

УДК 551.1/.4, 550.4

**А.М. Беляев, П.С. Зеленковский, И.И. Подлипский, В.Р. Хохряков**

**ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ МОРЕННЫХ ВАЛУНОВ В РАЙОНЕ  
ОЗ. ДГО (НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК “СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ”)**

*Санкт-Петербургский государственный университет,  
Национальный парк «Смоленское Поозерье»*

Аннотация. Настоящая статья является частью комплексных эколого-геологических исследований, проводимых кафедрой Экологической геологии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета с 2014 по 2018 г. Целью настоящей работы является петрографическая характеристика моренных валунов (изучения прозрачных шлифов и определения оптических характеристик породообразующих минералов) и их формационная принадлежность расположенных в водосборной площади озера Дго. Доорогенный базальтовый комплекс валунов территории исследования представлен полевошпатовыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами в переслаивании с гнейсами и гранитогнейсами. Гранитоиды комплексов посторогенных формаций Свекофеннской складчатой области, представленные на территории обследования, имеют определенные оптические характеристики породообразующих минералов, позволяющие отличить их от минералов гранитоидов других формаций.

Ключевые слова: национальный парк «Смоленское Поозерье», петрографическая характеристика валунов, озеро Дго.

УДК 551.1/.4, 550.4

**A.M. Belyaev, P.S. Zelenkovsky, I.I. Podlipsky, V.R. Khokhryakov**

**FORMATION ANALYSIS OF MORAINS IN THE MOUNTED BRIEFS IN  
THE AREA OF OZ. SDO (NATIONAL PARK “SMOLENSK  
MOTHERNEY”)**

*St. Petersburg State University,  
Federal State Budgetary Institution “Smolensk Lakeland National Park”*

Abstract. This article is part of a comprehensive ecological and geological research conducted by the Department of Ecological Geology of the Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University from 2014 to 2018. The purpose of this work is to petrographic characteristics of moraine boulders (study of transparent sections and determining the optical characteristics of rock-forming

minerals) and their formational affiliation located in the catchment area of Lake Dgo. The pre-born basaltic complex of the boulders of the study area is represented by feldspathic amphibolites and amphibole schists in the interbedded gneisses and granite gneisses. The granitoids of the complexes of the postorogenic formations of the Svekofennskoy folded area, presented on the survey area, have certain optical characteristics of rock-forming minerals, allowing them to be distinguished from the granitoids minerals of other formations.

Key words: Smolensk Lakes National Park, petrographic characteristics of boulders, Lake Dgo.

*Введение.* Национальный парк «Смоленское Поозерье» образован на территории Демидовского и Духовщинского районов Смоленской области в 1992 году «для сохранения природных комплексов в рекреационных, просветительских, научных и культурных целях». В 1999 году национальный парк получил статус ключевой орнитологической территории международного значения. В ноябре 2002 года - включен во Всемирную сеть биосферных резерватов ЮНЕСКО. В 2014 году парк вошел в число участников проекта «Изучение и восстановление зубра европейского в Центральной России». На территории национального парка планируется создание вольной популяции в соответствии со Стратегией сохранения зубра в России. Названием своим «Смоленское Поозерье» обязано 35 большим и малым ледниковым озерам, расположенным на территории парка.

*Характер расположения моренных валунов.* Озеро, находится в 6 км северо-западнее пос. Пржевальское (Демидовский район). Ледниковое, ложбинное. Площадь 234 га, максимальная глубина 15 м. Абсолютная отметка уровня – 196,5 м. Площадь водосбора – почти 14 км<sup>2</sup>, объем воды 11800 тыс.м<sup>3</sup>. Через р. Ильжицу связано с р. Ельшой (бассейн р. Межи). Расположено в понижении валдайского холмисто-моренного рельефа, поросшего лесом, есть 3 острова. На самом большом южном находится один из крупных (длина - 4,2 м, ширина 2,5 м, высота над поверхностью земли 1,25 м) валунов (красный гранит), несет следы культовой истории. Имеет рекреационное значение. Памятник природы в пределах национального парка.

Настоящая статья является частью комплексных эколого-геологических исследований, проводимых кафедрой Экологической геологии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета с 2014 года [5-6, 9]. Каменный материал был отобран в 2016-2107 г. в 7 точках (рис. 1, А), расположенных случайным образом вокруг оз. Дго. На данной территории ледниковые отложения равномерно распределены на поверхности, поэтому четкая локализация не имеет важного значения. Основным критерием отбора стала необходимость наиболее полного описания петрологических особенностей материала морены.

Точки отбора располагались на удалении от дорог (исключение - точка 76 рис. 1, А), ЛЭП, прочих антропогенных объектов, чтобы исключить возможность переноса валунов, например, при строительстве.

Объекты исследования представляли собой хорошо окатанные валуны размером от 0,5 до 2 метров, вмещающими породами служили супеси и суглинки, что является характерным признаком моренных отложений. От каждого валуна отбиралось от одного до трех образцов.

Ниже-верхневалдайские отложения представлены ледниковыми и озерными отложениями, залегающими между двумя валдайскими моренами. Средняя мощность отложений 5-10 м. Представлены межморенные отложения на большей части территории желтыми и желтовато-серыми мелкозернистыми хорошо сортированными песками и

серыми тонкослоистыми слюдястыми супесями. Значительно реже встречаются коричневые плотные безвалунные глины.

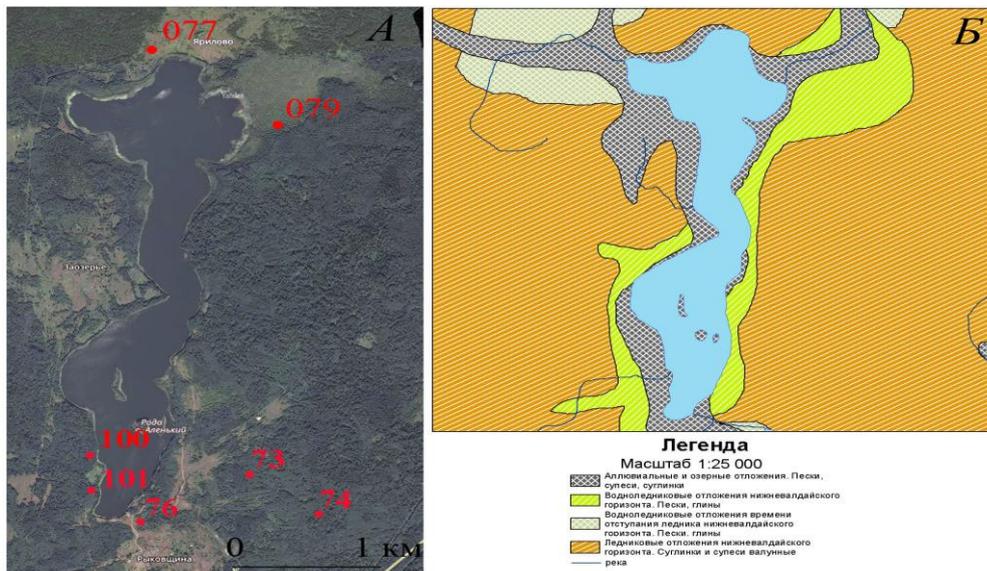


Рисунок 1 - Схема расположения точек отбора образцов (А) и геологическое строение четвертичных отложений (Б).

В районе озера Дго водноледниковые отложения сложены тонкими темно-серыми слюдястыми суглинками (рис. 1, Б), алевритами и тонкими песками с гравием и галькой в основании. Также важное значение занимают водноледниковые отложения раннего этапа отступления ледника. В составе этого комплекса входят озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения, представленные песками, супесями, алевритами, глинами и ленточными глинами. Пески желтые, ярко-желтые, желтовато-серые, мелко-среднезернистые, сильно слюдястые, иногда с единичными гравийными зернами и галькой кристаллических пород. Глина красновато-коричневые, кирпично-красные, тонкодисперсные, пластичные, местами карбонатные, с включением известковистых жгутиков. Участками в глинах встречается рассеянная галька и мелкие валуны кристаллических и осадочных пород. Мощность 3-5 м.

*Древние оледенения на территории Смоленской области.* Причины ледниковых эпох нераздельно связаны с более широкими проблемами глобальных климатических изменений, имевших место на протяжении истории Земли. Время от времени происходили значительные смены геологических и биологических обстановок. Следует иметь в виду, что начало всех великих оледенений определяется двумя важными факторами [1-3, 12]. Во-первых, на протяжении тысячелетий в годовом ходе осадков должны доминировать обильные продолжительные снегопады. Во-вторых, в районах с таким режимом осадков температуры должны быть настолько низкими, чтобы летнее снеготаяние сводилось к минимуму, а фирновые поля увеличивались из года в год до тех пор, пока не станут формироваться ледники. Обильная аккумуляция снега должна превалировать в балансе ледников на протяжении всей эпохи оледенения, так как если абляция превысит аккумуляцию, оледенение пойдет на убыль.

*Геологические формации области сноса валунов на юго-восточной части Балтийского щита.* Балтийский щит - выступ докембрийского фундамента на северо-западе Восточно-Европейской платформы. В строении щита выделяются три крупные части - геоблоки (сегменты): восточный (Кольско-Карельский), центральный (Свекофеннский) и западный (Южно-Скандинавский). Кольско-Карельский геоблок почти целиком расположен на территории России, Свекофеннский - на территории Швеции,

Финляндии и Северного Приладожья и Карельского перешейка, Южно-Скандинавский - на юге Швеции и Норвегии.

Мурманский блок образован массивами архейских гранитогнейсов, амфиболитов, магнетитовых кварцитов (2,7-3,5 млрд. лет). Важную роль играют нижнепротерозойские основные никеленосные интрузивы района Печенги, щелочные интрузии Кейвских тундр, а также палеозойские щелочные массивы (Ловозеро, Хибинский).

В пределах Карельского блока несколько узких сложно построенных приразломных синклинорных зон сложены обломочными, карбонатными, вулканическими породами и кварцитами, и разделённые антиклинорными зонами с выходами докарельского основания. Свекофенские граниты имеют возрастной диапазон 1,9-1,6 млрд. лет. Наиболее поздние магматические проявления в Карелии соответствуют порфирировидным гранитам рапакиви - Выборгский массив (около 1620-1650 млн. лет) и дайкам габбро-диабазов (около 1,3 млрд. лет), прорывающим кварциты, граниты-рапакиви и рифейские песчаники.

Наиболее вероятной областью сноса валунов территории Поозерья являются геологические формации Свекофенской складчатой области.

*Геологические формации Свекофенской складчатой области.* В основу типизации магматических комплексов Свекофенской складчатой области, положена классическая схема, предложенная Дж. Седерхольмом, включающая синорогенные, позднеорогенные, посторогенные и анорогенные магматические события. На наш взгляд в эту схему логично добавить доорогенные магматические эпизоды.

*Доорогенный метабазальтовый комплекс.* Ранний геолого-тектонический этап развития Свекофенской складчатой области (сопоставимый с собственно геосинклинальной стадией развития в фанерозойских геосинклиналях), характеризуется интенсивным осадконакоплением и подводным вулканизмом. Доорогенный базальтовый вулканизм представлен туфами, лавами и силлами. Эти породы впоследствии были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций низких давлений. На большей части территории породы этого комплекса представлены полевошпатовыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами, которые встречаются в переслаивании с гнейсами и гранитогнейсами в ядрах куполовидных структур и слагают основную часть разреза сортавальской серии, обрамляющую гранитогнейсовое купола. Полевошпатовые амфиболиты вместе с гранитогнейсами и карбонатными породами были дислоцированы и смяты в складки в этап главных складчатых деформаций [1, 3-4].

*Синорогенные комплексы.* В орогенный этап главных складчатых деформаций и метаморфизма сформировались синорогенные комплексы: а) норит-эндербитовый, б) габбро-диорит-тоналитовый, в) габбро-диорит-плагиогранитовый и г) габбро-гранодиорит-гранитовый. Интрузии комплексов габбро-диоритов представлены рядом интрузивных массивов прорывающих метаморфические породы Свекофенской складчатой области в Юго-восточной Финляндии и Северном Приладожье России. Возраст пород этих комплексов, определенный U-Pb методом по цирконам составляет 1851-1877 млн. лет [9].

*В позднеорогенный этап* на фоне затухающей складчатости в зонах распространения амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма проявились процессы ультраметаморфизма и мигматизации проявленные как в гранитогнейсах фундамента, так и в кристаллических породах Палеопротерозоя Юго-восточной Финляндии и Северного Приладожья. При этом формируются крупные автохтонные и параавтохтонные многофазные массивы плагио-микроклиновых и микроклиновых гранитоидов S-типа: Центрально-финляндского поднятия и Карельского перешейка. Возраст пород комплекса позднеорогенных гранитов определен U-Pb методом по цирконам для массива Тервус и составляет  $1856 \pm 6$  млн. лет [9].

Ранние фазы комплекса позднеорогенных гранитов представлены порфирировидными биотит-амфиболовыми гранатсодержащими микроклиновыми гранитами. Постепенными

переходами они связаны с биотитовыми гранатсодержащими микроклиновыми гранитами, имеющими трахитоидную структуру и текстуру. Минеральный состав биотит-амфиболовых гранитов Лазурненского массива: микроклин - 35-40%, кварц - 20%, плагиоклаз (35-40%, амфибол (роговая обманка) - 2-5%, биотит - 5-15%. Минеральный состав биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов массивов Карельского перешейка: микроклин - 30-50%, кварц - 25-30%, плагиоклаз - 15-30%, амфибол (роговая обманка) - 0-1%, биотит - 5-10%. Аплитовидные граниты, как жильная фация биотитовых гранитов, встречаются во всех массивах Финляндии и Карельского перешейка. Они представлены мелкозернистыми аляскитами на 50-60% сложенных микроклином, 30-35% кварцем, 5-10% плагиоклазом, и на 1-5% биотитом. Во всех массивах Карельского перешейка встречаются мелкие тела жильных и внутрикамерных микроклиновых пегматитов.

*Комплекс посторогенных* гранитоидов представлен также фациями недифференцированных и керамических пегматитов, рекометальными альбитовыми гранитами и связанными с ними метасоматитами. Пегматиты и пегматоидные граниты наиболее широко распространены в Юго-восточной Финляндии и Северном Приладожье России, где образуют крупные тела (сотни квадратных метров по площади) и многочисленные поля и рои мелких тел. Посторогенный этап характеризуется развитием глубинных разломов на фоне блоковых дифференциальных движений в условиях тагненциального сжатия земной коры и блоковой перестройки территории. Возраст посторогенного магматизма оценивается 1760-1800 млн. лет [2, 7]. Посторогенные массивы сложены широким спектром пород от апатитоносных ультрамафитов и лапрофиров, субщелочных габброидов, кварцевых монцодиоритов до кварцевых монцонитов, гранодиоритов и лейкосиенитов Юго-восточной Финляндии и Северном Приладожье.

*Анорогенный этап общей инверсии Балтийского щита* характеризуется интенсивным горизонтальным растяжением земной коры и формированием глубинных, достигающих мантии, разломов. В этот период с интервалом 100 млн. лет сформировалось два крупных пластинообразных массива гранитов рапакиви (Выборгский и Салминский) и родственных им пород.

*Выборгский массив* гранитов рапакиви один из самых больших гранитных плутонов на Земле. Он имеет размеры 180×120 км при обнаженной площади около 18000 км<sup>2</sup>. Около 1/4 части плутона находится на территории Российской Федерации в Выборгском районе Ленинградской области. В составе Выборгского батолита принимают участие несколько разновидностей пород. Габбро-анортозиты известны на территории Финляндии (интрузия Ловас-Ярви). Гранитный магматизм представлен 4 последовательными интрузивными фазами [1, 12]: 1) пироксен-амфиболовые адамелиты (лапее граниты); 2) амфибол-биотитовые овоидные граниты - выборгиты; 3) трахитоидные биотитовые граниты; 4) альбит-протолитионитовые граниты штока Кюми (Финляндия). Возраст габбро-анортозитов и гранитов рапакиви Выборгского массива составляет 1640 млн. лет.

Вулканическая фация гранитов и базитов Выборгского плутона обнажается на о. Гогланд в Финском заливе. Базальтовые порфириты и кварц-полевошпатовые порфириты субгоризонтально залегают на кварцитовых конгломератах, которые, в свою очередь, с угловыми несогласиями перекрывают породы фундамента - свекофенские метаморфические и магматические образования. U-Pb изохронное датирование цирконов из кварц-полевошпатовых порфиров о. Гогланд показывает возраст 1638±4 млн. лет [3, 11], что совпадает с возрастом гранитов рапакиви Выборгского массива и его сателлита массива Суомменниemi [12].

*Салминский и Улягский массивы* гранитов рапакиви расположены в Северном Приладожье. Их общая площадь около 4500 км<sup>2</sup>. В строении Салминско - Улягского массива принимают участие пять серий пород: габбро-анортозиты, включающие в себя габбро, габбро-нориты и анортозиты; монцониты и кварцевые сиениты; амфибол-

биотитовые граниты; биотитовые граниты, альбит-протолиитионитовые граниты. Кроме того, в массиве известны такие экзотические породы как орбикулярные или шаровые граниты [12]. Возраст габбро-анортозитов, определённый U-Pb изохронным методом (по апатиту)  $1566 \pm 4$  млн. лет. Возраст амфибол-биотитовых гранитов, определённый U-Pb (в цирконе) методом  $1543 \pm 8$  млн. лет.

*Анорогенный этап тектономагматической активизации* Балтийского щита представлен в Приладожье рифейским вулканогенно-плутоническим комплексом базальтов, диабазов и андезито-дацитов. Диабазы слагают Валаамский силл (о. Валаам) и грабен в пределах акватории Ладожского озера. Вулканиды входят в состав вулканогенно-осадочной салминской свиты.

*Комплекс андезито-дацитов* обнажается на побережье и островах озера Янис-Ярви. Радиологический возраст вулканидов составляет 700 млн. лет. По данным [3, 10] андезито-дациты слагают нект на острове Пиениселькасаари. Другие исследователи связывают образование вулканических пород этого комплекса с ударно-метеоритным процессом.

*Петрографическая характеристика моренных валунов и их формационная принадлежность.* Формационную принадлежность моренных валунов наиболее точно можно установить при помощи петрографического изучения прозрачных шлифов и определения оптических характеристик пороодообразующих минералов.

Международные условные обозначения минералов согласно петрографического кодекса РФ, издание третье, 2008 г. (Am – амфибол; Bt – биотит; Gr – гранат; Hbl – роговая обманка; Me – слюда; Mt – магнетит; Mus – мусковит; Ort – ортоклаз; Mi – микроклин; Pl – плагиоклаз; Q – кварц). Ширина поля зрения фотографий шлифов – 1,4 мм.

*Доорогенный базальтовый комплекс* представлен полевошпатовыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами в переслаивании с гнейсами и гранитогнейсами. На территории национального парка породы этого комплекса представлены валунами (обр. №79) (рис. 4).

Гранитоиды комплексов посторогенных формаций Свекофеннской складчатой области имеют определенные оптические характеристики пороодообразующих минералов, позволяющие отличить их от минералов гранитоидов других формаций.

Калиевый полевой шпат является существенной составной частью всех петрографических и структурных разновидностей С-3 микроклиновый гранит. Он представлен решетчатым микроклином. Кварц слагает около 30% гранитов и имеет характерное «волнистое» или «облачное» угасание при скрещенных николях. Плагиоклаз представлен преимущественно олигоклазом (20-25% An), часто интенсивно серицитизированным. Биотит гранитов имеет плеохроизмом от буро-коричневого (по Ng) до светло-желтого (по Np), часто замещается зеленовато-серым хлоритом. Железистость биотита составляет соответственно 53-65%.

Из моренных валунов Смоленского Поозерья к формации посторогенных гранитов и пегматитов можно отнести следующие (рис. 2-3, 5-7) (Таблица 1):

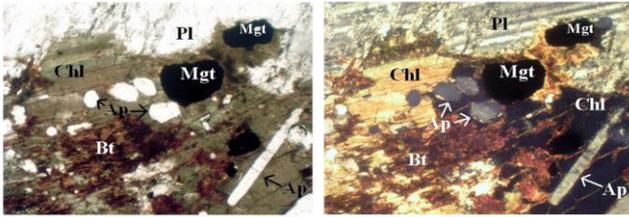
Таблица 1

Формация посторогенных гранитов и пегматитов

№	№ обр	№ шлифа	Минеральный состав	Название породы
1	073-1	073-1	Q – , Mi – , Pl – , Bi – 2-3%	С/з микроклиновый гранит
2	073-2	073-2	Q – , Mi – , Pl – , Bi – 5-7%	С-к-з микроклиновый гранит
3	073-3	073-3	Q – , Mi – , Pl – , Bi (Chl)	С/з микроклиновый гранит
4	74	74-1	Q – , Mi – , Pl(ser) – , Bi	Пегматит
5	74	74-2	Q – , Mi – , Pl – , Bi – , Chl , Gr_ Alm	Пегматит
6	74	74-3	Q – , Mi – , Pl – , Bi – , Chl , Gr_ Alm	Пегматит
8	76	76	Q – , Mi – , Pl – , Bi – , Chl	Порфириовидный гранит
9	077	077	Q – , Mi – , Pl – , Bi – , Chl , _Mgt	Аплитовидный гранит



обр.76 порфировидный гранит с апатитом и магнетитом;

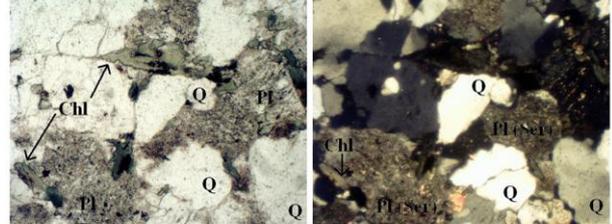


Фотографии шлифа обр.76 (К-3 порфировидный гранит с апатитом и магнетитом, биотит замещается зеленовато-серым хлоритом, слева без анализатора, справа - с анализатором).

Рисунок 2 - Образец №76-1



обр. 077 аплитовидный гранит;



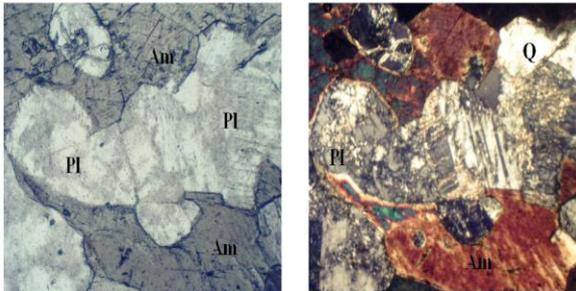
Фотографии шлифа обр.077 (Аплитовидный гранит, биотит замещается зеленовато-серым хлоритом, слева без анализатора, справа - с анализатором).

Рисунок 3 - Образец №77-1

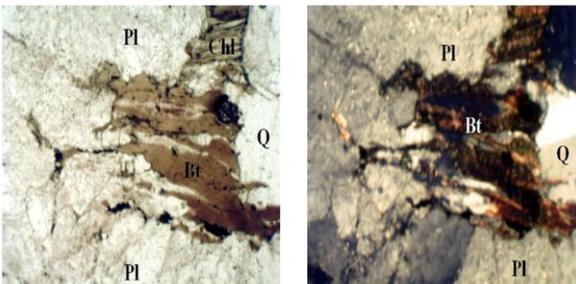


обр. №79-1 метагабброамфиболит;

обр. №79-2 гранитогнейс;



Фотография шлифа обр. №79-1 – метагабброамфиболит, слева без анализатора, справа с анализатором;

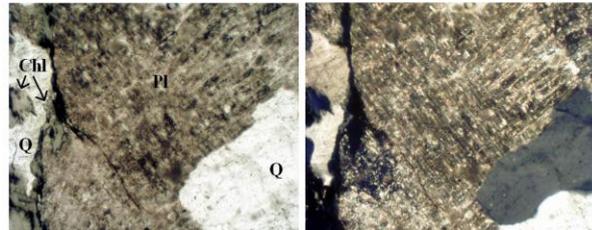


Фотография шлифа обр. №79-2 гранитогнейс, слева без анализатора, справа с анализатором

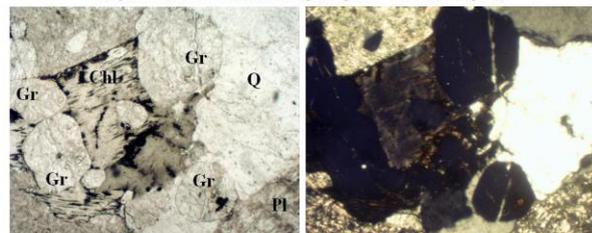
Рисунок 4 - Образец №79-1 и 79-2



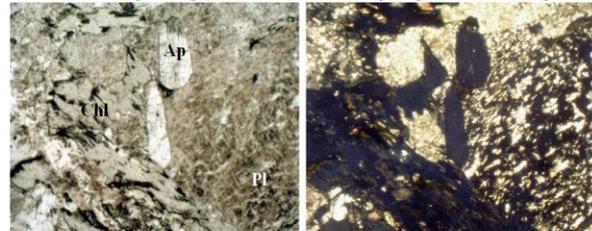
обр. 74 пегматит с гранатом;



Фотографии шлифа обр.74-1 (К-3 пегматит, биотит замещается зеленовато-серым хлоритом, слева без анализатора, справа - с анализатором);



Фотографии шлифа обр.74-2 (К-3 гранатовый пегматит, биотит замещается зеленовато-серым хлоритом, слева без анализатора, справа - с анализатором);

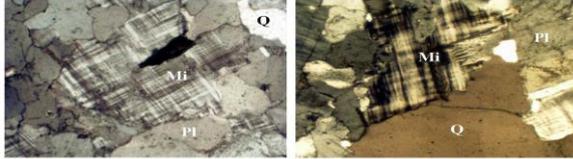


Фотографии шлифа обр.74-2 (К-3 гранатовый пегматит, биотит замещается зеленовато-серым хлоритом, слева без анализатора, справа - с анализатором).

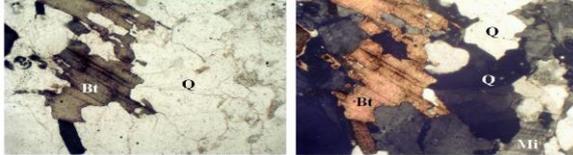
Рисунок 5 - Образец №74-1-2



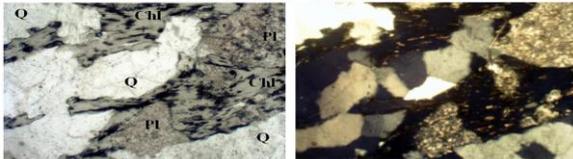
обр. №73-1 среднесерпигый микроклин-биотитовый гранит;



Фотографии шлифа обр.73-1 (С-3 микроклинный гранит, решетчатый биотит), слева без анализатора, справа – с анализатором);



Фотографии шлифа обр.73-1 (С-3 микроклинный гранит, железистость биотита 53 - 65%, плеохроизмом от буро-коричневого (по Ng) до светло-желтого (по Np), слева без анализатора, справа – с анализатором);

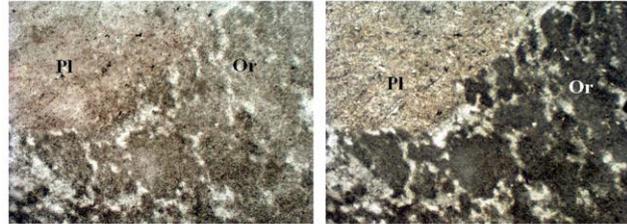


Фотографии шлифа обр.73-1 (С-3 микроклинный гранит, биотит замещен зеленовато-серым хлоритом, слева без анализатора, справа – с анализатором).

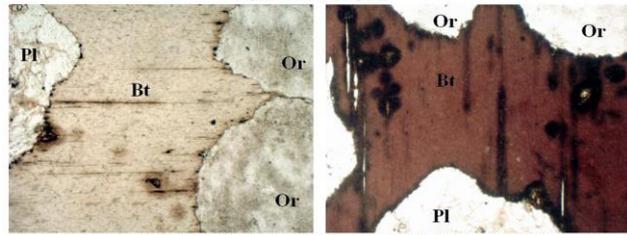
Рисунок 6 - Образец №73-1



обр.101 трахитоидный биотитовый гранит;



Фотографии шлифа обр.101 (шлиф 101-3. Трахитоидный гранит, ортоклаз-пертит, слева без анализатора, справа – с анализатором);



Фотографии шлифа обр.101 (шлиф 101-3. Трахитоидный гранит, ортоклаз-пертит, слева без анализатора, справа – с анализатором).

Рисунок 7 - Образец №77-1

*Анарогенные комплексы* Свекофеннской складчатой области представлены разнообразными гранитами формации рапакиви. Гранитоиды ранних фаз имеют определенные оптические характеристики породообразующих минералов, позволяющие отличить их от минералов гранитоидов других формаций.

Калиевый полевой шпат является существенной составной частью всех петрографических и структурных раз новидностей анарогенных гранитов. В основном он представлен ортоклаз-пертитом – результатом распада твердого раствора калиевого полевого шпата. Количество плагиоклаза в пертите 4-5%. Кварц имеет характерное равномерное угасание при скрещенных николях.

Плагиоклаз представлен преимущественно олигоклазом (20-30% An), часто серицитизированным.

Биотит присутствует в виде листочков и их агрегатов интенсивно коричневого цвета по Ng и бледно-коричневого по Np. Общая железистость биотита находится на уровне 82 - 87%. Характерны плеохраичные дворники, вокруг включений радиоактивных минералов.

Из моренных валунов Поозерья к формации анарогенных гранитов можно отнести трахитоидные граниты.

*Выводы:*

1. Так как предполагаемые южные границы Днепровского оледенения находятся в районах южнее Смоленска (могло доходить до широты города Минска), то моренные валуны были перемещены именно в этот этап оледенения. Более точные южные границы Днепровского оледенения после проведения археологических исследований могут быть существенно сдвинуты в сторону Севера Восточно-Европейской равнины.

2. По результатам петрографических исследований установлено, что моренные валуны являются представителями комплексов формаций Свекофеннской складчатой области.

3. Основными аргументами формационной принадлежности валунов являются оптические характеристики породообразующих минералов.

4. Породы доорогенного базальтового комплекса на территории заповедника Поозерье представлены полевошпатовыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами в переслаивании с гнейсами и гранитогнейсами (обр. №79). Для них характерен минеральный состав и оптические характеристики амфиболов.

5. Гранитоиды комплексов посторогенных формаций Свекофеннской складчатой области представлены целым рядом моренных валунов, имеющих оптические характеристики породообразующих минералов: К-полевой шпат всегда представлен решетчатым микроклином; кварц с «волнистым» угасанием при скрещенных николях; биотит с низкой общей железистостью 53-65% и характерной схемой плеохроизма.

6. Анаорогенные комплексы Свекофеннской складчатой области представлены трахитоидным гранитом с характеристиками породообразующих минералов аналогичными гранитами формации рапакиви: К-полевой шпат представлен ортоклаз-пертитом (количество плагиоклаза в пертитах 4-5%); кварц с характерным равномерным угасанием при скрещенных николях; биотит с высокой общей железистостью 82-87% и характерной схемой плеохроизма.

#### Список литературы

1. Беляев А.М., Богданов Ю.Б., Левченков О.А. Проблемы петрогенезиса вулканитов о. Гогланд (Выборгский массив, Россия). // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. Международная конференция к 100-летию со дня рождения Н.А. Елисеева, СПб., Россия, 1998, с. 68-69.

2. Беляев А.М., Львов Б.К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива, Вестн. ЛГУ №6, Л, 1981 с.

3. Беляев А.М., Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Выборгского массива. Вестн. ЛГУ №6, Л, 1983 с.

4. Глебовицкий В.А. Ультраметаморфизм Ладожского комплекса. // Петрография докембрия Русской платформы: Тр. 1 регион. петрограф. совещ. по Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1970. с. 292-300

5. Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Проблемы регулирования деятельности хозяйствующих субъектов при разработке месторождений полезных ископаемых в границах особо охраняемых природных территорий. // Вестник СПбГУ, сер. 7, вып. 3, 2016, с. 60-73

6. Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Эколого-геологические исследования на территории национального парка «Смоленское Поозерье». / Материалы XVI межвузовской молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования». СПб.: Изд-во СПбГУ, 2016, с. 106-115

7. Конопелько Д.Л., Левченков О.А. Возраст Вуоксинского массива, Приладожье // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии, СПб, 1996.

8. Котов А.Б., Бибикина Е.В., и др. О продолжительности тектоно-магматических циклов // Структурный анализ метаморфических формаций, Иркутск, 1992, с. 19-20.

9. Подлипский И.И., Жабриков С.Ю. Разработка концепции обращения с отходами на природных территориях особой охраны (на примере национального парка «Смоленское Поозерье»). // Экология и промышленность России. М.: Изд-во ЗАО «Калвис», Т. 20, №10, 2016, с. 2-9

10. Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990, 320 с.

11. Belyaev A. M. Bogdanov Y.B. , Levchenkov O.A., Petrogenesis of the bimodal rapakivi-related volcanites of the Island of Hogland, 1.64 Ga Wiborg batholith, Russia. // In: 1998 International Field Conference: Proterozoic Granite System of the Penokean Terrane in Wisconsin, Madison, Wisconsin, USA, 1998, p.139-140.

12. Ramo, O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks

of southeastern Fennoscandia; Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol. Surv. Finland, 1991, Bull.355. 161

**Информация об авторах:**

**Беляев Анатолий Михайлович**

к.г.-м.н., доцент, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

**Зеленковский Павел Сергеевич**

к.г.-м.н., доцент, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

**Подлипский Иван Иванович**

к.г.-м.н., доцент, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

**Хохряков Владимир Рафаэлевич**

к.б.н., ФГБУ «Национальный парк «Смоленское Поозерье», г. Смоленск, Россия

**Information about authors:**

**Belyaev Anatoly Mikhailovich**

Ph.D., associate professor, Institute of Earth Science, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

**Zelenkovsky Pavel Sergeevich**

Ph.D., associate professor, Institute of Earth Science, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

**Podlipsky Ivan Ivanovich**

Ph.D., associate professor, Institute of Earth Science, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

**Khokhryakov Vladimir Rafaelevich**

Candidate of Biological Sciences, Smolensk Lakes National Park, Smolensk, Russia