
С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова, Е. А. Антропова

НЕОАРХЕЙСКИЕ ПУЛЛ-АПАРТ БАССЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА: ПОРОДНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Неоархейские осадочные ансамбли, приуроченные к заключительным стадиям развития зеленокаменных поясов и структур, активно изучаются в течение последних 25 лет. Научный интерес к данным парагенезам был инициирован исследованиями в провинции Супериор (зеленокаменный пояс Абитиби) группы Тимискаминг, представленной аллювиально-флювиальными осадками в сочетании с вулканитами субщелочного ряда и турбидитами (Hyde, 1980). Геодинамические условия формирования ассоциации стали предметом длительных дискуссий и корректно были охарактеризованы значительно позже (Card, 1990; Thurston, Chievers, 1990) по схеме транспрессионного и транстензионного характера тектонических движений на позднем коллизионном этапе развития зеленокаменного пояса (террейна) в бассейнах типа пулл-апарт (pull-apart).

Важно подчеркнуть, что становление термина «пулл-апарт» имеет длительную историю. Близкие к нему (по смысловому наполнению) тектонические режимы и обстановки, именуемые ранее присдвиговыми впадинами, бассейнами, приуроченными к движениям вдоль сдвигов, сдвиговыми грабенами, ромбическими грабенами, ограниченными сдвигами и сбросами (Carey, 1958), законченное название приобрели лишь с выходом работы Бурчфилла и Стюарта (Burchfiel, Stewart, 1966) о модели развития Долины Смерти в Калифорнии, ставшей классическим тектонотипом режима пулл-апарт (Burchfiel et al., 1987, 1989).

В последние годы подобные обстановки были выделены в пределах неогеновых отложений южной части Мертвого моря: в заливе Элат (Акаба), в зоне левостороннего сдвига на границе Африканской, Синайской и Арабской плит, в зоне Кинарот-Бейт-Чин (Garfunkel, Ben-Avraham, 2001); в заливе Пария, восточная Венесуэла и Тринидад, в бассейне Кариакто, северная Венесуэла, на протяжении границы Южно-Карибской плиты (Flinchett et al., 1998) и многих других межплитных зонах.

Поскольку большинство пулл-апарт бассейнов приурочено к трансформным разломам в переходных зонах, их кинематическая история напрямую отражает изменения геометрии взаимодействующих плит ±

микроплит. При этом масштабность формирования бассейнов (в отдельных случаях тектонических микрозон близкого кинематического генезиса) варьирует в значительных пределах от первых метров (Reacock, Sanderson, 1995) до сотен километров (так, бассейн Изуми, юго-западная Япония, имеет протяженность около 500 км (Okada, 1999)).

Детальные геологические исследования стратотектонических ассоциаций архейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита позволили к типу пулл-апарт отнести породные грубообломочные ансамбли зеленокаменных поясов Кухмо и Суомуссалми, Восточная Финляндия (Papunen et al., 1998), Хизоваарского, Винчевского и Ирингорского доменов Северо-Карельского аккреционного орогена (Кожеников и др., 1998, 2002; Володичев, 2002). При этом наряду с грубообломочными породными литотипами для данных обстановок характерно проявление известково-щелочных и щелочных вулканитов и комагматических интрузий.

В данной работе приводятся последние результаты изучения породных ансамблей молассоидного облика, географически локализованных в северной части Центрально-Карельского террейна (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс).

Центрально-Карельский террейн: общие черты строения

Центрально-Карельский террейн расположен в юго-восточной части Фенноскандинавского щита, протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 300 км при ширине 50–60 км и включает в себя ряд локальных доменов (Хаутаваарский, Койкарский, Паласельгинский, Семченский, Совдозерский, Остерский и ряд других). В разрезах преобладают вулканиты коматит-базальтовой, известково-щелочной и адакитовой серий. Наиболее полный набор стратотектонических ассоциаций сохранился в пределах Хаутаваарской мегаструктуры, расположенной в юго-западной части террейна. Супракрустальные породы, объединяемые в составе хаутаваарской серии, имеют общую мощность до 5,5–6,0 км. В опорном стратиграфическом разрезе серии выделяются пять

свит (Стратиграфия докембрия..., 1992), интерпретируемых в настоящее время нами как ансамбль тектонически совмещенных, геодинамически контрастных стратотектонических ассоциаций, среди которых выделяются:

- Древнейшая островодужная СТА (виетуккалам-пинская свита). Включает БАДР-адакитовую ассоциацию и сопутствующие вулканогенно-осадочные, вулканогенно-хемогенные парагенезы, сменяемые на заключительном этапе вулканогенно-терригенными породными ансамблями. Мощность разреза составляет 2,5 км, время формирования СТА оценивается в 3,05–2,95 млрд. лет.

- Древнейшая протоокеаническая СТА (лоухиварская, кульюнская свиты, аналог – питкилампинская свита в Койкарском домене). Представляет стратифицированную толщу коматиит-базальтовой ассоциации с сопутствующими туфами, туффитами и хемогенно-эксталяционными породами с общей мощностью до 2,7 км. Граувакки и моноконгломераты появляются в верхней осадочной пачке, ассоциируясь с графитистыми сланцами, серноколчеданными рудами, силицитами, железистыми кварцитами. Время формирования – 3,05–2,95 млрд. лет.

- Молодая окраинноконтинентальная СТА (каляярвинская свита, аналог – кивилампинская свита в Койкарском домене), разделяется на три пачки – нижняя, терригенная (полимиктовые конгломераты, арениты, алевролиты, внутрiformационные конгломераты, вулканомиктовые арениты, аркозы, графитистые алевролиты) мощностью до 320 м, средняя пачка – вулканогенные породы дацитового состава, и третья пачка – осадочные породы (туффиты – граувакки – арениты – силициты – графитистые алевролиты – серноколчеданные руды) мощностью до 400 м. Общая мощность свиты составляет 900 м. Время формирования СТА – 2,90–2,85 млрд. лет.

- Верхняя осадочная СТА (усмитсанъярвинская свита), завершает разрез Хаутаваарского домена, сложена осадочными (углеродсодержащими сланцами) и пирокласто-осадочными (туфы, туффиты дацитового состава, кремнистые сланцы) породами, видимой мощности до 200 м, встречающимися в локальных разрезах.

В прочих доменах террейна в современном эрозионном срезе реконструируемые стратиграфические последовательности представлены лишь фрагментарно, что является результатом его сложнодеформированного, слайдерного (пластинчатого) глубинного строения. Геодинамические реконструкции, проведенные ранее, позволяют предлагать аккреционно-

коллизивную модель формирования террейна в рамках эволюции конвергентной транзитной зоны протоокеан – протоконтинент (Светов, 2005).

Молассоидный ансамбль Центрально-Карельского террейна. Характеристика разрезов

Исследуемые нами представительные последовательности грубообломочных осадков сохранены в виде реликтовых частей поздних несогласных бассейнов в северной части Койкарского (рис. 1), менее значительно – в Эльмусском и Остерском доменах.

Комплексная геологическая характеристика и геохронологические исследования в регионе свидетельствуют о том, что этап формирования данных парагенезов является автономным к предыдущим ассоциациям и непосредственно маркирует заключительную стадию развития террейна.

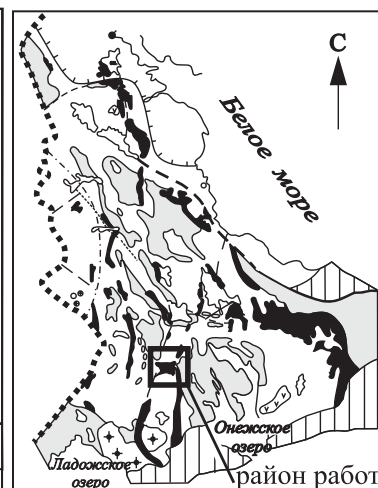
Геоморфологические условия локализации молассоидного ансамбля в пределах Койкарского домена позволяют провести детальную литофациальную характеристику и внутреннюю стратификацию данного парагенеза. Ниже приведем краткую характеристику основного набора породных литотипов ассоциации.

Койкарский домен. В северной части Койкарского домена развиты конгломераты, заполняющие внутреннюю узкую синформу и залегающие на породах древней протоокеанической и молодой окраинноконтинентальной СТА и осадочной терригенно-хемогенной толще. Они секутся дайками микропорфировых и гломеропорфировых дацитов. Конгломераты формируют толщу молассоидного облика, представленную переслаиванием конгломератов различного генезиса, с разнообразным кластическим материалом и матриксом, песчанистыми (граувакки, аркозы, арениты) и алевролитовыми породами. Мощность пачки 80–230 м.

Залегают конгломераты на коматиитах через кору выветривания, представленную хлорититами, на кислых вулканитах – через слои туфоконгломератов, в которых слабоокатанные литокласты дацитов окружены светлой корочкой выветривания и погружены в матрицу туфопесчаника с терригенным кварцем (голубым и темно-серым), в сущности представляя собой перекрытые туфы, или через слои базального аркозового аренита, мощность 0,3–0,5 м. В зависимости от типа подстилающих пород в конгломератах варьирует состав цемента – аркозовый при залегании на кислых вулканитах и граувакковый при залегании на коматиитах или базальтах.

Рис. 1. Область распространения молассоидной толщи в пределах Койкарского домена (на врезке приведено географическое положение Койкарского домена). Составила А. И. Светова.

Палеопротерозойские породные комплексы: ятулий: 1 – габбро; сумий: 2 – андезибазальты; нео- и мезоархейские породные комплексы: 3 – дайки дацитов, риодацитов (~2860 млн. лет); 4 – аркозовые арениты (светло-серые песчаники); 5 – граувакки (темно-зеленые песчаники); 6 – конглобрекчии с преобладанием литокласт коматиитов; 7 – валунно-галечные конгломераты аллювиально-флювиального типа; 8 – темно-зеленые галечно-валунные конгломераты; 9 – валунно-галечный конгломерат с крупными валунами гранитов; 10 – галечные конгломераты с преобладанием дацитовой кластики (с линзами конгломератов «лахарового» типа); 11 – валунно-галечные конгломераты, цемент аркозовый; 12 – валунные конгломераты «тиллоидного» типа. Породный ансамбль молодой (2,90–2,85 млрд. лет) окраинноконтинентальной СТА (кивилампинская свита): 13 – осадочные породы (граувакки, графитистые алевролиты, карбонаты); 14 – лавы, туфы, туффиты андезидацитов и силициты; 15 – субвулканические дациты, маркирующие древнюю островодужную СТА (2935 ± 20 млрд. лет; Сергеев, 1989). Древнейшая (3,05–2,95 млрд. лет) протоокеаническая СТА (питкилампинская свита) коматиит-базальтовая ассоциация: 16 – высоко-Mg габбро; 17 – туфы, туффиты коматиитов, базальтов, мафитовые граувакки; 18 – лавы коматиитов, базальтов. Пунктирная линия – тектонические нарушения, разломы



- | | | | |
|--|---|--|----|
| | 1 | | 10 |
| | 2 | | 11 |
| | 3 | | 12 |
| | 4 | | 13 |
| | 5 | | 14 |
| | 6 | | 15 |
| | 7 | | 16 |
| | 8 | | 17 |
| | 9 | | 18 |

100 м

В кластическом материале конгломератов встречаются: вулканические породы – коматииты, базальты, дациты и андезидациты, их туфы, гломеропорфировые дациты и кварцевые порфиры с голубым кварцем; интрузивные породы – амфиболиты, габбро, различные граниты (плагииграниты, плагииомикроклиновые граниты, гранит-порфиры с голубым кварцем, гранито-гнейсы, гранодиориты); осадочные породы – песчаники, графитистые алевролиты, алевролиты; мономинеральные породы – белый жильный кварц, кварц с турмалином, силицит.

Максимально распространена кластика дацитов, аналогичная породам Янишского палеовулкана, в то же время в единичном случае встречается глыба, по химическому составу отвечающая трахиандезиту, выходы которого в Койкарской структуре не найдены. Максимальные размеры имеют валуны гранитов и гранодиоритов.

Наиболее представительный разрез конгломератов, мощностью более 80 м, описан в районе оз. Питкилампи, где представлена следующая последовательность пород (снизу вверх) (рис. 2, а):

1. Коматииты.
2. Кора выветривания на коматиитах мощностью 0,3–0,5 м.
3. Полимиктовые конглобрекции мелковалунно-галечные, в остроугольных, слабоокатанных обломках преобладают коматииты, редкие гальки дацитов. Цемент базальный, состоит из перебитой коры выветривания с примесью зерен терригенного кварца. В минеральном составе цемента хлорит составляет 97–98%, сфен 1–2%, кварц 1–2%. Мощность 3,5–5,0 м.
4. Валунно-галечные конгломераты аллювиально-флювиального типа. В кластической фракции преобладают основные вулканы (коматииты, базальты, туфы мафитов), появляются единичные мелкие валуны габбро, плагиигранитов, дацитов. Цемент – контактовый, граувакковый песчаник. Отмечена слабая сортировка по размеру литокласт, нарушаемая вкраплениями отдельных валунов. В минеральном составе цемента преобладает хлорит – 77–95%, сфен 1–3%, кварц 2–5%, появляется плагиоклаз 1–20%. Мощность 15 м.

5. Валунно-галечный конгломерат с крупными валунами плагиигранитов в цементе из мелкого галечника и зеленовато-серой граувакки. Мощность 8–10 м.

6. Слой конгломерата с преобладанием галек дацитов в светло-сером песчаном цементе. Мощность 5 м.

7. Слой темно-зеленых мелкозернистых вулкано-миктовых мафитовых граувакк с редкими галечками основных пород, породы тонкослоистые, мелкоплочивированы. Мощность 4 м.

8. Галечные конгломераты типа лахар. Преобладает цементирующая основная масса из литовой граувакки темно-серого цвета, в которой заключены рассеянные уплощенные гальки дацитов, песчаников, основных пород, ориентированные по сланцеватости, и линзочки длиной 20–25 см при ширине 3–5 см мелкозернистых песчаников и алевролитов. Кверху слоя конгломераты сменяются грауваккой. Мощность 14–16 м.

9. Полимиктовые конгломераты «тиллоидного» типа с рассеянными крупными хорошо окатанными валунами дацитов или плагиигранитов размером до

30–40 см в диаметре, заключенные в матриксе из светло-зеленой граувакки с мелкими гальками основных и кислых пород. Изредка в них наблюдаются линзы мощностью 5–10 см крупнозернистого аркозового арениита. Породы не сортированы, не слоисты, сформировались в результате деятельности мутневых потоков. Конгломераты такого типа широко развиты в Питкилампинской депрессии. Мощность 23 м.

10. Галечные, валунно-галечные конгломераты. Обнажаются на восточном берегу оз. Питкилампи. Кластический материал представлен базальтами, амфиболитами, основными туфами, размер галек и мелких валунов от 3–5 до 6–7 см, составляют 40–50% объема. Вторая группа кластов состоит из дацитов, средне-крупнозернистых, с голубым кварцем, размером до 10 × 15 см в количестве 5–10%, дацитов афанитовых – 5%, крупнозернистых дацитов, размером до 30 × 40 см, чаще 5–10 см, хорошо окатанных, кварца – до 5%. Мощность слоя 10–15 м.

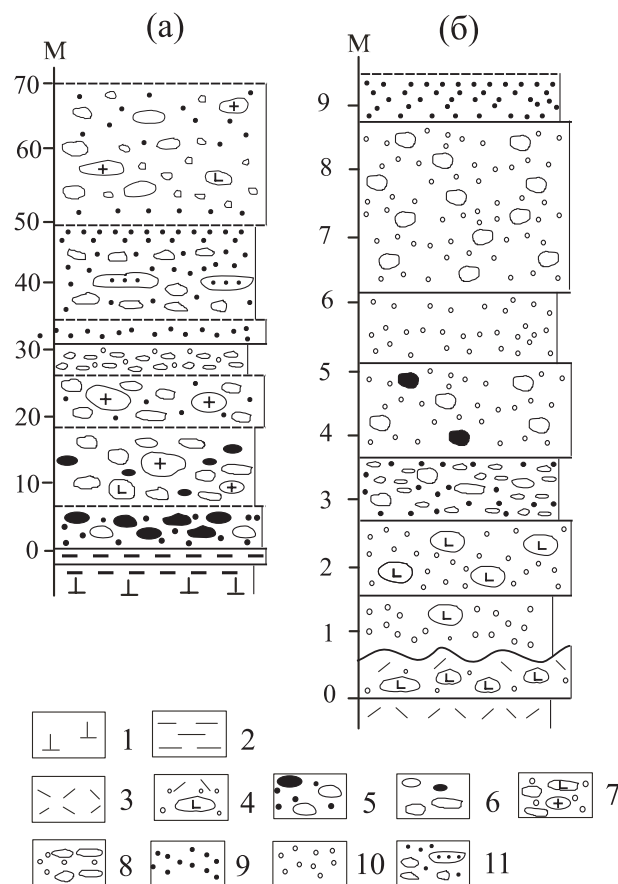


Рис. 2. Породная последовательность в пределах молассоидной толщи пулл-апарт бассейна Койкарского домена (составлена А. И. Световой):

а – разрез оз. Питкилампи, б – разрез севернее оз. Каллиеволампи, обн. 435–436; 1 – перидотитовые, пироксенитовые коматииты; 2 – кора выветривания на коматиитах; 3 – лапиллиевые, псаммитовые туфы андезидацитов; 4 – туфоконгломераты, перебитые туфы дацитов; 5 – конглобрекции с преобладанием литокласт коматиитов, базальтов; 6 – полимиктовые конгломераты аллювиально-флювиального типа; 7 – валунно-галечные конгломераты «тиллоидного» типа, с валунами гранитов, дацитов; 8 – светло-серые конгломераты с преобладанием дацитовой кластики и аркозовым цементом; 9 – граувакковые песчаники; 10 – аркозовые, кварцевые песчаники; 11 – галечные конгломераты «лахарового» типа

Иногда в толще конгломератов формируются отдельные слои мощностью 0,3–0,5 м, обогащенные кластикой основных мафитов, слои гравелита с мелкими обломками кварца, прослой тонкослоистых мелкоплойчированных граувакк. Цемент в конгломератах темно-зеленый, мелкозернистый, граувакковый с редкими линзами аркозовых аренитов и тонкими прослоями силицитов. В слоях без крупных галек в матриксе отмечается грубая ритмичная слоистость, обусловленная чередованием слоев от крупнозернистых до мелкозернистых, мощностью 0,1–0,3–0,5 м.

Первые слои полимиктовых конгломератов образовались за счет размыва местных мафитовых источников и относительно незначительного переноса – кластический материал представлен в основном подстилающими породами и слабо окатан, а базальный цемент является перемытой корой выветривания. Затем в конгломератах расширяется кластический ряд, валуны и гальки плотно упакованы, цемент контактовый, что говорит об их отложении аллювиально-флювиальными потоками в виде конусов выноса, для подобных конгломератов характерно присутствие крупных валунов при основной галечной и мелковалунной фракции. Слои аркозовых и граувакковых песчаников представляют дистальные фации.

Стратиграфически вышезалегающие пачки конгломератов сформировались за счет мутьевых потоков разной плотности. Для высокоплотных потоков характерны «плавающие» крупные хорошо окатанные валуны диаметром 40–60 см в мелкозернистом неслоистом матриксе. В конгломератах «лахарового» типа гальки и мелкие валуны уплощены, вытянуты по слоистости (сланцеватости), заключены в мелкозернистый цемент, участками неясно слоистый, в цементе отмечаются линзы песчаников. Галечные, валунно-галечные конгломераты с разнообразным кластическим материалом образуют сложно наложенную пачку, в которой выделяются маломощные прослои (0,3–0,5–1,5 м) с преобладающими обломками мафитов или дацитов и гранитоидов, гравелитов, аркозов и граувакк, иногда в песчаниках наблюдается грубая градиационная или ритмичная (крупнозернистый – мелкозернистый песчаник) слоистость.

Подобная последовательность могла сформироваться в условиях склоновых проксимальных фаций с размывом как локальных источников, так и смешанных, в условиях меняющейся эрозионной деятельности и слабой дифференциации отложений в бассейне.

В северной части Койкарской структуры по западному борту долины оз. Каллиеволампи, севернее озера в 50–70 м, в обн. 435–436 в пачке конгломератов переслаиваются светло-серые конгломераты с кластикой дацитового состава и аркозовым цементом и зеленые конгломераты с кластикой кислых пород в граувакковом цементе (рис. 2, б).

1. В обн. 435 на кислых лапиллиевых туфах залегает слой туфоконгломерата с рассеянными гальками гранитов и дацитов мощностью 0,6 м.

2. С размывом в подошве залегает слой мелко-среднезернистого аркозового аренита мощностью 1 м.

3. Галечный конгломерат с гальками и мелкими валунами дацитов, редко плагиогранитов в мелкозернистом субаркозовом арените. Мощность 1,2 м.

4. Галечно-валунный конгломерат. Валуны дацитов, гальки туфов дацита, туфопесчаники заключены в зеленом граувакковом цементе. Мощность 1 м.

5. Галечный конгломерат. Рассеянные гальки кислых вулканитов, гальки кварца в матриксе лититовой серой граувакки с линзами аркозового аренита с голубым кварцем. Мощность 1,4 м.

6. Аркозовый аренит – светло-серая средне-крупнозернистая порода, содержит окатанные зерна голубого и темно-серого кварца и слабоокатанные зерна плагиоклаза в кварц-плагиоклаз-хлорит-серицитовой основной массе. Мощность 0,9 м.

7. Светло-серый конгломерат. Мелкие валуны и гальки кислых вулканитов (дацитов) заключены в аркозовый гравелитовый цемент. Мощность 3 м.

8. Граувакка кварц-полевошпатовая, мелкозернистая, зеленого цвета, неслоистая. Видимая мощность 0,6 м.

Представленный разрез включает склоновые фации, конгломераты носят внутрiformационный характер, их кластика и цемент отражают размыв подстилающих пород, при этом процесс фрагментации происходит почти одновременно с накоплением. В седиментогенезе участвуют три источника сноса – разрушающаяся вулканическая дуга, гранитоидные массивы и мафитовые породы.

К югу по западному берегу оз. Каллиеволампи полимиктовые конгломераты выходят в контакте с дацитовыми лавами. Контакт неровный, вблизи контакта в конгломератах присутствуют неокатанные фрагменты лав кровельной части потока (пенистые, брекчированные, порфировые), размером 0,3–0,4–0,6 м в поперечнике, засыпанные лититовыми субаркозовыми песчаниками. Выше залегают валунно-галечные конгломераты, плохо сортированные, содержат как хорошо окатанные, так и угловатые, вытянутые по сланцеватости класты плагиогранитов, дацитов (лавы и туфы), гальки кварца с турмалином в базальном цементе зеленой лититовой граувакки. Слоистость намечается по размерности кластики – валунные, галечные слои, линзы субаркозовых песчаников с голубым кварцем, мощность слоев и линз 0,3–0,5–0,7 м.

Западнее конгломераты становятся галечными, мелковалунными, базальный цемент аркозовый, появляются линзы аркозов с крупными (3–4 мм) зернами голубого и таблитчатыми зернами серого кварца и мелкой кластикой дацитов.

Горизонт конгломератов западного берега оз. Каллиеволампи простирается полосой длиной до 2,5 км на юг (оз. Маялампи) и далее проходит восточнее оз. Питкилампи. Мощность от 20 до 110–130 м. Прорываются ятулийскими габбро-диабазам.

При прослеживании по простиранию в локальных выходах наблюдаются глыбы среднезернистых плагиогранитов, имеющие размеры от 40 × 80 до 50 × 100 см, единичные валуны крупнозернистых гранитов с голубым кварцем (60 × 30 см), валуны порфировидных гранитов, они же встречаются и в мелких валунах и гальке. Вторым кластическим компонентом являются дациты – афировые, порфировые, миндалекаменные, их туфы, туфопесчаники, субаркозовые песчаники, светлые силициты. Мафиты представлены в гальках размером 3–6 см (базальты, массивные, изредка миндалекаменные, редко коматииты, удлиненные галь-

ки базальтовых туфов с актинолитом, амфиболиты, габбро-диабазы), и только в некоторых обнажениях формируются отдельные маломощные слои с мафитовой кластикой. Цемент может быть как граувакковым (кварц-полевошпатовые граувакки), так и аркозовым.

В районе оз. Маялампи к северо-западу от озера выходят валунные полимиктовые конгломераты, в которых наиболее крупные валуны (размером 20×15 , 50×30 см) представлены крупнозернистыми светло-розовыми гранитами с голубым кварцем, мелкие валуны (5×8 , 3×15 см) сложены мелкозернистыми плагиогранитами, дацитами, андезидацитами, базальтами, габбро, песчаниками, цемент базальтовый, граувакковый. В цементе крупные кристаллы пирита, округлые зерна голубого кварца и маломощные линзочки силицита. Видимая мощность 35–50 м.

Выше они сменяются мелкогалечными конгломератами с преобладанием в кластике дацитов, туфов дацитов, туфопесчаников в темно-зеленом граувакковом цементе с зернами светло-серого и голубого кварца. Встречен валун кварцевого порфирита с голубым кварцем (30×15 см). В мелкогалечных конгломератах встречаются слои кварцевого гравелита (0,3–0,5 м мощности), слой аркоза (0,15–0,2 м мощности), кварц-полевошпатовых зеленых граувакк, иногда полевошпатовых граувакк с кластикой плагиоклаза. В песчаниках иногда фиксируется градиционная слоистость. Видимая мощность 15–20 м.

Рассматриваемый горизонт конгломератов сформирован мутьевыми суспензионными потоками с размывом обширной территории, кластический материал поставлялся из разных источников (вулканической дуги, гранитоидных массивов, мафитовой ассоциации).

На водоразделе озер Яниш и Каллиеволампи полимиктовые конгломераты западной полосы выходят вдоль лесной дороги на протяжении 300 м и прослеживаются по простиранию на 1,2–1,5 км к юго-западу. С востока на запад наблюдается следующая последовательность полимиктовых конгломератов:

1. Валунно-галечные полимиктовые конгломераты. Редкие валуны плагиогранитов до 30 см в диаметре, гальки дацитов и гранитов, в базальном аркозовом цементе с мелкими обломками кислых вулканитов, кварца и с включением линз песчаников мощностью 5–7 см. Видимая мощность 65 м.

2. Валунные полимиктовые конгломераты «тилоидного» облика. Валун лейкократовых гранитов размером 40×60 , 30×40 см и дацитов рассеяны в цементе зеленой среднезернистой лититовой граувакки. Здесь же находятся гальки гранитов, дацитов, песчаники, кремнистые тонкозернистые породы. Конгломераты относятся к образованиям мутьевых потоков, неслоисты. Видимая мощность 105 м.

3. Галечно-валунные конгломераты. Преобладают гальки дацитовых вулканитов, редкие валуны плагиогранитов. Цемент базальтовый, сложен лититовой грауваккой, участками слоистый и мелко плейчирован. Видимая мощность 80 м.

4. Галечные конгломераты. Гальки дацитов, плагиогранитов, базальтов развернуты по сланцеватости и заключены в цементе кварц-полевошпатовой граувакки, иногда мелкозернистой и тогда сложно плейчированной. В слое отмечаются линзочки светло-серых

среднезернистых песчаников мощностью 3–5 см. Видимая мощность 50 м.

В южном продолжении этой пачки западнее оз. Маялампи в ряде обнажений выходят валунно-галечные сгруженные конгломераты с мелкообломочным и граувакковым контактовым цементом. Валунные крупнозернистые граниты с голубым кварцем размером 15×10 , 25×40 см, плагиогранитов размером 25×10 см сохраняют свои округлые, окатанные формы и окаймляются более мелким кластическим материалом (граниты, дациты, базальты, песчаники), деформированным и уплощенным, вытянутым согласно сланцеватости. Для цемента характерны мелкозернистые и крупнозернистые участки, крупные кристаллы пирита. Видимая мощность слоя 15 м. Далее к западу эти конгломераты сменяются галечными конгломератами с гальками дацитов, гранитов, размером 4–5 см, мелкими обломочками песчаников в темно-зеленом мелкозернистом граувакковом цементе с кристаллокластами плагиоклаза.

В 15 м к западу продолжают мелкогалечные конгломераты, в которых гальки в цементе расположены неравномерно, участками, пятнами, и составляют до 30% объема породы, представлены плагиогранитами, гранитами с голубым кварцем, дацитами, базальтами. В цементе среднезернистой граувакки отмечены линзовидные слои зеленых алевролитов и прослойки светло-серых песчаников с гальками дацитов размером до 1 см.

Далее к юго-западу вблизи ультраосновного интрузива описаны выходы валунно-галечных конгломератов, в которых кластический материал представлен среднезернистым плагиогранитом, крупнозернистым гранитом с голубым кварцем (до 40 см в диаметре), различными дацитами (афировыми, крупнопорфировыми, туфами), единичными базальтами в базальном цементе мелкозернистой зеленой граувакки.

В цементе отмечается прослой гравелита, в котором преобладают галечки кварца, дацитов, размером 1–2 см, зерна голубого и темно-серого кварца в субаркозовом арениновом цементе. В мелкогалечном конгломерате граувакковый цемент сложен деформированным, содержит слои силицитов мощностью 25–30 см и линзы светло-серых мелкозернистых песчаников.

В западной полосе конгломератов, как и в восточной, встречены конгломераты, относящиеся к аллювиально-флювиальным отложениям, слои валунных конгломератов, сформировавшиеся за счет деятельности мутьевых потоков, и мелкогалечные склоновые проксимальные прибрежно-морские отложения.

Хорошая окатанность и более грубые размеры присущи гранитоидной кластике, менее окатана кластика продуктов разрушения вулканической дуги, но находится как в валунах, так и в гальках, менее всего сохранился кластический материал мафитовых вулканитов ввиду его легкой разрушаемости. Преобладает граувакковый цемент, аркозовый встречается более редко, в отдельных слоях. Наличие песчаных прослоев, линз (граувакк, субаркозов) связано с дистальными фациями.

Кверху пачки конгломератов размерность кластики уменьшается, валунные конгломераты сменяются галечными, мелкогалечными и увеличивается количество цемента, количество песчанистого материала.

Секутся конгломераты дайками субвулканических дацитов.

Эльмусский домен. Молассоидная толща перекрывает вулканы молодой окраинноконтинентальной СТА (хемогенно-пирокластическую толщу) в виде линз, прослеживаемых в разрозненных выходах вдоль автодороги Петрозаводск – Мурманск на расстоянии около 1 км при ширине до 200 м.

В пачке выделяются глыбовые, валунно-глыбовые и галечные конгломераты, представляющие фации бортовых склонов долин и аллювиально-флювиальные отложения. Для валунных конгломератов характерны валуны и глыбы розовых, красных, темно-серых силицитов (силициты подстилают конгломераты в домене) и валуны крупнозернистых плагиогранитов размером до 100 × 70 см при преобладании размера 20 × 30 см, галечный материал представлен разновидностями дацитов (мелкозернистых, полосчатых, литокластических) и мелкозернистыми зеленовато-серыми базальтами. Цемент сложен мелкогалечным, гравийным материалом. Отмечены слои валунно-галечных и галечных конгломератов, с прослоями и линзами субаркозовых и кварцевых аренитов. Песчаники также служат матриксом в мелкогалечных конгломератах. В галечной кластике выявлены зеленовато-серые базальты, светло-серые дациты, мелкозернистые плагиограниты, темно-серые туфопесчаники, слоистые серые силициты. В единичных случаях отмечены гальки амфиболита, гранодиорита, крупнозернистого гранита.

Остерский домен. Молассоидная толща залегает на древней протоокеанической и молодой окраинно-континентальной СТА и представлена: полимиктовыми конгломератами, песчаниками (граувакками, аркозами, пелитами (кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые сланцы), слоями перебитых туфов, туффитов. Терригенные породы секутся дайками дацитов и риолитов (Геология и петрология., 1978; Рыбаков и др., 1983). Гранит-порфир из валуна Остерских конгломератов имеет возраст 2830 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1986).

Полимиктовые конгломераты представляют наиболее характерный литотип, образуют слоистые или бесструктурные слои, линзы и пачки мощностью от первых метров до сотни метров. В конгломератах встречены глыбы и валуны плагиогранитов, гнейсогранитов, порфировидных плагиогранитов, плагиомикроклиновых гранитов, пегматоидных и аплитовидных, гальки и валуны габбро, амфиболита, базальта, коматиитов, туфов коматиитов, гальки и валуны дацитов афировых, порфировых, туфов дацитов, кварцевых порфиров, силицитов.

Степень окатанности различная – от хорошо окатанных (в основном гранитов) до угловатых, уплощенных форм (дациты, песчаники). Упаковка обломков как плотная, так и рассеянная. Цемент изменяется от грауваккового до аркозового, встречается контактовый и базальный. Иногда в конгломератах отмечена грубая слоистость, обусловленная различной крупностью кластогенного материала (валунные, галечные, валунно-галечные слои) или преобладающим составом класт (дацитовые валунно-галечные, гранитоидные конгломераты, галечные базальтовые конгломераты).

В конгломератах содержатся линзы и слои темно-серых субаркозовых аренитов, иногда ритмичнослоистых, мощность ритмов 15–20 см, в низах среднезернистые песчаники, в кровле тонкозернистые песчаники и пелиты. Конгломераты с размывом залегают на песчаниках, на грубозернистой части ритма, отмечены карманы размыва. Встречены в слоях и граувакки – кварц-полевошпатовые и вулканомиктовые. Мощность слоев песчаников варьирует от первых сантиметров до первых метров. Гранулометрия изменяется от мелкозернистой до крупнозернистой. В песчаниках присутствуют слои и линзы гравелитов, перебитых туфов дацитов, маломощные слои светло-серых силицитов. В слоях песчаников иногда находятся единичные гальки и мелкие валуны (до 20 см), облекаемые тонкой слоистостью. Структуры в песчаниках бластосаммитовые, бластосефитовые, текстуры – слоистые, сланцеватые, пloidчатые.

Для осадочной толщи характерна низкая минеральная зрелость осадочного материала и незначительная степень выветривания. Конгломераты принадлежат проксимальным фациям; плотноупакованные с контактовым цементом относятся к аллювиально-флювиальным склоновым фациям, а с базальным цементом – к образованиям мутьевых потоков, возникновение которых связывается с активным тектоническим режимом в области бассейна седиментации. Обломочный материал принадлежит местным источникам сноса – гранитоидам, основным и кислым вулканитам. Песчаники граувакковые и аркозовые с тонкослоистыми структурами могут относиться к дистальным фациям, свидетельствуя о значительных размерах бассейна. В молассоидных толщах Койкарской и Остерской структур отмечены дайки дацитов, секущие осадки, свидетельствующие о развитии третьей фазы кислого вулканизма, не сохранившегося в данных разрезах. В то же время в Хаутаваарском домене закартированы осадочно-вулканогенные образования, формирующие усмитсаньярвинскую свиту, по времени и характеру образования сходные с породными ансамблями пулл-апат бассейнов центральной и северной частей террейна.

Хаутаваарский домен. Верхняя осадочная СТА (усмитсаньярвинская свита) выходит в центральной части синклинали в районе оз. Усмитсаньярви, обнажений на поверхности нет, вскрыта двумя скважинами, пройденными в юго-восточном окончании озера и примерно в 1 км к востоку за автодорогой Хаутаваара – Чалка.

При изучении разреза базальтовой СТА (кульонской свиты) в д. Хаутаваара в северо-восточном направлении пройдена скв. 105, которая пересекла стратифицированную толщу базальтов и достигла дацитовых лав (возможно, субвулканитов) усмитсаньярвинской свиты.

Две скважины, пройденные для установления разреза ассоциации, не вскрыли верхние границы свиты и пересекли только часть разреза свиты. В качестве примера приводится разрез по скв. 100 (юго-восточный берег озера) (снизу вверх):

1. Графитистые алевролиты темно-серого цвета, тонкослоистые, пloidчатые, с тонкими кремнистыми прослоями, мощностью 5–10 см. Мощность 15 м.
2. Кремнистые туффиты афанитовые, неяснослоистые. Мощность 17,5 м.

3. Псаммитовые туфы дацитов, к концу интервала туфы становятся алевролитовыми (пепловыми), заканчивается интервал постепенным переходом в графитистые алевролиты. Мощность 5,5 м.

4. Туфобрекчии (агломератовые туфы) с размером литокласт дацитов до 5–7 см, с градиционной слоистостью, в кровле графит-биотитовые сланцы. Мощность 9 м.

5. Ритмичное переслаивание крупнообломочных агломератовых туфов дацитов, крупнозернистых туфов и тонкозернистых кремнистых сланцев. Мощность ритмов от 0,5 до 1,5–2 м. Мощность 13,2 м.

6. Агломератовые туфы дацитов с градиционной слоистостью, к кровле графитистые алевролиты мощностью 4 м. Мощность 18 м.

7. Ритмичнослоистые крупнозернистые, мелкозернистые туфы дацитов и графитистые сланцы. Мощность ритмов от 20 см до 1 м. В основании ритмов – крупнозернистые туфы, завершают ритм графитистые сланцы. Мощность 20,4 м.

8. Тонкозернистые графитистые сланцы. Мощность 23,1 м.

9. Псаммитовые туфы дацитов. Мощность 6,2 м.

10. Кристаллокластические туфы дацитов. Мощность 6,6 м.

11. Псаммитовые туфы постепенно, через тонкое переслаивание сменяются графитистыми сланцами. Мощность 21,5 м.

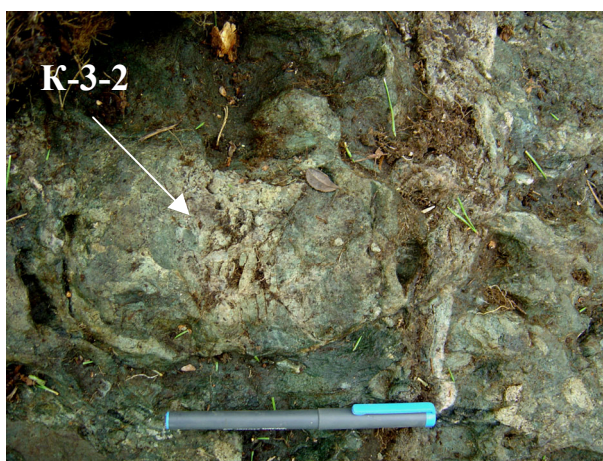
Общий разрез фрагмента СТА составляет 170–200 м, при этом верхняя граница ассоциации не установлена, а разрез не вскрыт полностью. В состав СТА входят продукты эксплозивных выбросов дацитовых вулканов, прошедшие гравитационную сортировку в водном бассейне, продукты эксгальационной деятельности и фоновые фации бассейна – алевролиты и органическое вещество. Постоянная сульфидная зараженность графитистых сланцев свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления и динамически спокойной водной среде, нарушаемой поступлением эксплозивного материала в виде вулканических выбросов и мутьевых потоков со склонов палеовулкана.

Литогеохимическая характеристика породных литотипов

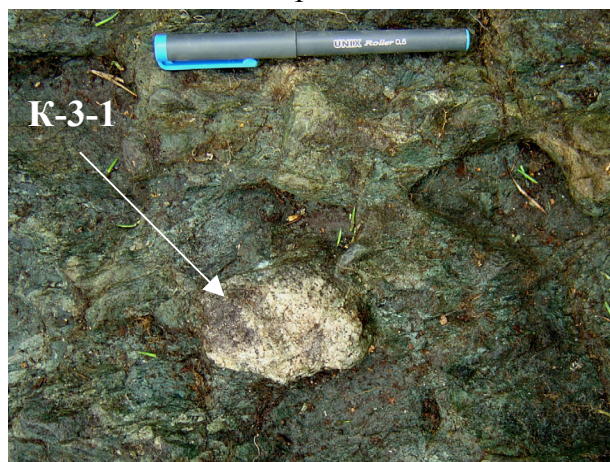
Для детальной литогеохимической характеристики конгломератового парагенеза были отобраны пробы пород (галыки и матрикс конгломератов) по разрезу отложений пулл-апарт бассейна в пределах Койкарского домена (рис. 3).



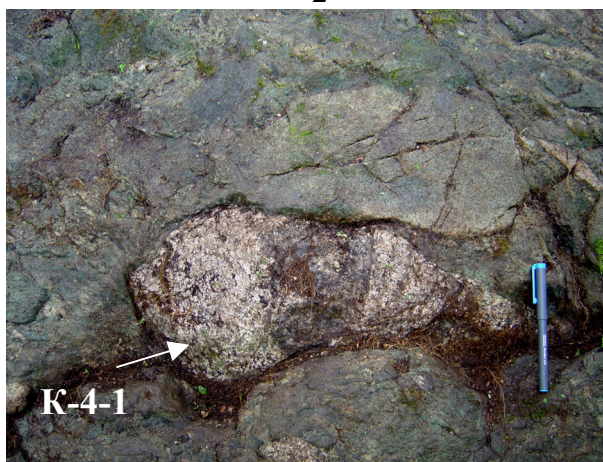
1



2



3



4

Рис. 3. Валун и гальки различного состава в разрезе молассоидной толщи Койкарского домена Центрально-Карельского террейна (описание галек в тексте). Валун и гальки: основных пород (к-2, к-3-2), средне-кислых пород (к-3-1, к-4-1)

Геохимический анализ – определение петрогенных элементов – выполнен классическим силикатным анализом в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Редкие и РЗ элементы определены методом ISP-MS в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург) на tandemном масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме «Element 2», погрешность определения элементов <2%. Для построения классификационных диаграмм в работе использованы также ранее опубликованные данные.

Ниже приводится характеристика состава галек, валунов и цемента в конгломератах молассоидной толщи (рис. 3, табл.).

Класс основных пород

Мелкие валуны размером до 10–15 × 3–5 см и гальки коматиитов, базальтов, вариолитов, габбро и единичные мелкие валуны черных амфиболитов преобладают в нижней части разреза молассоидной толщи, хотя отмечаются повсеместно, заключены в цемент вулканогенной граувакки или перекрытых туффилов коматиитового состава.

Коматииты, коматиитовые базальты представлены светло-зелеными, зелеными породами, мелкозернистыми, массивными, состоящими из амфиболового агрегата, хлорита, талька, магнетита, единичных зерен сфена, карбоната, эпидота. Структура породы фибробластовая, в некоторых шлифах в основной тонкозернистой гранофибробластовой актинолит-хлоритовой массе отмечаются включения с размазанными границами, сложенные среднезернистым альбитом, хлоритом, по-видимому представляющие собой метаморфизованные и рассланцованные вариолиты (пробы: к-3-5, к-2, к-3-2, к-3-3).

По химическому составу гальки конгломерата к-3-2, к-3-3 и к-3-5 близки базальтовым коматиитам Al-недеплетированного типа Центрально-Карельского террейна (Койкарского, Семченского доменов). Содержание SiO₂ варьирует в пробах на уровне 50–52 мас.%, при TiO₂ < 0,72 мас.% и MgO 7–9 мас.%, также породы имеют повышенные содержания Cr (до 430 ppm), Ni (до 330 ppm) и спектры РЗЭ, идентичные коматиитам Койкар. Основные отличия от залегающих ниже коматиитов проявлены в более высоких концентрациях Rb и Ba (рис. 4, а), что может быть

Содержание петрогенных и редких элементов в молассоидных отложениях Койкарского домена, мас.%; ppm

Проба Порода	к-3-2 БК	к-3-5 БК	к-2 А (В)	к-2-3 Б	к-4-2 ТБ	к-2-2 Д	к-4-1 КГ	к-6-1 Г	к-3-1 СЦГ
SiO ₂	51,68	50,00	61,18	49,42	51,08	71,48	73,80	73,28	61,39
TiO ₂	0,68	0,72	0,62	1,61	1,18	0,37	0,18	0,28	0,33
Al ₂ O ₃	16,06	13,69	15,06	15,67	13,59	13,58	13,24	13,58	18,70
Fe ₂ O ₃	2,19	1,59	1,79	4,09	3,09	1,02	0,60	0,74	0,97
FeO	8,47	8,83	5,53	7,68	7,90	1,65	1,86	1,43	2,15
MnO	0,170	0,18	0,110	0,153	0,197	0,191	0,073	0,035	0,040
MgO	7,96	8,99	4,93	7,19	7,99	1,95	1,23	1,33	2,57
CaO	2,07	4,36	1,71	4,00	7,15	1,57	1,14	1,00	1,57
Na ₂ O	4,63	3,60	5,46	4,56	2,13	6,39	6,08	6,42	9,09
K ₂ O	0,22	1,12	0,24	0,06	0,05	0,12	0,49	0,47	0,89
H ₂ O	0,17	0,11	0,15	0,39	0,14	0,08	0,16	0,09	0,01
ппп	5,57	6,41	3,22	4,84	5,09	1,30	1,04	0,93	1,89
Сумма	99,87	99,60	100,00	99,66	99,59	99,70	99,89	99,58	99,60
Cr	341,2	426,2	295,4	170,4	212,2	17,5	22,2	29,9	48,7
Ni	249,7	323,8	208,9	176,8	186,2	25,9	24,7	25,2	77,0
Co	47,4	51,5	42,9	119,1	55,8	10,0	10,8	5,3	26,8
V	249,7	283,3	158,1	329,5	366,0	39,4	21,0	26,1	50,5
Rb	10,3	68,4	5,1	0,4	0,6	1,6	9,4	8,8	15,9
Ba	34,9	125,7	169,1	35,8	39,4	45,4	359,9	199,1	822,0
Sr	79,2	67,6	114,3	108,5	210,2	145,3	136,3	109,8	148,1
Nb	2,0	2,0	3,5	6,2	5,4	4,1	2,8	4,8	3,4
Zr	21,0	32,2	81,5	54,1	45,5	123,3	73,6	91,8	90,6
Y	21,2	13,4	17,4	43,5	40,8	8,1	5,8	6,9	9,3
Th	0,337	0,321	1,769	0,684	0,510	3,551	2,854	5,454	2,560
La	3,551	1,980	4,034	10,080	7,963	13,925	5,619	8,462	5,749
Ce	7,666	4,289	9,535	24,504	17,561	33,795	13,417	27,181	12,709
Pr	1,307	0,786	1,401	3,392	2,957	3,466	1,748	2,890	1,891
Nd	6,918	3,893	6,237	15,689	14,809	13,398	6,440	11,042	8,057
Sm	2,164	1,340	1,654	4,611	3,930	2,241	1,121	2,138	1,541
Eu	0,702	0,470	0,585	1,625	1,376	0,631	0,406	0,600	0,471
Gd	2,752	1,821	2,002	5,370	4,653	1,833	1,013	1,798	1,423
Tb	0,473	0,326	0,345	0,903	0,810	0,239	0,142	0,228	0,231
Dy	3,114	2,268	2,399	5,828	5,116	1,284	0,800	1,159	1,485
Ho	0,640	0,524	0,543	1,186	1,080	0,256	0,171	0,245	0,304
Er	1,876	1,560	1,607	3,406	2,935	0,717	0,500	0,635	0,874
Tm	0,271	0,227	0,246	0,496	0,424	0,106	0,079	0,098	0,127
Yb	1,632	1,526	1,499	3,037	2,558	0,686	0,519	0,631	0,767
Lu	0,235	0,237	0,223	0,431	0,380	0,110	0,086	0,091	0,115
U	0,089	0,087	0,886	0,150	0,227	1,082	0,689	1,430	0,504
Sc	33,739	45,846	21,693	51,288	53,016	4,968	2,976	3,658	6,430
Hf	0,775	1,181	2,165	1,699	1,595	2,950	2,024	2,628	2,342
Ta	0,141	0,170	0,254	0,379	0,336	0,272	0,236	0,378	0,283

Примечание. В таблице приведены составы галек конгломератов. БК – галька базальтового коматиита, А (В) – вариолит андезитового состава, Б – базальт, ТБ – туф базальта, Д – дацит, КГ – крупнозернистый гранит, Г – гранит, СЦГ – субщелочной гранит.

связано с поздними гидротермальными изменениями системы.

Галька к-2 по содержанию петрогенных элементов подобна продуктам ликвационной дифференциации базальтовых коматиитов – вариолитам (Светов, 1997), которые отвечают породам ряда низкокальциевых андезицитов, имеют средние концентрации SiO_2 $61,69 \pm 4,11$ мас.%, MgO $7,27 \pm 2,29$ мас.%, Na_2O $5,32 \pm 0,79$ мас.% и идентичны коматиитам по спектрам распределения РЗЭ, однако в них также проявлены повышенные содержания Rb, Ba, Th, U и положительные Hf, Zr аномалии. Наиболее близким топологическим аналогом могут быть дифференцированные коматиитовые базальты Семченского домена (рис. 4, а).

Базальты характеризуются светлой бледно-зеленой окраской, идентичны пропилитизированным базальтам оз. Горла северо-западной части Койкар-

ского домена. Они сложены актинолитом, хлоритом, альбитом, карбонатом, эпидотом, магнетитом, сфеном, кварцем. Имеют фибробластовые, реже офитовые структуры с тонкими игольчатыми кристаллами плагиоклаза (проба к-2-3). В единичной гальке выявлен туф базальта, в котором в основном неравнозернистом фибробластовом матриксе состава хлорит – актинолит – эпидот – карбонат встречаются мелкие класты плагиоклаза (проба к-4-2). Габбро в обломочной фракции представлено среднезернистыми темно-зелеными массивными породами с реликтами габбровой структуры. Минеральный парагенез сформирован реликтами плагиоклаза (An 52-56), актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом, кварцем, магнетитом, тремолитом.

Геохимическая характеристика галек базальтов (к-2-3 и к-4-2) идентична высокомагнезиальному габбро Койкарского домена, приуроченному к поздним фазам формирования протоокеанической коматиит-базальтовой ассоциации Центрально-Карельского террейна (Светов, 1997). Концентрация MgO в данных пробах составляет 7–8 мас.%, при уровне TiO_2 – 0,8–1,4 мас.%, что соответствует поздним дифференциатам коматиитов, в пробах также отмечаются повышенные содержания Cr, Ni. Характер распределения REE элементов сохраняет топологическое подобие коматиитам Койкарского домена, но отличается от них более высоким количественным содержанием (рис. 4, б). Максимальное подобие трендов отмечается с поздними дифференциатами базальтов из офиолитовых комплексов (в качестве примера приведен состав базальтов комплекса Йормуа), что подтверждает ранние выводы авторов (Светов, 2005) об аллохтонной природе мафической СТА и коллажированной структуре зеленокаменного пояса.

Класс средне-кислых пород, эффузивы

Дациты и риодациты выявлены в виде валунов размером до 25×7 см, галек размером 3×2 см, представлены светло-серыми массивными, реже рассланцованными породами с бластопорфировой структурой, структура основной массы фиброгранобластовая, нематогранобластовая, микрогипидиоморфнозернистая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, иногда частично с идиоморфными гранями (Pl_{11-20}), и округлыми зернами кварца или их скоплениями. Основная масса сложена мелкозернистым альбитом, кварцем, хлоритом, мусковитом, эпидотом, карбонатом с единичными зернами сфена, магнетита (проба к-2-2). В некоторых шлифах структура породы литокластическая, в породе видны микрокласты того же состава, окруженные мелкозернистой основной массой, что свидетельствует о принадлежности их к туфам. По геохимической характеристике проба к-2-2 относится к риодацитам (SiO_2 71,4 мас.%), при этом по содержанию редких и РЗ элементов существенно отличается от пород как известково-щелочного, так и адакитового ряда (рис. 4, в). Несмотря на максимальное сходство с адакитами по характеру распределения РЗЭ (особенно в тяжелой части спектра), в ней отсутствуют повышенные концентрации Ba, Rb, Sr, что свидетельствует о иной генетической природе.

Класс средне-кислых пород, интрузивы

Граниты, плагиограниты, гранит-порфиры, гранодиориты встречаются в наиболее крупных валунах

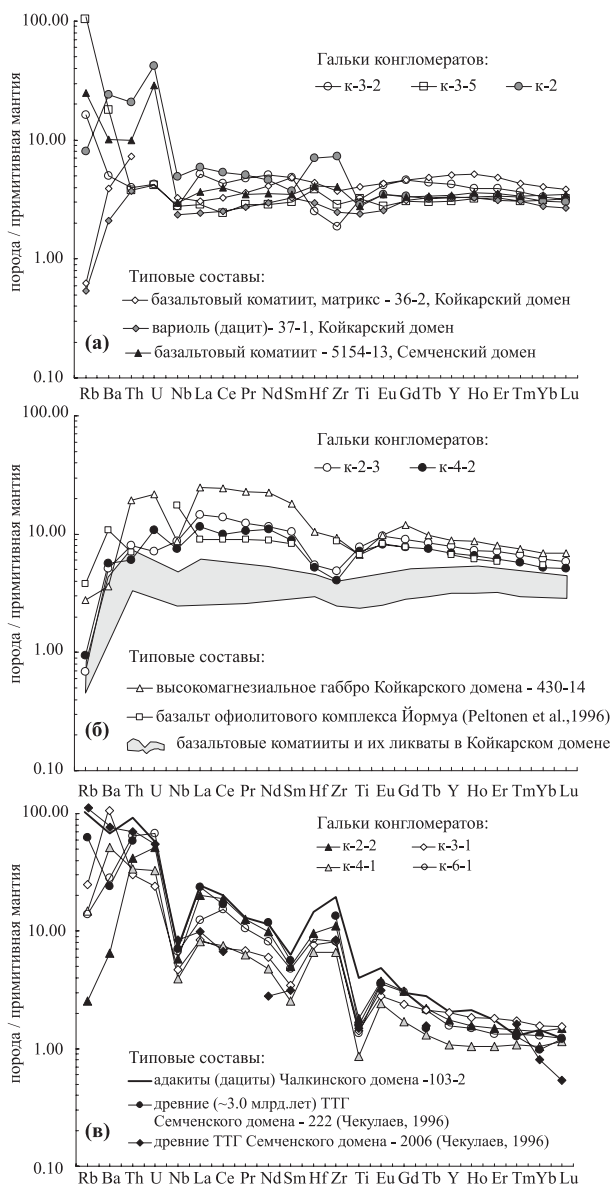


Рис. 4. Распределение редких и редкоземельных элементов в валунах и гальках конгломератов из разреза молассоидной толщи Койкарского домена. Составы нормированы по: Sun, McDonough, 1989

и глыбах размером до $1 \times 0,5$ м. Плагииграниты – массивные среднезернистые светло-серые породы, иногда гнейсовидные с гипидиоморфнозернистой или бластопорфировой структурой и следующим минеральным составом: олигоклаз (60%), кварц (25%), шахматный альбит (5%), эпидот (10%), серицит, хлорит, рудный минерал. Внутренняя часть зерен плагииклаза обычно серицитизирована, эпидот и хлорит образуют отдельные зерна, в эпидоте встречаются включения сфена (пробы к-4-1, к-6-1). Содержания SiO_2 в данных пробах варьируют в пределах 71–73 мас.% при уровне Na_2O 6–7 мас.%, K_2O < 0,5 мас.%. Спектры распределения редких и РЗ элементов близки древнейшей (с возрастом около 3 млрд. лет) ТТГ-серии Центрально-Карельского террейна, характеризуются Nb и Ti минимумами. Проба к-4-1 имеет повышенное содержание Ba (360 ppm) и более деплетированный спектр в области ТРЗЭ, однако содержания прочих малых элементов не позволяют классифицировать ее как адакитовый состав.

Гранит-порфир с голубоватым кварцем – неравномернозернистая, массивная порода (шлиф отобран из валуна размером 10×5 см). Структура породы бластопорфировая с гранобластовой основной массой, выделяются крупные вкрапленники кварца или их скопления, более мелкие вкрапленники плагииклаза. Минеральный состав – плагииклаз (An_{25-30}) (50%), кварц (45%), хлорит, сфен, эпидот, альбит, карбонат.

В единичных случаях выявлены гальки гранодиорита и субщелочного гранита. Гранодиорит характеризуется гранобластовой структурой, в его минеральном парагенезе присутствует плагииклаз, кварц, биотит, эпидот. Субщелочной гранит – лейкократовая среднезернистая розовато-серая порода с гипидиоморфнозернистой структурой, сформированной плагииклазом (альбит-олигоклаз), эпидотом, биотитом, кварц присутствует в незначительных количествах, акцессорные минералы – сфен, магнетит (проба к-3-1). При содержании SiO_2 на уровне 62 мас.% концентрация Na_2O достигает 9,1 мас.%, K_2O – 0,9 мас.%, что подтверждает принадлежность гранитоидов к субщелочной серии. По распределению редких и РЗ элементов субщелочные граниты не отличаются от гранитоидов нормального ряда, выявленных в гальках молассоидной толщи.

Цемент конгломератов

В южной части площади распространения конгломератов цемент представлен темно-зеленой мелко- или среднезернистой вулканогенной грауваккой, рассланцованной, с микрофибробластовой структурой. Минеральный состав: актинолит (40–70%), хлорит (10–35%), карбонат (5–10%), тальк (1–5%), плагииклаз, сфен, эпидот, магнетит (1–2%). Основная масса породы состоит из микрофибробластовой актинолит-хлоритовой массы зерен, в которой плагииклаз находится в виде отдельных неправильной формы зерен или их скоплений, сосуществуя с карбонатом, эпидотом, сфеном (проба к-6-2). В шлифах отмечаются единичные обломки, представленные туфами основного состава.

В северной части площади в конгломератах с преобладающим количеством литокласт дацитов и гранитов цемент становится светло-серым, средне-крупнозернистым аренитом или субаркозовым аренитом. Минеральный состав представлен кварцем, альбитом,

серицитом, хлоритом, эпидотом. Структура цемента бластопсаммитовая, лепидогранобластовая, текстура слоистая, сланцеватая.

Геохимическая характеристика цемента конгломератов неоднородна, она варьирует в значительных пределах в зависимости от состава подстилающих толщ, так, содержание SiO_2 в цементе меняется от 43 до 65 мас.%, MgO – от 1 до 10 мас.% (четко маркируя появления мафического материала), содержание щелочей $1,8 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 6,2$ мас.% не позволяет выявить значимый привнос щелочного (субщелочного) материала.

Источники обломочного материала и условия формирования

Осадочные парагенезы молассоидного типа характеризуются очень низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Использование индекса химического выветривания CIA (Nesbitt, Young, 1982) показывает, что его значения в цементе конгломератов значительно варьируют, увеличиваясь синхронно с уменьшением зернистости цементирующего материала, так, в гравелитовом цементе CIA = 55–56, в граувакковом – 54–73.

Как показала геохимическая характеристика галек и валунов конгломератов, весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – древней протоокеанической (коматиит-базальтовый аллохтон) СТА, молодым и древним гранитоидам, основным, средним и кислым породам древней островодужной и молодой окраинноконтинентальной ассоциаций. По геохимической и геологической природе данные комплексы являются микститами и содержат материал всех разновозрастных породных ассоциаций, представленных в инфраструктуре Центрально-Карельского террейна.

Отдельный вопрос вызывает модель формирования молассоидных комплексов пулл-апарт бассейнов. Структурно-тектонические исследования, проводимые в регионе, позволяют заключить, что формирование несогласных молассоидных бассейнов в пределах изучаемых зеленокаменных доменов является самым молодым неоархейским событием. Бассейны контролируются разломами ССЗ простирания, приуроченными к главной тектонической зоне, их формирование проходило в ребольский тектонометаморфический цикл и было инициировано заложением системы линейных складок F_1 СВ ориентировки. Последующая стадия формирования бассейнов проходила в режиме левосдвиговой деформации, далее последовал этап развития системы асимметричных складок F_2 , диагональных R_2 и продольно-магистральных сдвигов S_2 , сочетание которых отражает существовавшую на этот момент времени обстановку транспрессионного сжатия. Последующие геодинамические события развиваются по транстензионному сценарию, приводя к образованию системы кулисообразных пулл-апарт бассейнов.

Возможное время формирования пулл-апарт структур Центрально-Карельского террейна может соответствовать временному интервалу 2,75–2,70 млрд. лет, в этот период происходит образование пулл-апарт бассейнов в Большеозерском домене (Леонов и др.,

2001), а также в Койкарском, Хаутаваарском и Остерском доменах.

Как уже отмечалось ранее, формирование молассоидных бассейнов сопровождается формированием интрузивов ($\pm$ вулканитов) субщелочного, реже известково-щелочного ряда. Гранитоидный компонент этой возрастной группы в пределах Центрально-Карельского террейна представлен серией интрузий субщелочных гранитоидов, сиенитов, кварцевых сиенитов и кварцевых монцититов с возрастом 2,72–2,70–2,65 млрд. лет (Чекулаев, 1996). Характерным представителем кварцевых диоритов и гранодиоритов в пределах террейна является Чалкинский массив с возрастом 2745 ± 5 млн. лет (Овчинникова и др., 1994), который в последнее время относится к санукитоидному типу (Lobach-Zhuchenko et al., 2000). В Койкарском и Остерском доменах ассоциация пулл-апарт бассейна маркируется толщей грубокластических пород молассоидного облика, прорываемых дайками и штоками дацитов, риодацитов, гранитами, пегматитами и дайками базитового состава.

Резюмируя, следует сказать, что заключительная фаза формирования вулканогенно-осадочных ассоциаций в пределах Центрально-Карельского террейна

приурочена к заложению бассейнов типа пулл-апарт в период около 2,75–2,70 млрд. лет. К этому времени вулканическая активность в зоне перехода «прото-океан – протоконтинент» (развитие которой детально описано в монографии: Светов, 2005) снизилась, эволюционная история развития транзитной зоны привела к формированию мощной консолидированной континентальной коры, соединяющей в себе реликты различных стратотектонических ассоциаций. Дальнейшие тектонические перестроения региона проходят в транспрессионно-транстенсионном режиме, вызывая заложение нового типа бассейнов седиментации.

Благодарности. Исследования проводятся при финансовой поддержке программы «Глубинное строение и геодинамика Карельской части Фенно-скандинавского щита», субпроект «Эволюция конвергентных зон перехода океан – континент в верхнем архее Восточной Фенноскандии», госконтракт 122, программа 5 Отделения наук о Земле РАН. С. А. Светов выражает благодарность «Фонду содействия отечественной науке» за поддержку исследований в 2005 г.

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии: Рукописный науч. отчет, ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187 с.
- Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978. 264 с.
- Кожневиков В. Н., Терстон Ф. С. Модель развития архейских зеленокаменных поясов Хизоваарского типа и кинетика выветривания // Тез. докл. Междунар. симпози. «Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли». Петрозаводск, 1998. С. 48–49.
- Кожневиков В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 55–64.
- Кожневиков В. Н., Светова А. И., Светов С. А. Архейские осадки: геодинамические интерпретации, металлогенические следствия // Карелия и РФФИ: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 10-летию РФФИ (1–3 окт. 2002 г.). Петрозаводск, 2002. С. 63.
- Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит): Дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2004. 305 с.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива / Тр. ГИН. Вып. 536. М., 2001. 120 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Берковский А. Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л., 1986. С. 153–163.
- Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.
- Рыбаков С. И., Светова А. И., Мельянец Н. В. Новые данные по геологии архейских осадочно-вулканогенных комплексов районов Койкар и Остер-Вожема // Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 20–23.
- Светов С. А. Коматиит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск, 1997. 172 с.
- Светов С. А. Магматические системы в зоне перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.
- Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск, 1988. 148 с.
- Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1989. 24 с.
- Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск, 1992. 190 с.
- Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 298 с.
- Burchfiel B. C., Stewart J. H. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California // Geol. Soc. Am. Bull. 1966. Vol. 77. P. 439–442.
- Burchfiel B. C., Hodges K. V., Royden L. H. Geology of Panamint Valley $\pm$ Saline Valley pull-apart system, California: Palinspastic evidence for low-angle geometry of a Neogene range-bounding fault // Journal of Geophysical Research. 1987. 92. P. 10422–10426.
- Burchfiel B. C., Quidog D., Molnar P. et al. Intracrustal detachment within zones of continental deformation // Geology. 1989. 17. P. 448–452.
- Card K. D. A review of the Superior Province of Canadian Shield, a product of Archean accretion // Precamb. Res. 1990. Vol. 48. P. 99–156.
- Carey S. W. A tectonic approach to continental drift // S. W. Carey (ed.). Continental drift: A Symposium: Univ. Tasmania, 1958. P. 177–355.
- Flinch J., Rambaran V., Ali W. et al. Structure of the gulf of Paria pull-apart basin (Eastern Venezuela-Trinidad) // P. Mann (ed.). Caribbean Sedimentary Basins, Elsevier Basins of the World. Elsevier, Amsterdam, 1998. 250 p.
- Garfunkel Z., Ben-Avraham Z. Basins along the Dead Sea transform // P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson,

S. Crasquin-Soleau (eds.). Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Me'm. Mus. Natl. Hist. Nat., 2001. Vol. 186. P. 607–627.

Hyde R.S. Sedimentary facies in the archean Timiskaming group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada // Precambrian research. 1980. 12. P. 161–195.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Ivanikov V. V. et al. Late archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia // Ore-Bearing granites of Russia and adjacent countries. M., 2000. P. 193–211.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

Okada H. Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. 150. P. 1–11.

Papunen H., Halkoaho T., Tulenheimo T., Limatainen J. Excursion to the Kuhmo Greenstone Belt // Excursion guide. 1998. Geol. Survey of Finland, Spec. Paper 26. P. 91–106.

Peacock D. C., Sanderson D. J. Pull-aparts, shear fractures and pressure solution // Tectonophysics. 1995. 241. P. 1–13.

Sum S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No. 42. P. 313–345.

Thurston P. C., Chievers K. M. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada // Precamb. Res. 1990. Vol. 46. P. 21–58.