.

Korja A., Heikkinen P. J. Seismic images of Paleoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield // *The Geological Society of America* 2008. Special Paper 440. P. 229–248.

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland. Espoo, 2006. Special Paper 43. 247 p.

Поступила в редакцию 17.03.2016

interpretatsii geologo-geofizicheskikh dannykh [Problem of Complex Interpretation of Geological and Geophysical Data]. Leningrad: Nauka, 1991. P. 53–84.

Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniya [Deep structure and seismicity of the Karelian region and its margins]. Ed. N. V. Sharova. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. 353 p.

Isanina E. V., Krupnova N. A., Sharov N. V. Seismologicheskie issledovaniya MOVZ na yuge Karelii [Seismological study with the use of earthquake converted-wave method in the South of Karelia]. Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniya [Deep structure and seismicity of the Karelian region and its margins]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. 351 p.

Kairyak A. I., Khazov R. A. Iotniiskie obrazovaniya Severo-Vostochnogo Priladozh'ya [Jotnian formations in the northeastern part of the Ladoga region]. *Vestn. LGU, ser. geol. i geogr. [Proceed. of LSU. Ser. Geology and Geography]*. 1967. Iss. 2, no. 12. P. 62–72.

Khazov R. A. Geologicheskie osobennosti olovyannogo orudneniya Severnogo Priladozh'ya [Geological peculiarities of tin mineralization in the northern Ladoga region]. Leningrad: Nauka, 1973. 87 p.

Khazov R. A. Metallogeniya Ladozhsko-Botnicheskogo geobloka Baltiiskogo shchita [Metallogeny of the Ladoga-Botnic geoblock of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1982. 192 p.

Khazov R. A., Ivashchenko V. I. Novyi geneticheskii tip vol'framovogo orudneniya v Severnom Priladozh'e (Kareliya) [A new genetic type of tungsten mineralization in the northern Ladoga region (Karelia)]. *Geol.*

*rudn. mestorozhd. [Geology of Ore Deposits]. 1979. No. 5. P. 37–45.*

*Kissin I. G. Flyuidy v zemnoi kore. Geofizicheskie i tektonicheskie aspekty [Fluids in the Earth's crust. Geophysical and tectonic aspects]. Moscow: Nauka, 2015. 328 p.*

*Kulakovskii A. L. Ob odnom tipe metamorficheskikh porod v zonakh razlomov [On a type of metamorphic rocks in fault zones]. Byul. MOIP, otd. geol. [Bull. Moscow Society of Naturalists. Geol. Sec.]. 2003. Vol. 78, iss. 3. P. 88–98.*

*Kulakovskii A. L., Morozov Yu. A., Smul'skaya A. I. Stress-metamorfizm i stress-metamorfity v dokembrii Priladozh'ya [Stress-metamorphism and stress-metamorphites in the Precambrian of the Ladoga region]. Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]. 2015. No. 7. P. 19–35.*

*Litvinenko I. V., Ankudinov S. A., Dvoret'skaya L. M., Kal'nin K. A., Platonenkova L. N., Romanenko N. G., Suvorova N. I., Yakovleva V. V. Glubinniye seismicheskiy razrez zemnoi kory Priladozh'ya i yugo-zapadnoi Karelii [Deep seismic section of the Earth's crust in the Ladoga region and southwestern Karelia]. Metodika geofizicheskikh issledovaniy Baltiiskogo shchita i ego sklonov [Methodology of Geophysical Research of the Baltic Shield and its Slopes]. Leningrad: Zap. LGI, 1982. Vol. XCII. P. 3–29.*

*Nagaitsev Yu. V. Petrologiya metamorficheskikh porod ladozh'skogo i belomorskogo kompleksov [Petrology of the metamorphic rocks of the Ladoga and White Sea complexes]. Leningrad: LGU, 1974. 160 p.*

*Orovetskii Yu. T., Golub V. N., Golub E. N., Kuchma V. G. Mantiyni diapirizm i diatremy (na primere yugo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita) [Mantle diapirism and diatremes (case of the Southeastern part of the Baltic Shield)]. Geofizicheskii zhurnal [Geophysical Journal]. 1990. P. 67–73.*

*Rozen O. M., Shchipanskii A. A., Turkina O. M. Geodinamika rannei Zemli: evolyutsiya i ustoichivost' geologicheskikh protsessov (ofiolity, ostrovnyye dugi, kratony, osadochnyye basseiny) [Geodynamics of the Early Earth: evolution and geological processes stability (ophiolites, island arcs, cratons, and sedimentary basins)]. Moscow: Nauchnyi mir, 2008. 184 p.*

*Sharov N. V. Glubinnyye seismicheskie issledovaniya v yugo-vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Deep seismic studies of the Southeastern part of the Fennoscandian Shield]. Geofiz. Zhurn. [Geophysical Journal]. 2015. Vol. 37, no. 5. P. 104–120.*

*Sharov N. V., Khazov R. A., Isanina E. V. Glubinnoe stroenie i metallogeniya Priladozh'ya [Deep structure and metallogeny of the Ladoga region]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. Iss. 7. P. 55–74.*

*Shul'diner V. I., Kozyreva I. V., Baltybaev Sh. K. i dr. Plutono-metamorficheskaya evolyutsiya Zapadnogo Priladozh'ya. Novaya model' [Plutonic-metamorphic evolution of the Western Ladoga region. A new model]. Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]. 1995. No. 4. P. 52–62.*

*Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balaganskii V. V., Sor'onen-Vard P., Volo-*

*dichev O. I., Shchipanskii A. A., Svetov S. A., Cherkulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geodinamicheskie obstanovki [The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings]. Geotektonika [Geotectonics]. No. 6. 2006. P. 3–32.*

*Svetov A. P. Platformnyy bazal'tovyy vulkanizm karelid Karelii [Platform basaltic volcanism of the Karelian karelides]. Leningrad: Nauka, 1979. 208 p.*

*Svetov A. P., Sviridenko L. P., Ivashchenko V. I. Vulkanoplutonizm svekokarelid Baltiiskogo shchita [Volcano-plutonism of the Svekokarelidides in the Baltic Shield]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1990. 320 p.*

*Svetov A. P., Sviridenko L. P. Magmatizm shovnykh zon Baltiiskogo shchita [Magmatism of suture zones of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1991. 199 p.*

*Svetov A. P., Sviridenko L. P. Stratigrafiya dokembriya Karelii. Sortaval'skaya seriya svekokarelid Priladozh'ya [Precambrian stratigraphy in Karelia. Sortavala series of the Svekokarelidides in the Ladoga region]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1992. 151 p.*

*Svetov A. P., Sviridenko L. P. Dokembriiskiy magmatizm Karelii kak indikator tektonicheskikh rezhimov [Precambrian magmatism of Karelia as an indicator of tectonic regimes]. Problemy geologii dokembriya Karelii [Problems of the Precambrian Geology in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1993. P. 37–55.*

*Svetov A. P., Sviridenko L. P. Proterozoiskiy vulkanoplutonizm i tektonicheskie rezhimy Fennoskandinavskogo shchita [Proterozoic volcano-plutonism and tectonic regimes of the Fennoscandian Shield]. Vazhneishie rezul'taty nauchnykh issledovaniy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN [Major Results of the Scientific Studies at the Karelian Research Center]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1999. P. 64–66.*

*Svetov A. P., Sviridenko L. P. Tsentry endogennoi magmaticheskoi aktivnosti i rudoobrazovaniya Fennoskandinavskogo shchita (Karel'skii region) [Centres of endogenous magmatic activity and ore-formation in the Fennoscandian Shield (Karelian region)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. 356 p.*

*Sviridenko L. P. Granitobrazovanie i problemy formirovaniya dokembriiskoi zemnoi kory (na primere Karelii) [Granite formation and problems of the Precambrian Earth's crust formation]. Leningrad: Nauka, 1980. 216 p.*

*Sviridenko L. P. Vulkanizm i geotektonika Yugo-Vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Volcanism and geotectonics of the Southeastern part of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2013. 212 p.*

*Sviridenko L. P., Romanov E. M. K metodike izucheniya zakonornosti prostranstvennogo izmeneniya fizicheskikh svoystv ul'trametamorficheskikh kompleksov [On a methodology for studying spatial variations patterns of physical properties of ultrametamorphic complexes]. Fizicheskie i mekhanicheskie svoystva gornykh porod i mineralov Karelii [Physical and Mechanical Properties of Rocks and Minerals in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1974. P. 47–51.*

*Velikoslavinskii D. A. Sravnitel'naya kharakteristika regional'nogo metamorfizma umerennykh i nizkikh davlenii [Comparative characteristics of the regional*

metamorphism of moderate and low pressure]. Leningrad: Nauka, 1972. 190 p.

*Zemnaya kora vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita* [The Earth's crust of the Eastern part of the Baltic Shield]. Ed. K. O. Kratts. Leningrad: Nauka, 1978. 231 p.

*Artemieva I. M., Shulgin A.* Is the Proterozoic Lado-ga Rift (SE Baltic Shield) a rift? *Precambrian Research*. 2015. Vol. 259. P. 34–42.

*Hamilton W. B.* Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*. 1998. Vol. 91. P. 143–179.

*Harris L. B., Bédard J. H.* Crustal Evolution and Deformation in a Non-Plate-Tectonic Archaean Earth:

Comparisons with Venus. Evolution of Archean Crust and Early Life. Eds Dilek Y., Furnes H. *Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7*, Springer Science+Business Media B. V. 2014. P. 215–288.

*Korja A., Heikkinen P. J.* Seismic images of Paleo-proterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield. The Geological Society of America 2008. Special Paper 440. P. 229–248.

*Kukkonen I. T., Lahtinen R.* Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland. Espoo, 2006. Special Paper 43. 247 p..

Received March 17, 2016.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Свириденко Лината Петровна**

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: sv@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 783471

### **Исанина Эльвира Вениаминовна**

ведущий геофизик  
Российский геоэкологический центр,  
филиал ФГУГП «Урангео»  
ул. Пестеля, 1/12, Санкт-Петербург, Россия, 198052  
эл. почта: isanina@rgec.ru  
тел.: (812) 2759094, (812) 2721392

### **Шаров Николай Владимирович**

заведующий лаб. геофизики, д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: sharov@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 783471

## CONTRIBUTORS:

### **Sviridenko, Linata**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,  
Karelia, Russia  
e-mail: sv@krc.karelia.ru  
tel.: (8142) 783471

### **Isanina, Elvira**

Russian Geo-ecological Centre  
Branch of FGUGP "Urango"  
1/12 Pestel St., 191028 Saint-Petersburg, Russia  
e-mail: isanina@rgec.ru  
tel.: (812) 2759094, (812) 2721392

### **Sharov, Nikolai**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,  
Karelia, Russia  
e-mail: sharov@krc.karelia.ru  
tel.: (8142) 783471