

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

Алфимова Н.А., Матреничев В.А., Модельные ограничения вариаций изотопного состава стронция континентального стока в раннем докембрии Балтийского щита. Материалы конференции «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма», Москва. 2006.С. 30-35

Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М, 2000, с.356

Головенко В.К. Докембрийские коры выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения // Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975. С. 16-27

Климова Е.В., Алфимова Н.А., Условия континентального выветривания в докембрии. Гипергенные преобразования раннепротерозойских гранитов Лехтинской структуры (С. Карелия), наст. сборник

Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1991. 118 с.

Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.Недра. 1986

Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.

Путеводитель геологических экскурсий Международного симпозиума «Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли». Петрозаводск.: Изд-во КарНЦ РАН, 1998. 98 с.

Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в Карельское время. Петрозаводск.: Изд-во КарНЦ РАН, 1990. 128

**МОРФОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЖИЛ ГРАНИТОИДОВ В ИНТРУЗИВЕ ПАНСКИХ ТУНДР**

Грошев Н.Ю.

**Введение.** Панский массив располагается в центральной части Кольского полуострова (рис.1). Массив представляет собой часть Федорово-Панского базит-гипербазитового расслоенного интрузива

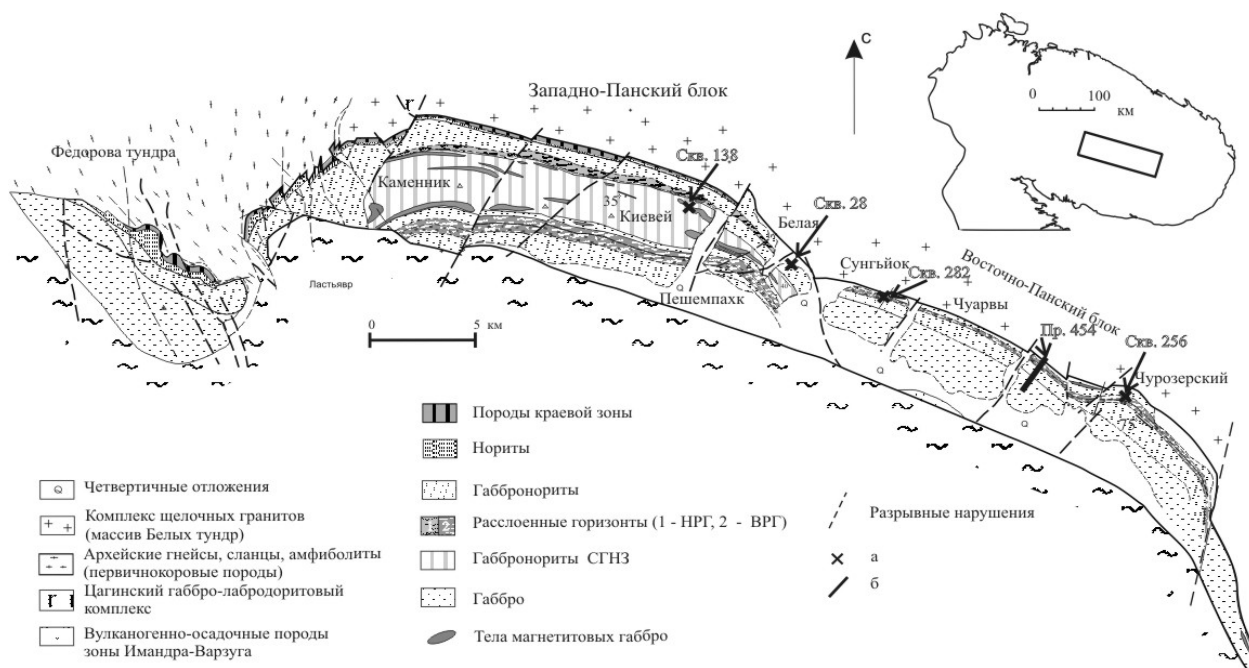


Рис.1. Схематическая геологическая карта Федорово-Панского массива (Карпов, 2004).

а – положение скважин, вкрывших жильные гранитоиды; б – буровой профиль, пересекающий краевую зону массива

с U-Pb возрастом, составляющим  $2491 \pm 1,5$  млн лет (Баянова, 2004). С севера массив граничит с архейскими породами: главным образом, со щелочными гранитами Белых тундр и лишь в западной части с породами формации первичнокоровых плагиогранитов-тоналитов-гранодиоритов. Граниты Белых тундр имеют U-Pb возраст  $2654 \pm 5$  млн лет (Баянова, 2004). Внимание к данной теме определяется появлением новых данных по строению северной контактовой зоны массива, в которой буровыми скважинами были подсечены жильные тела гранитов, по составу соответствующие гранитам Белых тундр. Кроме того, ранее на некотором удалении от контакта массива отмечались проявления жильного гранитоидного магматизма и метасоматических преобразова-

ний базитов, которые генетически связывались со щелочными гранитами Белых тундр (Рундквист, 1999). В задачи нашего исследования входило геолого-петрографическое изучение жильных гранитоидов Панского массива, их классификация и разработка адекватной генетической модели их образования.

В результате проведенных исследований в интрузиве Панских тундр было выделено две группы гранитоидных жил, различающиеся по своему составу и геологическому положению. В первую группу входят породы натрового уклона, представленные плагиогранитами и аномально богатыми натрием диоритами. Ко второй группе отнесены калий-натровые породы, объединенные под названием лепидомелановых гранитов с афведсонитом.

**Гранитоидные жилы первой группы.** Гранитоиды первой группы залегают на расстоянии 300-1400 м от северного контакта массива (скважины 28, 138, 256 и 282 на рис.1) и образуют жилы мощностью от 10 см до 2 м, падающие на юго-запад под углами 75-80°.

Жилы имеют четкие секущие контакты с вмещающими породами, часто осложняющиеся наличием апофиз. В экзоконтактах жил отмечается альбитизация и амфиболизация, а также окварцевание в случаях плагиогранитов. В некоторых случаях зоны контактового воздействия жил достигают необыкновенно большой мощности. Например, диоритовая жила скважины 28 мощностью около 2 м имеет экзоконтакт мощностью от 7 до 10 м. Во многих скважинах наблюдаются зоны метасоматических изменений (главным образом, зоны альбитизации) базитов, не обнаруживающих прямой связи с жилами.

Диориты (скв. 28, 256) представлены равномернозернистыми и порфириновидными разновидностями. Петрографически эти породы довольно необычны. Обладая типично магматическими структурами (гипидиоморфнозернистой, порфириновидной, призматическизернистой), диориты состоят из кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и амфибола тремолит-актинолитового ряда, помимо которых присутствуют кварц, минералы группы эпидота, титанит, апатит, циркон и рудные минералы.

Плагиограниты (скв. 138, 282) соответствуют лейкократовым разновидностям гранитов, состоящим из кварца и плагиоклаза, которые организованы в гипидиоморфнозернистые и графические агрегаты. Из темноцветных минералов наблюдаются роговая обманка, авгит, эгирин-авгит и биотит. Среди прочих минералов отмечены минералы группы эпидота, титанит, апатит, титаномагнетит, магнетит и циркон.

По химическому составу гранитоиды первой группы разделяются на аномально высоконатровые диориты и натровые плагиограниты (табл.1, рис.2) при крайне низких содержаниях калия в обеих разновидностях (менее 0,2 мас.%). Это отличает их от щелочных гранитов Белых тундр и сближает (в особенности плагиограниты) с породами формации первичнокоровых плагиогранит-тоналит-гранодиоритов (рис.2).

**Гранитоидные жилы второй группы.** Гранитоиды второй группы образуют секущие массив жилы в зоне контактовых сланцев и амфиболитов по базитам Панского массива, нередко выходящие из этой зоны в неметаморфизованные габброиды (рис.3). Жилы падают на юго-запад под углами 75-85°. Жильные граниты представляют собой мелкозернистые светло-розовые лейкократовые породы разнообразных структур и текстур. Отмечаются гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, порфириновидная и бластокатаккластическая. Текстура гранитов, как правило, массивная, иногда слегка гнейсовидная.

*Таблица 1. Химический состав гранитоидов первой группы (расшифровка проб см. рис.2)*

Компоненты	мас. %	Номера проб				
		П-28	П-256	П-282	С-138	С-41
SiO <sub>2</sub>		61,02	61,14	75,54	74,92	51,34
TiO <sub>2</sub>		1,00	0,91	0,20	0,64	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		13,67	16,93	12,66	10,41	24,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3,78	1,35	1,82	1,48	1,96
FeO		6,59	2,51	0,82	2,12	1,19
MnO		0,14	0,18	0,04	0,05	0,06
MgO		1,30	2,92	0,24	0,55	1,53
CaO		3,75	3,80	3,20	2,88	10,67
Na <sub>2</sub> O		5,63	7,37	4,68	5,18	4,25
K <sub>2</sub> O		0,19	0,18	0,10	0,17	1,31
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0,37	0,39	0,06	0,18	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		2,03	1,75	0,39	0,73	2,29
Co		<0,01	<0,01	<0,01	-	-
Ni		<0,01	0,01	<0,01	-	-
Cu		<0,005	0,02	<0,01	-	-
S <sub>общ.</sub>		0,06	0,04	0,05	-	-
CO <sub>2</sub>		0,00	0,06	0,00	0,19	<0,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		<0,005	<0,005	-	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		<0,025	<0,025	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		-	-	0,02	0,09	0,09
F		0,04	0,03	0,01	-	-
Cl		0,05	0,02	0,03	-	-
Сумма		99,53	99,56	99,85	99,59	99,58

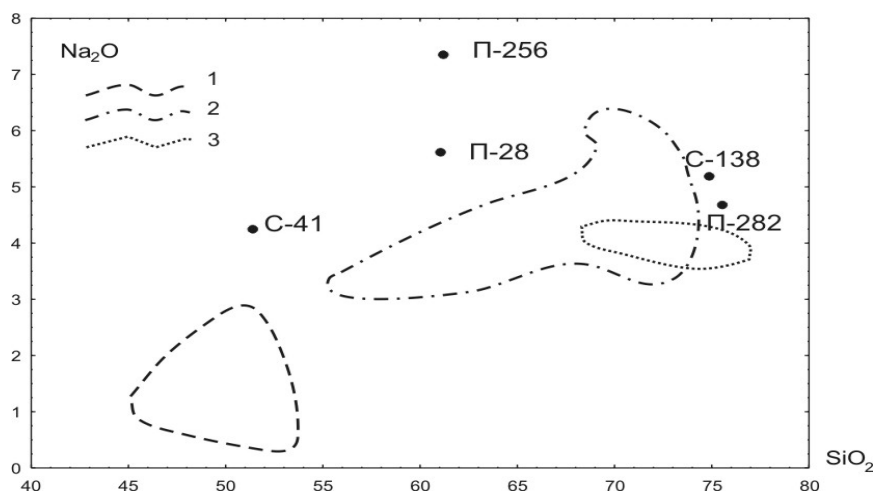


Рис.2. Вариационная диаграмма содержаний оксида натрия по отношению к кремнезему для пород Панского массива (1) (Латыпов, 2000), формации первичнокорковых плагиогранит-тоналит-гранодиоритов (2) и массива Белых тундр (3) (Минеральный, 1978); точки: С-41 – альбитизированный анортозит; П-28, П-256 – жильные диориты; С-138, П-282 – жильные плагиограниты.

Минеральный состав жил определяется следующим набором минералов: кварц - 38-45 об. %, полевой шпат – 50-55 об. % (микроклин, шнуровидный микропертит и альбит в различных соотношениях обеспечивают кали-натровый уклон пород), лепидомелан - 3-6 об. %, арфведсонит - до 2 об. %, магнетит – 3-5 об. %. Учитывая приведенный минеральный состав, эти породы следует называть лепидомелановыми гранитами с арфведсонитом. Данная разновидность гранитов обнаруживает близкое сходство (в разнообразии полевых шпатов и в щелочных темноцветах) с выделенной Батиевой фацией щелочных гранитов, известной как лепидомелановые граниты с эгирином и арфведсонитом (Батиева, 1976).

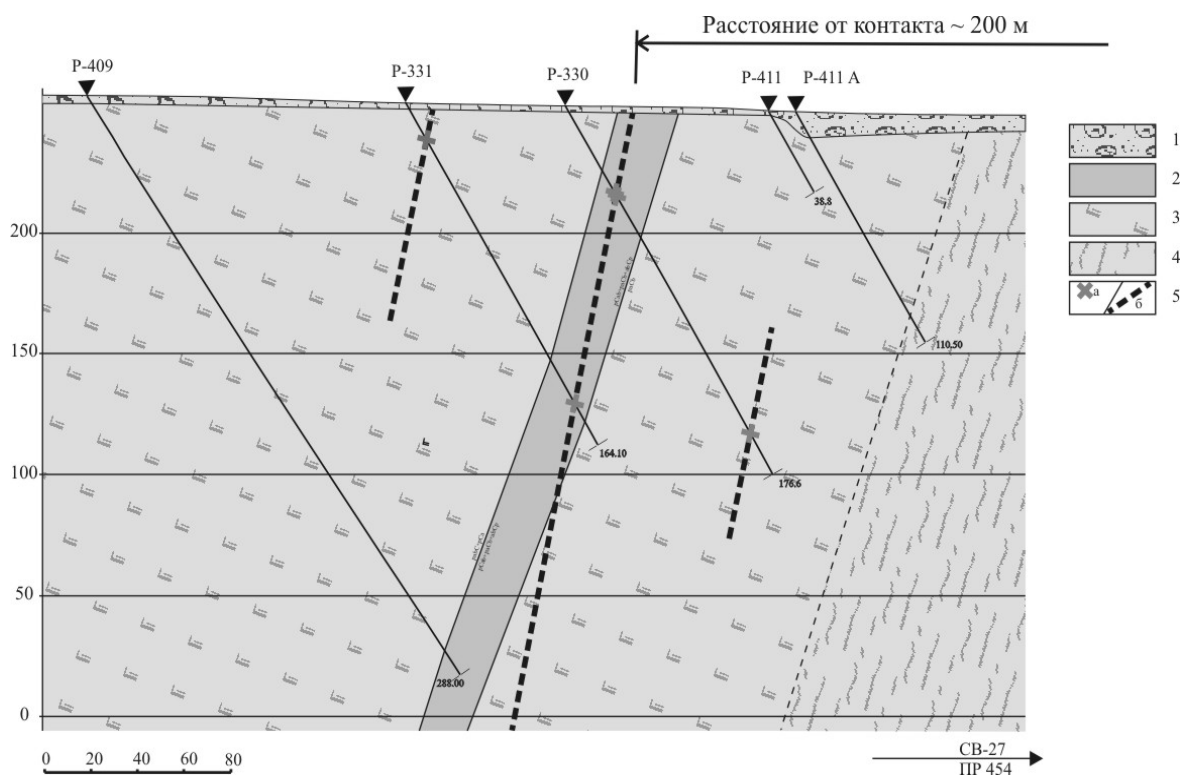


Рис.3. Геологический разрез через приконтактовую часть Панского массива, участок Восточный Чуарвы.

1 – четвертичные отложения; 2 – породы рудоносного горизонта Восточного Чуарвы; 3 – габбронориты; 4 – краевая зона: сланцы и амфиболиты по габброидам Панского массива; 5 – положение шлифов лепидомелановых гранитов с арфведсонитом (а) и предполагаемое положение жильных тел (б)

**Заключение.** Анализ собранных нами материалов позволяет рассматривать гранитоиды обеих групп как результат процессов мобилизации архейского вещества во время внедрения Панского массива. Плагииграниты – как прямые мобилизаты пород формации плагиигранит-тоналит-гранодиоритов, возникшие в результате частичного плавления последних. Диориты в силу их обогащенности натрием интерпретируются как гибридные породы, образовавшиеся при смешении метасоматически измененных базитов и плагиигранитов. Лепидомелановые граниты с арфведсонитом – как образовавшиеся при частичном или полном плавлении прямые мобилизаты гранитов Белых тундр.

#### ЛИТЕРАТУРА

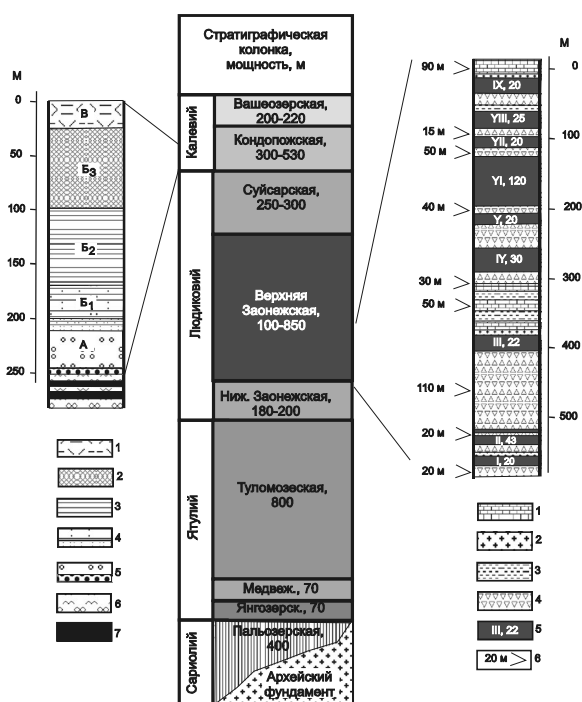
- Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1976.  
 Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. – СПб: Наука, 2004.  
 Карпов С.М. Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платино-металльного оруденения // Автореферат: дис. На соискание уч. степ. к.г.-м. н. – Апатиты, 2004.  
 Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. – Апатиты, 2000.  
 Минеральный и химический состав гранитов Кольского полуострова (сборник анализов). – Апатиты, 1978.  
 Рундквист Т.В. Позднемагматическое и постмагматическое минералообразование в интрузиве Панских тундр. - Апатиты, 1999.

#### ЛИТОХИМИЯ МАКСОВИТОВ МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ

Дейнес Ю.Е.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, [deines@krc.karelia.ru](mailto:deines@krc.karelia.ru)

Онежская синклиальная структура является стратотипической областью для шунгитоносных образований докембрия Балтийского щита. Здесь они развиты на двух уровнях – людиковийском и калевийском надгоризонтах нижнего протерозоя Карелии. Основная масса углерода при этом заключена в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях верхней подсвиты заонежской свиты людиковия. Только на этом стратиграфическом уровне известны тела высокоуглеродистых пород – максовитов и шунгитов. Максовиты – шунгитоносные породы, содержащие от 20 до 45% шунгитового вещества (ШВ) смешанного типа, серовато-черные, матовые, плотные, пелитоморфные, относятся к группе экструзивных сапробитумолитовых пород; стратиграфически приурочены к верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя; слагают куполообразные залежи. Структуры второго порядка Онежской мульды представлены субпараллельной системой синклиальных и антиклинальных складок, ориентированных в СЗ направлении.



**Рис. 1.** Общая стратиграфическая колонка для Онежской структуры и колонки первой и второй пачек верхней подсвиты заонежской свиты (а) и нижней по а) 1 доломиты; 2 кремнистые породы; 3 алевролиты; 4 базальтовые дсвиты кондопожской свиты (б).

- а) 1 доломиты; 2 кремнистые породы; 3 алевролиты; 4 базальтовые туфы; 5 горизонты шунгитоносных пород, их номер и мощность; 6 положение в разрезе и мощность базальтовых покровов и силлов габбро-долеритов;
- б) 1 туфоалевролиты; 2 тонкое по мощности прослоев переслаивание кварц-альбит-серицитовых сланцев и кварц-альбит-хлоритовых алевролитов (мягрозериты); 3 то же, но среднее по мощности переслаивание; 4 переслаивание туфоалевролитов, туфопесчаников и карбонатсодержащих пород; 5 туфопесчаники и туфоконгломераты с галькой максовитов; 6 габбро-долериты заонежской свиты; 7 породы третьей пачки верхней подсвиты