

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

**Палкина Алиса Ивановна**

**Кварцитоподобные образования кембро-ордовикской песчаной толщи в районе  
слияния рек Саблинка и Тосна**

Магистерская диссертация

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:

к.г.-м.н., доцент П.В. Федоров

\_\_\_\_\_

«\_\_»\_\_\_\_\_2017

Заведующий кафедрой:

д.г.-м.н., проф. С.Б. Шишлов

Санкт-Петербург

2017

## Содержание

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. История изучения кварцитоподобных образований в составе песчаных толщ кембрия Ленинградской области.....	6
Глава 2. Геологический очерк.....	10
2.1. Краткие сведения о геологии и геоморфологии Ленинградской области.....	11
2.2. Стратиграфия и литология осадочных отложений территории слияния рек Саблинка и Тосна.....	14
2.3. Строение кембро-ордовикской песчаной толщи.....	20
Глава 3. Методы исследования.....	25
3.1. Полевые исследования.....	25
3.2. Камеральные исследования.....	25
Глава 4. Результаты исследования.....	27
4.1. Результаты полевых исследований кварцитоподобных песчаников.....	27
4.2. Результаты микроскопических исследований кварцитоподобных песчаников.....	56
Глава 5. Интерпретация результатов исследований кварцитоподобных песчаников.....	86
5.1. Природные механизмы образования кварцевого цемента песчаников.....	86
5.2. Генезис кварцитоподобных песчаников кембро-ордовикской песчаной толщи района слияния рек Тосны и Саблинки.....	92
5.3. Проверка предполагаемых моделей генезиса кварцитоподобных песчаников.....	95
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	100
Литература.....	101

## ВВЕДЕНИЕ

Во многих обнажениях каньонообразных участков долин рек Тосна и Саблинка, вблизи их слияния, где уже около 100 лет проходит летняя практика по геологии студентов 1-го курса Ленинградского/ Санкт-Петербургского государственного университета, в толще светлых, слабосцементированных, косослоистых кембро-ордовикских кварцевых песчаников нередко встречаются очень плотные песчаные стяжения, совершенно лишённые различного цементирующего вещества. Размер их изменяется от мелкой гальки до средних валунов. Под лупой или бинокулярным микроскопом можно наблюдать, что песчаные зерна, слагающие эти стяжения, имеют блестящую поверхность, и плотно соприкасаются друг с другом. Между зёрнами иногда видны очень мелкие поры, которые в одних образцах открыты, а в других заполнены пиритом или бурым минералом. Эти песчаные стяжения чаще всего находятся в виде разного размера галек на поверхностях перерыва внутри песчаной толщи; намного реже они залегают *in-situ*, внутри вмещающих косослоистых песчаников.

В отличие от вмещающих песчаников, которые по содержанию в них свыше 98-99% кварца следует классифицировать как «кварцевые песчаники» (Шванов и др., 1998), или, следуя распространённой англоязычной классификации «кварцевые арены» (Pettijohn et al., 1987), плотносцементированные песчаники, не уступающие по прочности кварцитам, но и не утратившие пористость, должны быть отнесены к кварцитоподобным или кварцитовидным песчаникам.

Кварцитовидный песчаник это «массивная осадочная горная порода, состоящая из кварцевых обломочных зёрен, прочно сцементированных кварцем, иногда халцедоном или опалом; внешне сходна с кварцитом» (Геологический словарь, 1978). От кварцита, который относится к числу метаморфических пород, кварцитовидный песчаник отличается наличием пор, характером границ между зёрнами и условиями образования.

Гальки и непереотложенные тела кварцитоподобных песчаников района слияния долин рек Тосна и Саблинка упоминаются в работах нескольких известных исследователей кембро-ордовикской песчаной толщи (Потулова, 1927; Рухин, 1939; Кузнецов, Селиванов, 1940; Попов и др., 1989). Однако, их распространение, структурные особенности и происхождение никогда прежде не были объектами специального исследования, направленного на понимание их происхождения и историко-геологического значения.

Основной целью настоящей магистерской диссертации является выяснение генезиса кварцитоподобных песчаников, распространенных в разрезах среднего кембрия – нижнего ордовика в области слияния рек Тосна и Саблинка.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Изучение распространения кварцитоподобных песчаников и сопутствующих им образований, как в пространстве, так и по разрезу песчаной толщи;
2. Исследование текстурных особенностей кварцитоподобных песчаников,
3. Изучение структурных особенностей кварцитоподобных песчаников и песчаников вмещающих толщ, главным образом морфологии кварцевых зерен, особенностей вещественного состава и структуры цементирующего вещества;
4. Установление соотношений кварцитоподобных песчаников с пространственно сопряженными с ними образованиями, присутствующими во вмещающих толщах.

Основной материал по теме диссертации был собран автором в ходе полевых работ, в 2015 и 2016 гг.; часть данных и образцов предоставлена научным руководителем. Материал включает дневниковые записи и зарисовки, фотографии, коллекцию образцов, из кварцитоподобных образований и вмещающих толщ слабощементированных песчаников саблинской, ладожской и тосненской свит, а также из пространственно сопряженных образований, таких как глиняные гальки, трещины, псевдоолиты и т.д. Всего в камеральных условиях было исследовано 93 пробы.

Актуальность работы: впервые детально исследованы, и интерпретированы специфические образования, происхождение которых на протяжении почти 100 лет оставалось загадкой для бесчисленных специалистов и студентов.

Защищаемые положения:

1. К кварцитоподобным песчаникам кембро-ордовикской песчаной толщи района слияния рек Тосны и Саблинка относятся единичные и сетчатые внутриформационные тела, приуроченные к средней и верхней подсвитам саблинской свиты и к ладожской свите, а также гальки из базальных слоев ладожской и тосненской свит. Их первичным цементом является регенерационный кварц, возникший в ходе длительных континентальных перерывов.

2. Гальки кварцитоподобных песчаников, залегающие в базальных слоях ладожской и тосненской свит, являются переотложенными стяжениями, сформированными внутри профиля педогенных силкретов в конце среднего кембрия –

начале позднего кембрия; сетчатые внутриформационные тела представляют собой «силклеты грунтовых вод», образованные вдоль линий подповерхностного дренажа в позднем кембрии.

Автор выражает глубокую благодарность ресурсному центру микроскопии и микроанализа СПбГУ за возможность проведения исследований по теме магистерской диссертации, а также лично П.В. Федорову, своему научному руководителю, за неоценимую помощь и поддержку в ходе написания работы.

## **Глава 1. История изучения кварцитоподобных образований в составе песчаных толщ кембрия Ленинградской области**

Несмотря на большое количество опубликованных за длительное время работ по геологическому строению и фауне кембро-ордовикской песчаной толщи Ленинградской области, нередко называемой также «оболовой» толщей, упоминания о кварцитоподобных песчаниках встречаются довольно редко. Кварцитоподобные песчаники, в том числе линзы и «необычной формы гальки» упоминаются в работах Потуловой (1927), Рухина (1939), Кузнецова и Селиванова (1940), Попова и др. (1989).

В 1927 году была опубликована монография Н.В. Потуловой «Оболовые песчаники и диктионемовый сланец Ленинградской губернии». В работе, в частности, отмечено наличие в русле реки Саблинка выходов светлого розового или белого песчаника, содержащего «плотные глыбы». Единственный шлиф из такого крепкого чисто-белого песчаника, был описан Потуловой, как «кварцит, зерна которого, довольно крупные и одинаковые по размерам, взаимно одно другое ограничивают». Подобные глыбы также были обнаружены указанным автором в русле р. Тосны, однако описать их размеры и залегание Потуловой не удалось, из текста следует, что над причинами цементации автор не задумывалась.

Внутри песчаной толщи Потулова впервые упомянула и выделила в качестве отдельной пачки «галечно-валунный прослой», который характеризуется присутствием различных типов галек: глинистые гальки, мягкие, со значительной примесью железа, часто сцементированные железистым песчаником, и гальки крепкого песчаника. Поскольку разрезов песчаной толщи Потуловой приведено не было, можно предположить, что «галечно-валунный прослой» представляет собой базальный слой ладожской или тосненской свиты, обогащенный галькой кварцитоподобных песчаников. Гальки песчаника, по мнению Потуловой, имеют явно обломочное происхождение; по ее наблюдениям, они хорошо окатаны. Песчаник галек бывает черный или бурый, отличающийся от содержащей его светлой породы (Потулова, 1927). Величина галек и валунов песчаника сильно варьирует «от нескольких сантиметров до валунов величиной с человеческую голову». Автор пишет, что «в некоторых случаях порода гальки состоит из песчаника, содержащего большое количество обломков раковин брахиопод. В других случаях валуны, довольно крупные, округленной, но не особенно правильной формы, с углублениями и вдавленностями, обнаруживают под микроскопом конкреционное строение и содержат в цементе большое количество железа» (Потулова, 1927).

В «верхнем горизонте» оболочкой толщи Потулова описывает наряду с глинистой, известковой, железистой цементацией еще и кремнистую цементацию. По её мнению, кремнистый цемент имеет, по-видимому, вторичное происхождение и осаждался из раствора, так как он имеет мелкокристаллическое строение в виде мельчайших иголок или волоконца. Расположение их «параллельное, лучистое или флюидальное». Кристаллизация цемента, по предположению автора, происходила «более или менее быстро, в движущемся растворе, что и отразилось как на величине, так и на расположении кристаллов.

Следующая довольно полная и подробная работа по изучению песчаной толщи была опубликована в 1939 году Л.Б. Рухиным. В ней описывается строение, состав, структурно-текстурные особенности впервые выделенных автором «саблинских», «ладожских» и «тосненских» слоев. В монографии Рухина особенное внимание уделяется галькам кварцитоподобных песчаников.

По данным Рухина (1939), такие гальки слагаются в огромном большинстве породами, совершенно чуждыми тем породам, которые их заключают в данном разрезе, резко от них отграничены и имеют форму, легко объяснимую процессами окатывания и переноса обломков пород.

Рухин, описывая распределение в подошве «тосненских слоев» галек различной формы, отмечает, что гальки встречаются как поодиночке, так и в виде скоплений, формирующих линзы конгломератов.

В ходе своих исследований Рухин установил, что петрографический состав галек в общем однообразен: все они представлены песчаниками, «в различной степени крупнозернистыми и сцементированными» железисто - известковым цементом.

По форме галек Рухин выделяет шесть групп:

1. «Гальки более или менее правильной эллипсоидальной формы, хорошо округленные и сглаженные, достигают максимальных размеров 12\*8\*6,5 см;
2. Гальки хорошо сглаженные и округленные, но значительно вытянутые имеющие неправильно цилиндрическую или конусовидную поверхность. Найдено было всего два образца подобных галек, оба из которых имеют выемку на одном конце (максимальные размеры 18\*7\*6 см);
3. Гальки значительно меньшего размера, чем предыдущие, но имеющие также сглаженную поверхность и характеризующиеся формой, напоминающей треугольную пирамиду, иногда со значительно округленными углами (максимальные размеры 5\*4\*4 см);

4. Гальки, обладающие хорошо сглаженной, до полированности, поверхностью, характеризующиеся неправильной, несколько напоминающей грибообразную, иногда и очень причудливой формой. Отсутствуют свежие изломы породы, и все углы сглажены (максимальный размер 18\*12\*10 см);

5. Наибольшие по величине гальки, сравнительно плоские и характеризующиеся ясно выраженной крупной ямчатостью, как бы ячеичатостью верхней поверхности при почти гладкой нижней. Острые углы и свежие изломы у этой группы галек, как у предыдущей, отсутствуют, и внешняя поверхность глажена до степени полированности. Ямчатость верхней поверхности характеризуется тем, что она обычно не образует замкнутых углублений, а представляет собой ряд неправильных по форме, соединенных между собой вдавлений, придающих верхней поверхности гальки как бы изъеденный, коррозионный вид. Боковая поверхность галек также имеет неровную поверхность, единичные ямки встречаются и на нижней стороне;

6. Гальки, обладающие неправильной формой обломков, с поверхности они часто покрыты черной корочкой толщиной 2–3 мм. Размеры этой категории галек очень разнообразны, но не превышают 10–15 см в поперечнике» (Рухин, 1939, стр. 75–77).

По мнению Рухина, различная форма галек, встречающихся в обнажениях, свидетельствует о разных условиях их формирования. Эллипсоидальные и цилиндрические гальки сформировались под действием прибрежных волн. Гальки неправильной, грибообразной формы с полированной поверхностью, гальки наиболее крупных размеров с ямчатой поверхностью, гальки треугольной формы (в некоторой степени аналоги ветрогранников), а также неправильные обломки бурого песчаника, одетых черной корочкой толщиной около 1,5–2 мм образовались под действием ветровых процессов.

Помимо этого, Рухин в своей работе выделил несколько закономерностей, характерных для распространения галек в основании тосненских слоев. В этих гальках им были обнаружены целые створки *Obolus* (распространенные в верхах подстилающей «оболовой свиты»). В некоторых обнажениях гальки приурочены к двум поверхностям размыва, в основании тосненских и ладожских слоев. В случае приуроченности галек к двум поверхностям размыва, те гальки, которые располагаются на верхней границе, обладают в большинстве случаев «эоловой» формой, в то время как крупные окатанные гальки встречены только у нижней поверхности размыва.

Рухин связывал все перечисленные выше закономерности как минимум с двумя перерывами в осадконакоплении, один из которых (последний) был явно континентального типа, в котором он якобы обнаружил следы воздействия ветра.



Воздействием ветра он объясняет происхождение эрозионных форм – «многочисленных глубоких карманов, форму которых трудно объяснить каким-либо подводным размывом».

Через год после выхода в свет монографии Рухина С.С. Кузнецовым и Г.Д. Селивановым был опубликован путеводитель под названием «Геологические экскурсии по долине р. Саблинка Ленинградской области» (1940). В книге приведены описания обнажений и толщ, встречающихся в каньонообразных обрывах р. Саблинка и р. Тосно (в настоящее время река называется Тосна).

Кузнецовым и Селивановым внутри кембро-ордовикской оболочевой толщи песков и песчаников выделяются три свиты: саблинская, тосненская и, между ними, переходная свита (ладожские слои Л.Б. Рухина). В строении переходной свиты на нижней и верхней эрозионных границах отмечается присутствие карманов, заполненных оболочевым детритусом, глинистыми прослоями и спорадически разбросанными, различными по величине, валунами и гальками. Состав галек тоже несколько различный: в большинстве случаев это «красные битуминозные песчаники», «мелкозернистые розовые кварцевые песчаники»; как отмечают авторы, сходные с песками нижележащей свиты, и, редко, сливной кварц. Форма галек описывается как уплощенная и вытянутая, наряду с обычными округленными, попадаются гальки с слабо треугольными хорошо отполированными поверхностями и чаще плоские, как лепешки, со следами вдавленностей и бугорков. Размеры колеблются от величины грецкого ореха до 30–40 см в диаметре. В отношении вмещающей толщи отмечено то, что местами пески сильно сцементированы.

Далее следует описание тосненской свиты. Авторы относят свиту к отложениям верхнего кембрия с ясно выраженными признаками континентального происхождения (развитая перекрестная слоистость эолового типа, наличие «ископаемых дюн»). По словам авторов в толще тосненской свиты также присутствуют следы континентального характера выветривания. Он доказывается красным цветом пород, гальками в форме пустынных трехгранников или «дрейкантеров», многочисленными и глубокими карманами на верхней поверхности переходных слоев (Кузнецов, Селиванов, 1940).

После длительного перерыва Л.Е. Поповым с соавторами была опубликована коллективная монография (Попов и др, 1989), посвященная систематике беззамковых брахиопод, конодонтов и проблематичных организмов оболочевой толщи, биостратиграфической корреляции разрезов и локальной палеогеографии позднего кембрия - раннего ордовика. Авторы этой работы, наряду с гальками кварцитоподобных песчаников, маркирующими коррелируемые поверхности перерывов, отмечают

присутствие непереотложенных кварцитоподобных образований в кровле саблинской свиты, ладожской и тосненской свитах.

Выходы кварцитовидных песчаников в ладожской свите отмечены Поповым с соавторами на р. Госна, в карьере Путилово и на р. Лаве. Помимо этого, в подошве ладожской свиты, в тех местах, где она трансгрессивно залегает на саблинской свите, авторы упоминают наличие эрозионных карманов, заполненных ракушняком и детритовыми песчаниками, содержащими железистые ооиды и гальки плотноцементированных подстилающих песчаников, и часто фосфатизированные.

Также, присутствие кварцитовидных и фосфатизированных галек и валунов (до 20см) авторы отмечают у нижней границы тосненской свиты. Подстилающие образования характеризуются, согласно их мнению, наличием трещин усыхания.

Происхождение как галек кварцитовидных песчаников, так и тел кварцитовидных песчаников залегающих среди слабо цементированных песчаников *in situ*, в работе Л.Е. Попова с коллегами не рассматривается, но высказывается предположение, что эти образования имеют континентальную природу.

## Глава 2. Геологический очерк

### 2.1. Краткие сведения о геологии и геоморфологии Ленинградской области

Территория Ленинградской области находится на стыке двух крупных платформенных структур первого порядка – Балтийского кристаллического щита и Московской синеклизы. В пределах Балтийского щита выходят на поверхность различные метаморфизированные породы архея, и нижнего протерозоя, слагающие фундамент Восточно-Европейской платформы. Северо-западный край Московской синеклизы, примыкающий к Балтийскому щиту, иногда называемый Балтийской моноклизой, сложен слабо измененными осадочными горными породами венда, кембрия, ордовика и девона. Особенностью геологической структуры этой области является очень пологое моноклиальное залегание слагающих её образований, с очень слабым падением их к югу и юго-востоку (Селиванова, Кофман, 1971).

Еще одной особенностью геологического строения осадочного чехла на территории Ленинградской области является широкое развитие структурно-денудационных форм дочетвертичного рельефа, представляющих собой плато, сложенные породами палеозоя, и глинты-уступы, ограничивающие эти плато. Формирование подобного рельефа связывают, прежде всего, с древней эрозией.

В направлении с севера на юг, в пределах Балтийской моноклизы, можно выделить пять преимущественно субширотно вытянутых орографических зон: Предглинтовая низменность, ограниченная с юга Балтийско-Ладожским (Ордовикским) глинтом (Малаховский, Грейсер, 1987); далее к югу простирается Ордовикское плато, к которому примыкает обширная Девонская равнина, ограниченная с востока Валдайско-Онежским (Карбоновым) уступом ЮВ – СЗ простираения (Селиванова, Кофман, 1971).

Каждая из перечисленных структурно-денудационных форм дочетвертичного рельефа, характеризуется выходом на поверхность разновозрастных осадочных отложений, начиная от наиболее древних – вендских и кембрийских на юге Карельского перешейка и в Предглинтовой низменности до ордовикских пород, развитых на Ордовикском плато, девонских отложений, представляющих собой Главное девонское поле, и каменноугольных отложений, слагающих Карбоновое плато.

Предглинтовая низменность или «Кембрийская» равнина (рисунок 1) занимает наиболее низкое гипсометрическое положение и представляет собой комплекс аккумулятивных террасовых поверхностей (с малыми абсолютными высотами от 2–8 до 25 м над уровнем моря) (Селиванова, Кофман, 1971), наклоненных в сторону Финского

залива и Ладожского озера. Это область развития преимущественно терригенных пород вендской и кембрийской систем, частично перекрытых тонким покровом молодых морских и озерных осадков, сформировавшихся после таяния последнего ледника.



Рисунок 1. Схематическая геологическая карта Ленинградской области. 1 – Вендские и раннекембрийские отложения Предглинтовой низменности, 2 – Ордовикские отложения Ордовикского плато, 3 – Девонские отложения Девонской равнины, 4 – линия Балтийско-Ладожского глинта, а – сокращенный разрез кембро-ордовикской песчаной толщи, б – полный разрез кембро-ордовикской песчаной толщи, 5 – границы Санкт-Петербурга. Стрелкой показано местоположение изученных выходов кембро-ордовикской песчаной толщи на слиянии рек Тосны и Саблинки (по Fedorov, Palkina, 2015)

Балтийско-Ладожский глинт (рисунок 1) представляет собой естественный денудационный уступ, к которому и приурочены выходы осадочных горных пород нижнего палеозоя – кембрия и ордовика. Глинт, простираясь с запада на восток, прослеживается на расстояние более 1200 км от о. Эланд у восточного побережья Швеции через г. Палдиски на западе Эстонии до р. Сясь на востоке Ленинградской области. По Ленинградской области он протягивается почти на 300 км.

Существуют различные точки зрения на происхождение Глинта. Одними исследователями было высказано предположение, что Глинт образовался в результате эрозионной деятельности древней реки, протекавшей с востока на запад (Селиванова, Кофман, 1971), другие считают, что он маркирует береговой уступ четвертичного моря-озера, сформировавшегося после таяния ледника (<http://www.spbumag.nw.ru>). По территории Ленинградской области Глинт простирается в 15–25 километрах к югу от Финского залива, реки Невы и Ладожского озера (рисунок 1). Граница между Балтийской и Ладожской частями глинта проходит по водоразделу рек Мги и Тосны.

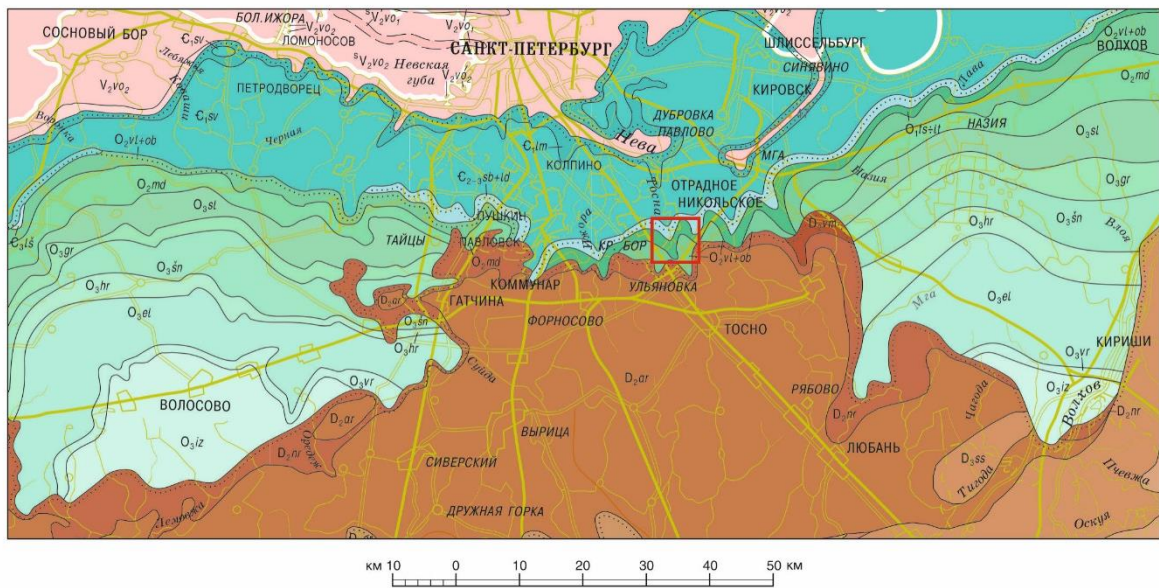
Различаются эти участки Глинта не только географическим расположением, но и мощностями и составом слагающих их ордовикских отложений.

Вдоль линии Глинта располагаются многочисленные обнажения глин сиверской свиты, глинистой люканинской свиты, кембро-ордовикская песчаной толщи (тискреской, саблинской, ладожской тосненской свит), ордовикских диктионемовых аргиллитов (копорской свиты), в восточной части маломощной нижнеордовикской песчаной назиевской свиты, нижнеордовикской глинистой глауконитовой толщи (леэтсская свита), среднеордовикских известняков (волховская, силлаоруская, обуховская свиты) (рисунок 2).

К югу от Глинта располагается Ордовикское плато (рисунок 1), которое представляет собой плоскую возвышенную равнину, сложенную известняками и доломитами среднего и на отдельных участках верхнего отделов ордовика, перекрытых на большей части площади образованиями четвертичной системы мощностью от 5 до 20 м (Селиванова, Кофман, 1971). Поверхность Ордовикского плато полого наклонена к югу, на востоке района – к юго-востоку и в сторону Глинта. Ордовикское плато разделяется на два обособленных участка: западный более приподнятый и обширный, называемый Ижорской возвышенностью (отметки абсолютных высот до 168 м, и восточный – Волховское плато, расположенное между реками Мгой и Волховом с отметками поверхности до 80 м абсолютной высоты (Вербицкий и др., 2012).

Далее в южном и северо-восточном направлении от Ордовикского плато располагается обширная Девонская равнина, называемая также «Главным Девонским полем» (рисунок 1). Она сложена песчано-глинистыми и карбонатными отложениями среднего и верхнего девона. Равнина вытягивается с юго-запада на северо-восток, что соответствует общему простираанию девонских отложений. Абсолютные высоты равнины изменяются от 0 до 75 м (Вербицкий и др., 2012).

Восточнее Девонской равнины располагается Валдайско-Онежский (Карбоновый уступ), протягивающийся в субмеридиональном направлении от оз. Селигер на юго-западе до Онежского озера на северо-востоке и ограничивающий Карбоновое плато, образующее верхнюю ступень рельефа (Вербицкий и др., 2012).



Условные обозначения:

$D_3ss$	Сясинская свита	$O_3sl$	Солецкая свита
$D_2ar$	Арукюлаская свита	$O_2md$	Медниковская свита
$D_2nr$	Наровская свита	$O_2vl+ob$	Волховская, силлаурская и обуховская свиты объединенные
$D_2vm$	Веймарская свита	$O_1ts+lt$	Тосненская, копорская, назиевская и лезтеская свиты объединенные
$O_3pc$	Печуркинская свита, iz - изварская свита	$\epsilon_{2-3sb+ld}$	Саблинская и ладожская свиты объединенные
$O_3hm$	Хирмузская свита, vr - врудская свита	$\epsilon_{1sv}$	Сиверская свита
$O_3kr$	Куртпнаская свита, el - елизаветинская свита	$\epsilon_{1lm}$	Ломоносовская свита
$O_3hr$	Хревицкая свита	$V_2vo_2$	Василеостровская свита. Верхняя подсвита
$O_3sn$	Шундоровская свита	$V_2vo_1$	Василеостровская свита. Нижняя подсвита
$O_3gr$	Грязновская свита		

Рисунок 2. Геологическая карта Ленинградской области по материалам ГГК-1000/3 (Вербицкий и др., 2012). В условных обозначениях слева выделены свиты, выходы которых расположены вдоль линии глинта. Изученная территория находится внутри красного квадрата

## 2.2. Стратиграфия и литология осадочных отложений района слияния рек Саблинка и Тосна

Вблизи слияния рек Тосна и Саблинка обнажается осадочная последовательность кембро-ордовикских отложений: в нижней части терригенных (глин, песчаников,

аргиллитов), а в верхней преимущественно карбонатных (доломитизированных известняков и вторичных доломитов).

Кембрийские отложения представлены сиверской свитой «синих» глин, саблинской и ладожской песчаными свитами (Попов и др., 1989). Пограничное положение на рубеже кембрия и ордовика занимает песчаная тосненская свита (Гогин, 2015). Вышележащие ордовикские отложения слагают копорскую, назиевскую, лезтсесскую, волховскую, силлаорускую и обуховскую свиты (Решения..., 1984). Перекрывается кембро-ордовикский разрез девонскими отложениями наровской свиты, которые на исследованной территории срезаны ледником, но обнажаются за ее пределами, выше по течению р. Тосна. Палеозойские отложения за пределами врезов речных долин повсеместно перекрыты глинистыми отложениями позднеплейстоценовой морены (Селиванова, Кофман, 1971).

Ниже приводится краткое описание толщ в их стратиграфической последовательности (рисунок 3).

### ***Кембрийская система***

#### *Нижний отдел*

Томмотский ярус

Лонтовасский горизонт

#### *Сиверская свита*

Свита представлена сравнительно однообразной толщей неяснослоистых голубовато-серых (нередко называемых «синими») глин с мелкими конкрециями пирита, пиритизированными следами мягкотелых илоедов и редкими прослоями, линзами песчаников, алевролитов и алевритов. Видимая мощность свиты несколько ниже слияния Тосны и Саблинки составляет около 10 м.

#### *Средний отдел*

Майский ярус

Луковский и толбухинский горизонты

#### *Саблинская свита*

В разрезах долины р. Тосна она представляет собой толщу слабо сцементированных песчаников, окрашенных в розовые, желтые, красные цвета. На отдельных участках песчаники становятся белыми и бурыми. Песчаники чисто кварцевые, в верхней части с небольшой примесью раковин органико-фосфатных

брахиопод и их обломков. В песчаной толще хорошо сохранились различные типы слоистости, преимущественно косой параллельной, реже - троговой, а также линзовидные прослой глины на поверхности раздела косых серий (Fedorov, Palkina, 2015).

Саблинская свита отчетливо подразделяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Каждая из подсвит характеризуется своими индивидуальными признаками, особенности которых будут рассмотрены далее. Мощность свиты составляет 12–13 м.

*Верхний отдел*

Батырбайский ярус

Ладожский горизонт

Ладожская свита

Верхняя подсвита

Ладожская свита на Глинте подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В каньонообразных обнажениях долины р. Тосна распространена только верхняя подсвита (Попов и др., 1989); на р. Саблинка свита выклинивается.

В долине р. Тосна свита сложена очень светлыми зеленовато-серыми или белорозовыми слабосцементированными кварцевыми песчаниками с заметной примесью детрита органико-фосфатных брахиопод и прослоями зеленовато-серых и светло-серых глины. Выходы ее прерывисты, мощность не превышает первых десятков сантиметров.

Резкая верхняя граница с перекрывающими песчаниками тосненской свиты может свидетельствовать о значительном размыве большей части объема ладожской свиты (Попов и др., 1989).

***Кембрийская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний отдел***

Батырбайский и тремадокский ярусы

Пакерортский горизонт

Тосненская свита

Тосненская свита представлена палевыми и розовыми слабосцементированными песчаниками от мелко- до грубозернистых с обильной примесью детрита органико-фосфатных брахиопод и вертикальными норками ихнорода *Scolithos*. Характерна разнонаправленная троговая косая слоистость. Граница кембрия и ордовика проводится



внутри свиты по границе конодонтовых зон *Cordylodus intermedius* – *Cordylodus lindstroemi* (Гогин, 2015). Мощность свиты составляет 2–3 м.

### ***Ордовикская система***

#### *Нижний отдел*

Тремадокский ярус

Пакерортский горизонт

#### *Копорская свита*

Свита представлена бурыми, почти черными битуминозными тонкослоистыми и тонкоплитчатыми аргиллитами с прослоями песчаников в нижней части. Часто в аргиллитах встречаются скопления крупных кристаллов и друз пирита, марказита. Мощность свиты непостоянна, в пределах изученной территории от 5 до 20 см.

Варангуский горизонт

#### *Назиевская свита*

Представлена маломощным (до 10 см) слоем средне-мелкозернистых кварцевых красновато- и желтовато-серых песков с рассеянной вкрапленностью тонких зерен глауконита. Присутствует только в долине р. Тосна, выше устья Банного ручья, ниже по течению Тосны и на Саблинке, вероятно, размыва.

Тремадокский и флоский ярусы

Латорпский горизонт

#### *Лэйтсеская свита*

Свита сложена мелкозернистыми глинистыми песчаниками глауконит-кварцевыми и кварц-глауконитами, в верхах разреза песчаники сменяют стяжения и слои глауконитовых известняков и вторичных доломитов, нередко песчанистых, но местами чистых, как правило, разделенных прослойками глин. Мощность свиты изменчива: 0,7–1,0 м.

#### *Нижний -средний отделы*

Флоский - дарривильский ярусы

Латорпский и волховский горизонты

#### *Волховская свита*

Волховская свита сложена глауконитовыми известняками и подразделяется на три подсвиты, традиционно называемые, снизу-вверх: «дикари», «желтяки» и «фризы» (Селиванова, Кофман, 1971). На исследованной территории все эти известняки повсеместно и неравномерно доломитизированы. «Дикари» (1,7 м) представляют собой

крепкие слоистые известняки, местами вторичные доломиты, пятнисто-полосчатой окраски, в красных, розовых, желтых, зеленовато-серых и серых тонах. В их нижней части проходит граница латорпского и волховского горизонтов, которая приурочена к одной из многочисленных поверхностей твердого каменного дна на рубеже конодонтовых зон *Oepicodus evae* – *Baltoniodus triangularis*. Основание зоны *B. triangularis* принято за подошву среднего ордовика Международной стратиграфической шкалы (Cooper, Sadler, 2012), поэтому эта граница внутри «дикарей» прямо коррелируется с границей нижнего и среднего ордовика. «Желтяки» сложены пестрыми, преимущественно красными и желтыми, доломитизированными глинистыми известняками с прослоями глин (1,2м). «Фризы» представлены зеленовато-серыми доломитизированными известняками с прослоями бордово- и зелено-серых глин (2,0м). Положение границы дапинского и дарривильского ярусов внутри волховской свиты точно не установлено из-за отсутствия граптолитов вида-индекса *Undulograptus austrodentatus* (Cooper, Sadler, 2012). Условно она проведена ниже кровли свиты. Мощность свиты на исследованной территории составляет 4,9 м.

Дарривильский ярус

Кундаский горизонт

Силлаоруская свита

Свита представлена переслаиванием известняков, мергелей и глин грязно-ржаво-серых, в разной степени насыщенных уплощенными оолитами, состоящими из гидроокислов железа. Мощность свиты максимальна в долине р. Тосны, где составляет 0,45 м.

Обуховская свита

Свита представлена серыми пятнистыми доломитизированными известняками с обильными раковинами прямых наутилоидей и прослоями бордово-серых глин. Видимая мощность свиты в долине р. Тосны достигает 3м.

Эрагема	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Время, млн. лет назад
Палеозойская	Девонская	Средний	Живетский			388
			Эйфельский	Черноярский	Наровская	
				Мосоловский		
				Клинцовский		
		Бийский	393			
		Нижний		Эмский		
	Зигенский					
	Жединский		419			
	Силурийская					
	Ордовикская	Верхний	Хирнантский	Поркунинский		444
			Катийский	Пиргуский		445
				Вормсиский		
				Набалаский		
				Раквереский		
				Оандуский		
				Кейлаский		453
			Сандбийский	Хальяльский		
				Кукрузеский		458
			Средний	Дарривильский	Ухакусский	
		Ласнамягинский				
		Азериский				
		Кундаский		Обуховская		
		Нижний	Дапинский	Волховский	Силлаоруская	467
	Флоский		Латорпский	Волховская	470	
	Тремадокский		Варангуский	Лезтеская	478	
			Пакерортский	Копорская		
	Кембрийская	Верхний	Батырбайский	Ладожский	Ладожская	485
			Аксайский			
Сакский						
Средний		Аюсокканский	Толбухинский	Саблинская	497	
		Майский	Луковский			
		Амгинский	Веселовский			
			Дейменский			
Нижний		Тойонский	Кибаргайский			
			Раусвенский			
		Ботомский	Вергальский			
	Атдабанский		Доминопольский			
Томмотский	Лонтоваский	Сиверская	~ 525			

\* - Назиевская свита

Рисунок 3. Стратиграфическая схема палеозойских отложений исследованной территории. Составлена по материалам: Решения..., 1984; Гогин, 2015; Постановления МСК..., 2016

### ***Девонская система***

*Средний отдел*

Эйфельский ярус

Клинцовский и мосоловский горизонты

*Наровская свита*

Наровская свита обнажается в берегах р. Тосны в 1–2 км выше изученного автором отрезка ее долины. Свита сложена серыми микрокристаллическими мергелями, тонкослоистыми, мощностью первые метры. Залегаet на эродированной поверхности обуховских известняков.

### ***Четвертичная система***

*Плейстоценовый отдел*

Верхний ярус

Осташковский горизонт

Отложения осташковского горизонта в нижней части представлены моренными неслоистыми суглинками с валунами, галькой и гравией кристаллических пород и ордовикских известняков, а в верхней – тонкослоистыми ленточными палево-серыми глинами. Мощность горизонта варьирует в пределах первых метров.

## **2.3. Строение кембро-ордовикской песчаной толщи**

Кембро-ордовикская песчаная толща на исследованной территории представлена совокупностью из трех свит: саблинской, ладожской и тосненской.

***Саблинская свита*** выделена Рухиным (Рухин, 1939) в разрезах по долинам рек Тосна и Саблинка, вблизи их слияния; ее название происходит от реки Саблинка.

Известны две опубликованные схемы расчленения отложений саблинской свиты (Рухин, 1939; Попов и др. 1989), однако в своей работе автор отдает предпочтение схеме, традиционно используемой в ходе Саблинской летней учебной практике по геологии и недавно опубликованной (Fedorov, Palkina, 2015). Согласно этому расчленению, в стратотипической местности свита представлена последовательностью из трех пачек (рисунок 4).

***Нижняя подсвита*** (до 3 м) соответствует пачкам E и D, без D<sub>1</sub><sup>1</sup> Рухина (Рухин, 1939) и нижней пачке нижней подсвиты Л.Е. Попова с соавторами (Попов и др., 1989). Подсвита обнажается в нескольких выходах на берегах р. Саблинка, в ее нижнем течении (примерно в 600 м выше устья она оказывается ниже речного вреза), и в выходах на р.

Тосна, на протяжении примерно 1 км выше впадения в нее Саблинки. Она представлена преимущественно мелкозернистыми песчаниками с прослоями и примазками глинистых алевролитов. Песчаники пачки наименее сортированы; их слои содержат заметное количество алевроитовой (5–25%) и крупной песчаной (0–25%) фракций. Редкие хорошо окатанные песчинки грубой размерности и зерна кварцевого гравия рассеяны в нижней половине пачки. Обычны следующие типы слоистости: горизонтальная, волнистая, ряби течения, косая параллельная, флазерная и троговая. В прослоях глинистых алевролитов обнаруживается линзовидная слоистость. Изредка встречаются серии разнонаправленной косой слоистости, сложенные крупнозернистыми песчаниками. Слоистость некоторых слоев нарушена криптобиотурбацией.

В подошвенных слоях нередко находятся плоские гальки голубых лонтоваских глин. Здесь же рассеяны вкрапления сульфидов железа, цинка, свинца и мелкие жеоды, выполненные прозрачным анкеритом. Анкерит локально цементирует песчаники нижней пачки. Кроме того, во всей пачке рассеяны мелкие, бурые, плотные, округлые стяжения песчаника вокруг микроскопических кристаллов пирита. Иногда такие стяжения группируются в тонкие стратиформные полосчатые скопления, окрашенные с поверхности в ржавые тона

Седиментация песчаников нижней пачки происходила, вероятно, на обширной, чрезвычайно пологой низкоэнергетической литорали и верхней сублиторали, в условиях небольших по амплитуде приливов при слабом вкладе волн и течений. Отсутствие фауны, заставляет предполагать, что участок бассейна, где накапливались песчаники, был сильно опреснен (Fedorov, Palkina, 2015).

Локальная цементация анкеритом и вкрапленность сульфидов возникла в результате каледонской или более поздней миграции низкотемпературных гидротермальных растворов над лонтоваским водоупором.

Переход от нижней пачки к средней постепенный, выражен чередованием в разрезе косых серий и горизонтальных слоев. Мы проводим границу этих двух пачек в кровле последнего слоя песчаника с горизонтальной слоистостью.

**Среднесаблинская подсвита** (до 8,5 м) соответствует слоям  $D_1^1$  и пачке С, без слоев  $C_1^{1-3}$  Рухина (Рухин, 1939), или верхней пачке нижней подсвиты Попова с соавторами (Попов и др., 1989). Подсвита наблюдалась нами во многих обнажениях на р. Тосна и на р. Саблинка. Пачка сложена преимущественно мелкозернистым песчаником, с существенной долей песчинок средней размерной фракции и незначительным содержанием тонкой фракции. Характерный текстурный рисунок образуют тонкие (0,05–0,15, редко до 0,3 м) серии параллельной косой слоистости.

Направления падения косых слойков заметно варьируют, угол не превышает  $25^\circ$ , а сами косые серии прослеживаются обычно на несколько метров.

Внутри пачки, на границах косых серий, иногда встречаются линзы и примазки темно-серых и зеленовато-серых песчаных глин мощностью до 3–4 см и протяженностью первые метры. Их латеральные границы всегда эрозионные. В глинах обнаружены эндемичные акритархи, не известные за пределами саблинской свиты (Попов и др., 1989).

В основании пачки, как и в нижней пачке, нередко располагаются локальные стратиформные полосы железистой цементации вокруг мелких выделений пирита.

Обстановка седиментации средней пачки соответствует, вероятно, мелководному опресненному морю, по дну которого ламинарные течения, перемещали песок в виде низких подводных дюн с ровными гребнями. Глины осаждались из взвеси в периоды приостановки течений.

**Верхняя подсвита** (0-2,2 м) эквивалентна слоям  $S_1^{1-3}$  Рухина (Рухин, 1939) или гертовской пачке верхней подсвиты Попова с коллегами (Попов и др., 1989). Пачка отличается от предыдущих присутствием целых створок раковин оболид, не образующих, однако, массовых скоплений, значительными колебаниями мощностей и локальными различиями гранулометрического состава. Эта пачка отсутствует в половине обнажений стратотипической местности. Там, где она имеет маленькую мощность, она сложена преимущественно мелкопесчаной фракцией, а преобладающей текстурой является троговая косая слоистость, редко встречается горизонтальная. Напротив, там, где мощность пачки приближается к максимальной, размерность песчаных зерен заметно увеличивается. В основании таких разрезов можно наблюдать крупнозернистые разности, однако, преобладают песчаники среднезернистой фракции, которые слагают серии плоскопараллельной косой слоистости мощностью 0,4–1,1 м. Встречаются прослойки темно-серых глин (1–10 см), которые залегают между косыми песчаными сериями и, иногда, в подошве пачки. В песчаниках обычны плоские и скрученные глиняные чешуйки, а также складкообразные текстуры оплывания обводненного песка. Биотурбация проявлена локально и крайне слабо.

В нескольких выходах, песчаники верхней и верхов средней пачки, вместе с вышележащими песчаниками ладожской и тосненской свит, приобретают сплошную или комковатую цементацию оксидами железа, окрашивающими песчаник в буро-красные тона. Эта наложенная цементация, по нашим данным, пространственно связана с локальными зонами трещинного карста в вышележащих известняках.

Песчаники верхней пачки осаждались в условиях, заметно отличавшихся от тех, в которых формировались арениты нижней и средней пачки. До их отложения рельеф поверхности седиментации испытал заметное расчленение, что отражено в параллельных изменениях мощностей и фаций песчаников верхней пачки.

В кровле саблинской свиты часто наблюдаются ожелезненные субвертикальные трещины, проникающие до 2 метров вглубь. В некоторых случаях устьевые части клиновидно расширены и превращены в эрозионные карманы, заполненные базальными песчаниками перекрывающих толщ. Обычно, их сравнивают (Попов и др., 1989) с трещинами усыхания.

**Ладожская свита.** Ладожская свита эквивалентна промежуточному слою В Рухина (Рухин, 1939) или верхней подсвите Попова Л.Е. с коллегами (Попов и др., 1989). Залегает на кровле среднесаблинской- или верхнесаблинской пачки с резким эрозионным контактом. Она представлена маломощной пачкой (0–0,5 м) мелко-среднезернистых светло-серых, нередко косослоистых кварцевых песчаников с примазками пестроокрашенных (в бурые, коричневые, серые цвета) глин. В кварцевых песчаниках практически во всех обнажениях встречается примесь детрита органико-фосфатных брахиопод.

В подошве свиты, на эрозионном контакте, встречаются гальки и валуны (от 2 до 40 см) различной, довольно замысловатой, отличной от типично прибрежно-морских галек формы. Гальки представлены кварцитоподобными песчаниками разной степени сцементированности.

**Тосненская свита.** Тосненская свита соответствует слоям А<sub>1-4</sub> Рухина (Рухин, 1939) и тосненской свите Попова с коллегами (Попов и др., 1989) и на исследованной территории представлена двумя подсвитами.

Нижняя подсвита, сложена преимущественно средне- мелкозернистыми и среднезернистыми слабосцементированными песчаниками с характерной разнонаправленной кривой слоистостью в основном серовато-коричневого и коричневого цвета. Свита залегает на подстилающих более древних песчаниках с размывом, маркированным многочисленными эрозионными карманами. К ее основанию приурочены залегающие непосредственно на поверхности размыва слои базальных грубо- крупнозернистых песчаников с примесью гравия, гальки, валунов (до 20 см), и значительным количеством обломков и целых створок раковин органико-фосфатных брахиопод. Еще одним характерным признаком свиты является обилие длинных (до 15 см) и тонких (диаметром 3–5 мм) вертикально ориентированных норок-жилищ *Skolithos*.

На нижней границе верхней подсвиты фиксируются максимальные концентрации брахиоподового детрита. Мощность подсвиты до 3 м.

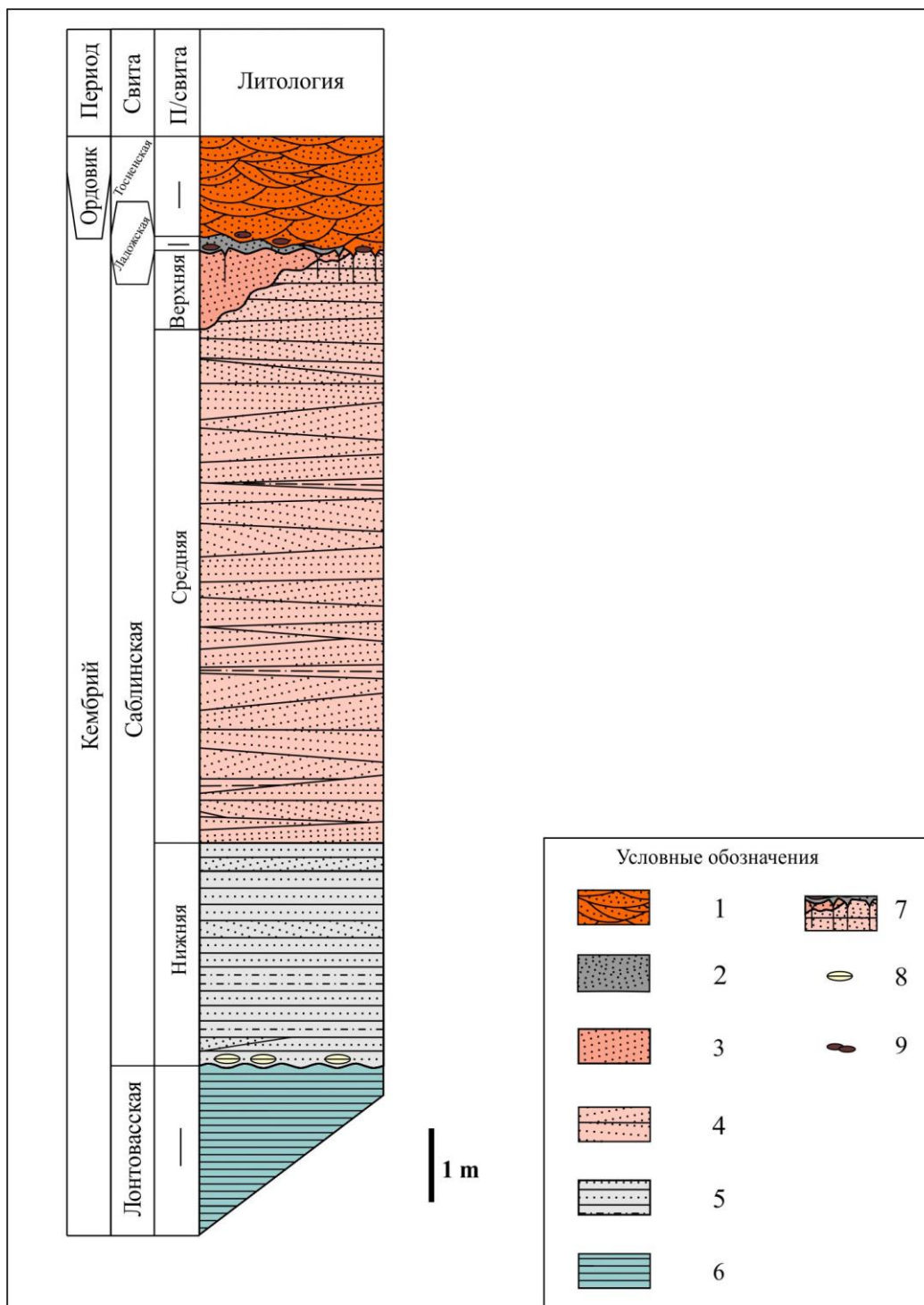


Рисунок 4. Стратиграфическая колонка кембро-ордовикской песчаной толщи. Условные обозначения: 1–5 – песчаные отложения тосненской, ладожской, саблинской свит, соответственно, 6 – глины сиверской свиты, 7 – трещины в кровле саблинской свиты, 8 – уплощенные гальки синих глин, 9 – гальки кварцитовидных пород.

Верхняя подсвита представлена также кварцевыми среднезернистыми песками, с примесью детрита брахиопод, серого и темно-серого цвета с перекрестной косой слоистостью. Нижняя граница с нижнетосненской подсвитой резкая, в некоторых местах



наклонная, слабоволнистая. В песчаниках встречаются плохотоокатанные гравийные зерна молочно-белого кварца. В верхней части подбиты встречаются редкие линзовидные прослои черных сланцевидных аргиллитов.

В местах, где тонкий покров ладожской свиты размыт, саблинская свита также со следами эрозии перекрывается оболочными песчаниками тосненской свиты. К основанию последней приурочены скопления оболочного детрита, многочисленные гальки плотных кварцитоподобных песчаников разного размера и формы и псевдоооиды гидроксидов железа, а также уплощенные окатыши глин, сконцентрированные, главным образом, в многочисленных эрозионных карманах. Гальки плотных кварцитоподобных песчаников имеют также различную форму, очень схожую с формами галек с поверхности перерыва в основании ладожской свиты.

## **Глава 3. Методы исследования**

### **3.1. Полевые исследования**

В рамках полевых исследований в октябре 2015 года и в июне 2016 года были проведены геологические маршруты по обоим бортам долин р.р. Тосна и Саблинка с подробным описанием выходов кварцитоподобных песчаников в кембро-ордовикской песчаной толще, сопровождавшихся составлением разрезов, зарисовок, отбором проб и образцов, как кварцитоподобных песчаников, так и слабосцементированных вмещающих песчаников, фотографированием, а также описания пространственно сопутствующих кварцитоподобным песчаникам образований (трещин, зон анкеритовой минерализации).

Были опробованы обнаруженные тела кварцитоподобных песчаников (40 образцов), гальки кварцитоподобных песчаников из разных мест (25 образцов), слабосцементированные песчаники из трещин в кровле саблинской свиты (8 образцов). Общее количество проб из вмещающих песчаников кембро-ордовикской толщи, отобранных в разных точках наблюдения, составляет 20 шт.

### **3.2. Камеральные исследования**

Камеральные исследования образцов, отобранных в ходе полевых работ заключались, главным образом, в микроскопическом изучении зерен вмещающих слабосцементированных песчаников кембро-ордовикской толщи, сколков кварцитоподобных песчаников и песчаников, заполняющих трещины в кровле саблинской свиты.

Поскольку в современных публикациях при изучении структурных особенностей кварцитоподобных песчаников приоритет отдается электронной микроскопии (Mahoney, 2002, Nash, McLaren, 2007 и др.), нами в качестве основного метода исследования был выбран именно этот метод. Сканирующий электронный микроскоп позволяет наблюдать в объеме и фиксировать в виде изображений микроструктуры поверхности зерен, взаимоотношения между песчаными частицами (особенности порового пространства, его заполнения), проводить вещественный анализ минеральных образований, которые могут быть встречены на поверхности зерен и в цементе. Кроме того, поскольку традиционным способом представления результатов исследования кварцитоподобных песчаников еще недавно являлось наблюдение контактов между зернами и каемок

регенерации в шлифах (Pettijohn et al, 1987; Smale, 1973; Nash 1992; Nash et al, 1998 и др.), из части образцов были изготовлены стандартные шлифы с покровными стеклами.

Для исследования микроструктуры песчаных зерен и сколков кварцитовидных пород, был использован сканирующий электронный микроскоп Hitachi TM 3000. Заявленные технические характеристики этого прибора позволяют увеличивать изображение от 40 до 30000 раз (в реальности не более 3000 раз) при рабочем напряжении от 5 до 15 киловольт. Исследования на сканирующем электронном микроскопе проводились в ресурсном центре микроскопии и микроанализа СПбГУ.

Отбор образцов для изучения их на электронном микроскопе происходил с помощью ординарного оптического бинокулярного микроскопа. Были отобраны наиболее характерные для каждой пробы группы песчинок или агрегатов песчинок (по размеру, цвету, угловатости/окатанности, блеску и т.д.) и некрупные сколки прочно сцементированных песчаников

На электронном микроскопе были просмотрены пробы, отобранные из песков вмещающей толщи (около 200 зерен, отобранных из 20 проб), образцы из трещин в кровле саблинской свиты, затронутых вторичной цементацией (5 проб) сколки тел кварцитовидных песчаников (около 60 сколков из 40 проб), сколки галек кварцитовидных песчаников (около 70 сколков из 25 образцов).

Изготовлено, просмотрено и сфотографировано с помощью оптического микроскопа Leica DM1000 25 шлифов.

Фотографирование гальки кварцитовидных пород также производилось в камеральных условиях. Для этой цели использовался фотоаппарат Canon EOS 1200 D.

## Глава 4. Результаты исследования

### 4.1. Результаты полевых исследований кварцитоподобных песчаников

В ходе полевых геологических маршрутов в долинах рек Саблинка и Тосна были изучены обнажения кембро-ордовикской песчаной толщи по берегам и, частично, в руслах, а также отвалы заброшенных песчаных карьеров на берегах р. Тосна. Точки опробования отмечены на карте (рисунок 5).

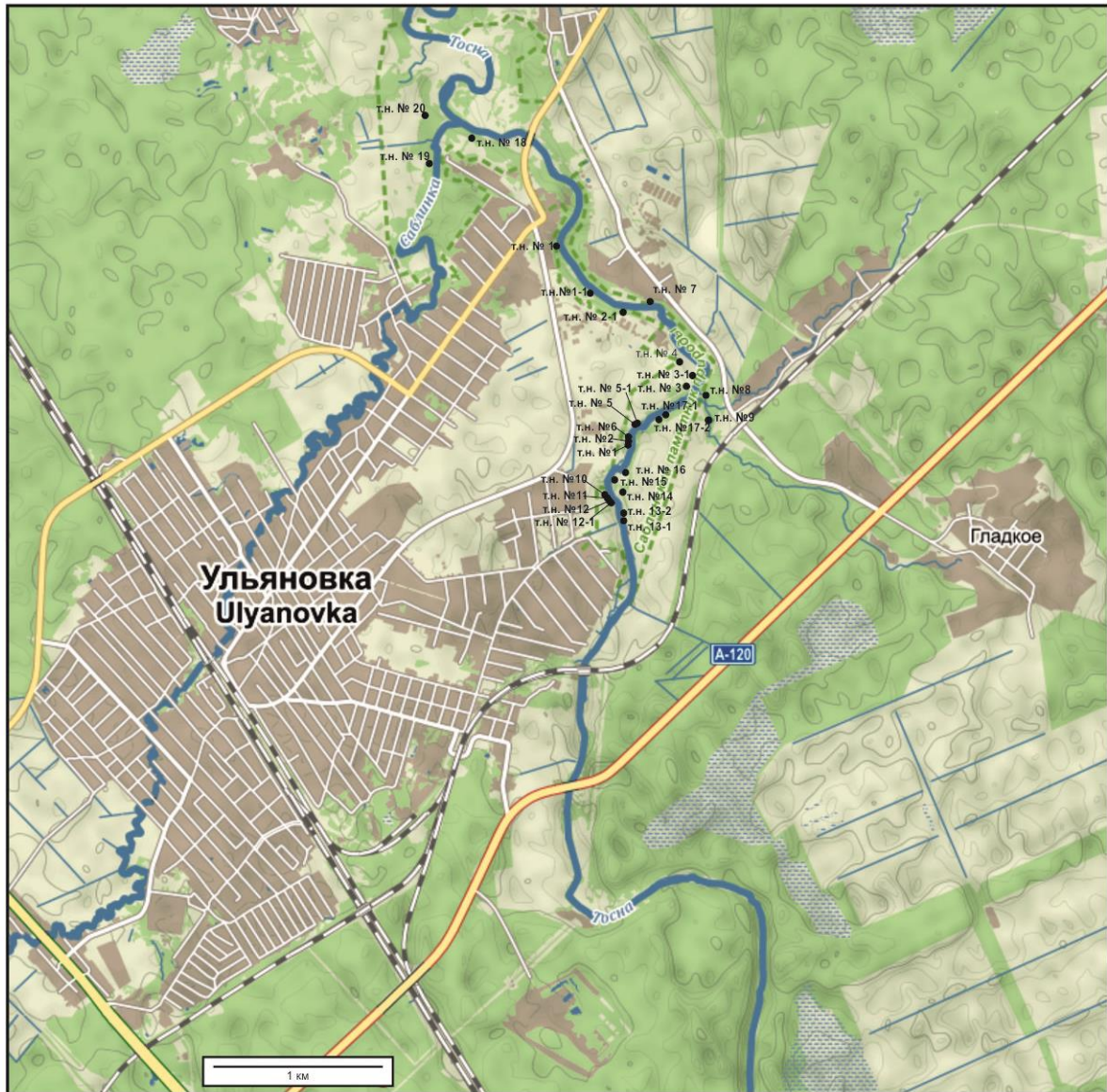


Рисунок 5. Карта опробования кембро-ордовикских песчаников в долинах рек Саблинка и Тосна

На рисунке 45 представлена колонка кембро-ордовикской песчаной толщи. Справа от колонки и внутри неё отмечены те уровни, на которых были встречены единичные или протяженные тела кварцитоподобных песчаников, а также

сопутствующие этим песчаникам образования – плотно сцементированные гальки бурого цвета с ямчатой поверхностью, окатыши хорошо сцементированных песчаников, трещины, заполненные вторичным цементом.

Среди кварцитоподобных образований, встречающихся внутри кембро-ордовикской песчаной толщи можно выделить две разновидности: 1) внутриформационные тела и 2) гальки и, реже валуны кварцитоподобных песчаников.

*Внутриформационные тела кварцитоподобных песчаников* были обнаружены в стратиграфическом интервале от средней части среднесаблинской подсвиты до подошвы тосненской.

По форме, величине выхода и текстурным особенностям их можно подразделить на два типа:

1. Валунного размера единичные пончиковообразные и линзовидные тела кварцитоподобных песчаников. Самый нижний уровень подобных тел находится в средней части среднесаблинской подсвиты, они встречаются также ниже кровли среднесаблинской подсвиты и в ладожской свите.

2. Протяженные субгоризонтально ориентированные тела, сливающиеся друг с другом в виде субгоризонтально распластанной сетки, для краткости названные автором «сетчатыми телами». Они локализованы на ограниченных участках и приурочены к верхней части саблинской свиты и ладожской свите.

***Первый тип*** внутриформационных тел представляет собой единичные выходы пончиковообразных (округлых), эллипсоидных или линзовидных тел крепких, хорошо сцементированных песчаников; латеральные размеры их варьируют от первых дециметров до первых метров, при мощности до 30–35 см (рисунки 6, 7, 8, 9, 10, 11). Их окраска и текстурные особенности совпадают с таковыми вмещающей толщи. На внешних поверхностях тел широко хорошо заметны небольшие округлые (5–8 см в диаметре), не сливающиеся друг с другом, слабовыпуклые бугорки, примерно одинакового размера (рисунки 6, 11). Такие текстуры на внешней поверхности тел кварцитоподобных песчаников встречаются довольно редко и известны в англоязычной литературе под названием текстур «заварного крема» [custard-like structures] (Milnes, Twidale, 1983). Кроме них на поверхностях наблюдавшихся тел встречаются так называемые витые и волнистые [whorled andropy] текстуры (Milnes, Twidale, 1983).

Исследование этих тел кварцитовидных песчаников показало, что внутри они очень прочно сцементированы и раскалываются с большим трудом; однако вблизи поверхности их цементация постепенно ослабевает, здесь они легче крошатся ударами молотка. Рельефные поверхности таких тел заглаживаются при их длительном

пребывании ниже уровня паводковых вод, вероятно при обработке несомым рекой песком (рисунок 9).



Рисунок 6. Единичное пончиковообразное тело кварцитоподобного песчаника в расчищенном естественном выходе среднесаблинской подсвиты, 1,5 м. ниже ее кровли. На поверхности хорошо заметны текстуры «заварного крема». Точка наблюдения №8 (правый берег р. Тосна)



Рисунок 7. Линзовидное тело кварцитоподобного песчаника в кровле среднесаблинской подсвиты. Береговой обрыв в устье Банного ручья, т.н. 8



Рисунок 8. Линзовидный выход кварцитоподобного песчаника вблизи кровли среднесаблинской подсвиты. Береговой обрыв Банного ручья, 30 метров выше устья, между т.н. №8 и №9



Рисунок 9. Единичное пончиковобразное тело кварцитоподобного песчаника, примерно на 1,5 метра ниже кровли среднесаблинской подсвиты. Внешняя поверхность выровнена паводковыми водами и выветриванием. Точка наблюдения №6 (левый берег р. Тосна)



Рисунок 10. Выходы протяженных линзовидных тел кварцитоподобных песчаников в среднесаблинской подсвите (правый берег р. Тосна, обнажение «Гарзанье», т.н. № 7)



Рисунок 11. Текстуры «заварного крема» на верхней поверхности кварцитоподобных песчаников в коренных выходах в среднесаблинской подсвите (пр. берег р. Тосна, обнажение «Гарзанье», т.н. № 7)



**Вторым типом** внутриформационных тел кварцитоподобных песчаников являются сетчатые. Такие тела выходят по обоим берегам р. Тосна, а также обнажаются в самом её русле (примерно 100 м ниже Тосненского водопада).

Сетчатые тела встречаются на двух уровнях кембро-ордовикской песчаной последовательности (рисунок 18). Нижний уровень принадлежит среднесаблинской подсвите (рисунки 12, 13, 14) и, возможно, частично верхнесаблинской. Верхний уровень приурочен к выходам ладожской свиты.

В толще кварцевых песчаников *ладожской свиты* встречены тела различного размера и мощности (т.н. № 10, 11). Тела довольно протяженные (до 1–2 метров). Мощность тел варьирует от 20 см до 40–70 см. В целом, они мощнее, чем те тела, которые встречаются в саблинской свите. Они были зарисованы и сфотографированы (Рисунки 15, 16, 17), а также опробованы. Кварцевая цементация охватывает не только непосредственно кварцевые арениты в составе ладожской свиты, а также прослойки насыщенных детритовых оболочковых песчаников в них. В целом, цементация внутриформационных тел в ладожской свите заметно сильнее, чем тел аналогичной морфологии из саблинской свиты. На внешних поверхностях тел, встречающихся в ладожской свите также различаются рельефные текстуры «ванильного крема» и волнистые натечные текстуры (рисунок 15).



Рисунок 12. Выходы крупных тел сетчатых кварцитоподобных песчаников на правом берегу и в русле р. Тосна (точка наблюдения 13), вблизи кровли среднесаблинской подсвиты

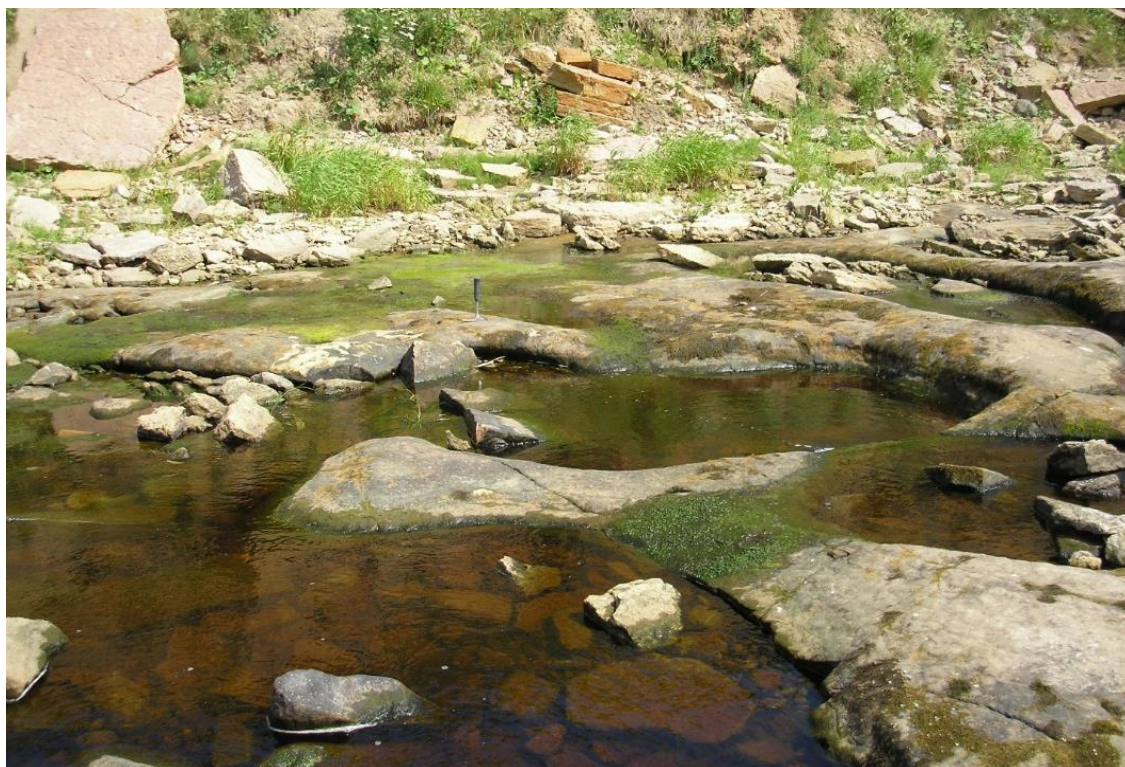


Рисунок 13. Деталь обнажения, показанного на рисунке 12: фрагмент полосы выходов сетчатых тел кварцитоподобных песчаников в русле р.Тосна (среднесаблинская подсвита)



Рисунок 14. Продолжение выходов сетчатых тел кварцитоподобных песчаников, изображенных на рисунках 12 и 13, на левом берегу р. Тосна



Рисунок 15. Фрагмент сетки кварцитоподобных песчаников, цементирующих ладожскую свиту. Левый берег р. Тосна (ниже по течению от выходов, представленных на рисунке 16). Стрелка указывает на рельефную поверхность фрагмента сетчатого тела кварцитоподобного песчаника, где хорошо различимы волнистые текстуры

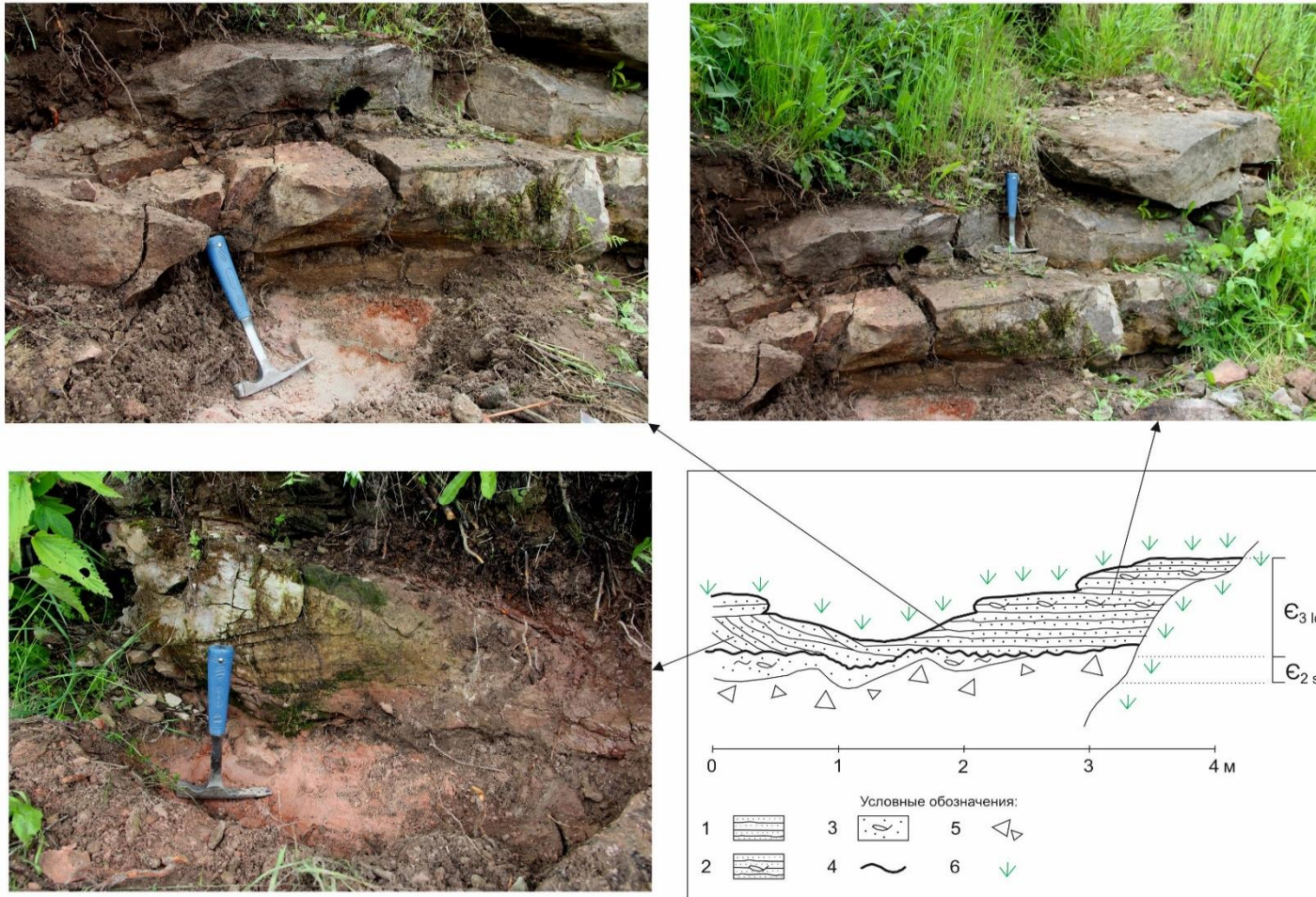


Рисунок 16. Выходы кварцитоподобных песчаников в толще ладожской свиты. Фотографии и схематическая зарисовка т.н. №10 из дневника. Условные обозначения: 1 – сильно сцементированные кварцевые арены ладожской свиты, 2 сильно сцементированные кварцевые арены ладожской свиты с большим количеством детрита органико-фосфатных брахиопод, 3 – слабосцементированные песчаники среднесаблинской подсвиты, 4 – несогласная граница между свитами, 5 – осыпь, 6 – задержано

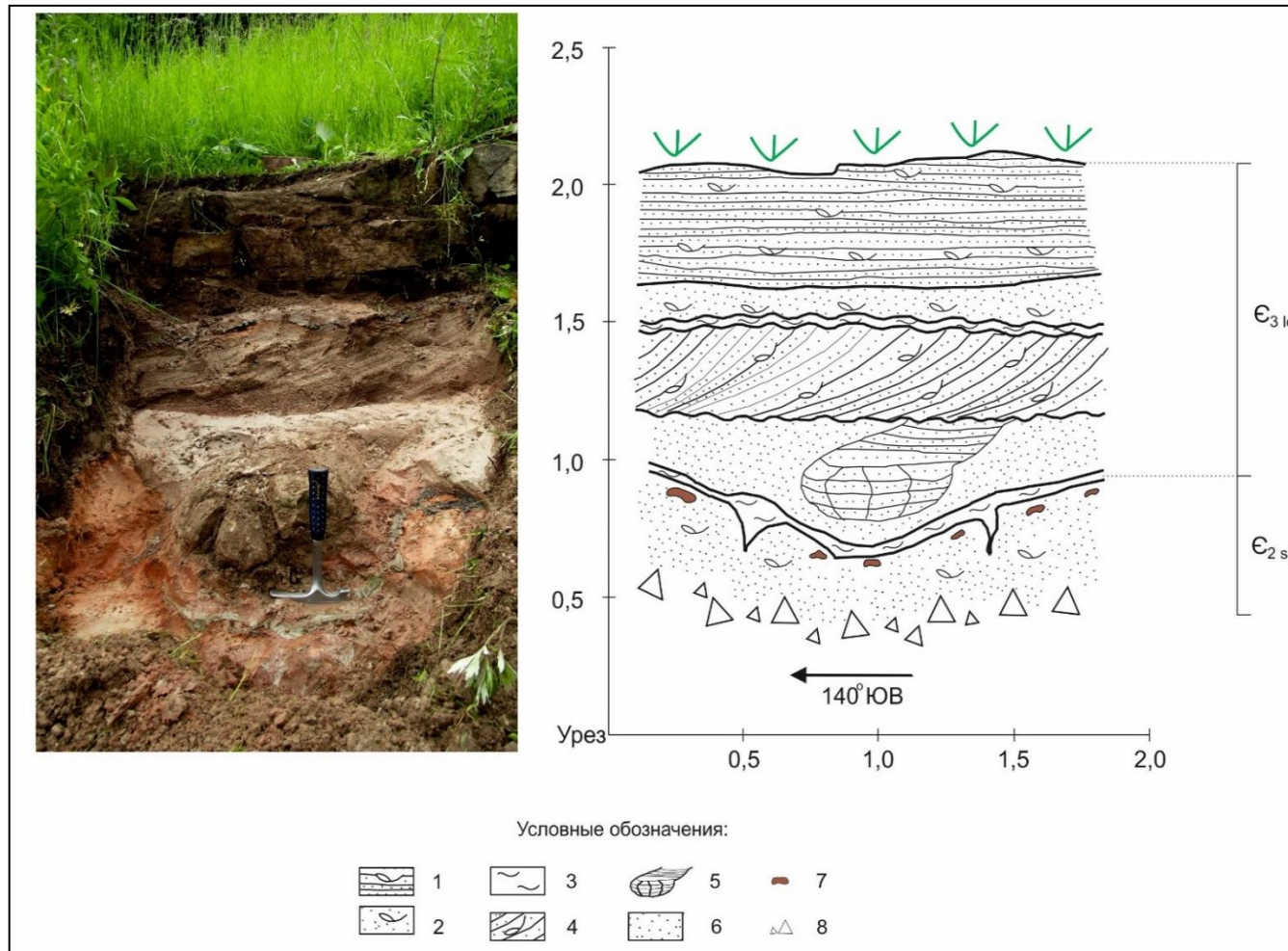


Рисунок 17. Т.н. № 11. Выход единичного пончиковобразного тела кварцитоподобных песчаников вблизи подошвы ладожской свиты, и немного выше него – сетчатых тел в толще ладожской свиты. 1 – сцементированные кварцитовидные песчаники с примесью детрита брахиопод, 2 – слабосцементированные песчаники ладожской свиты, 3 – глинистые прослои, 4 – косослоистые слабосцементированные песчаники ладожской свиты с примесью детрита брахиопод, 5 – пончиковобразное тело кварцитовидного песчаника в ладожской свите, 6 – слабосцементированные песчаники ладожской свиты, 7 – слабосцементированные гальки кварцитовидных песчаников, 8 – осыпь

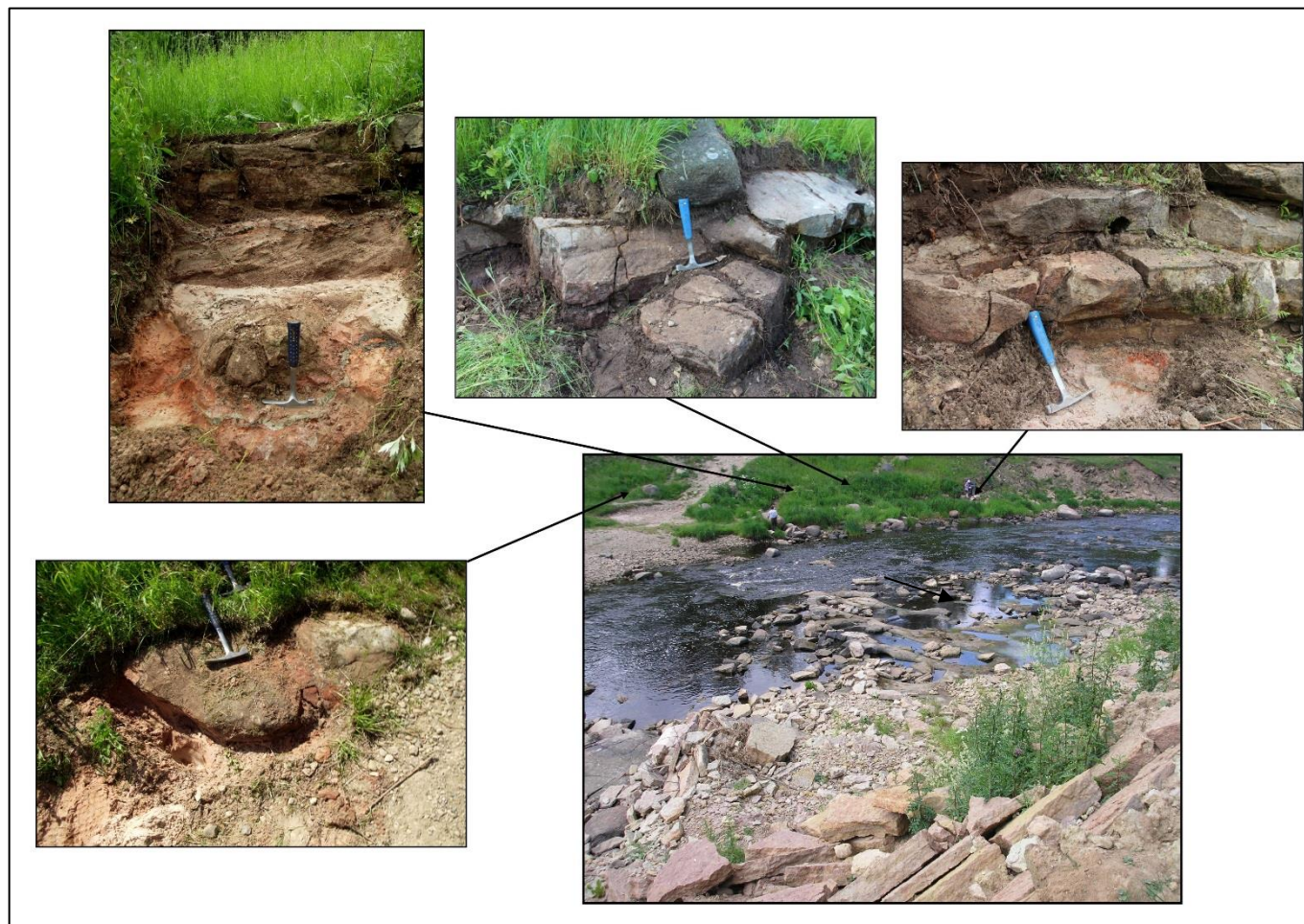


Рисунок 18. Места выходов сетчатых кварцитоподобных песчаников, принадлежащих двум горизонтам (см. текст и рисунки 12-17) по обоим берегам р. Тосна примерно в 100 м. ниже Госненского водопада (по состоянию последнего на 2016г.). Верхний горизонт перекрывает нижний, что можно наблюдать только по берегам, поскольку в русле верхний горизонт уже эродирован рекой

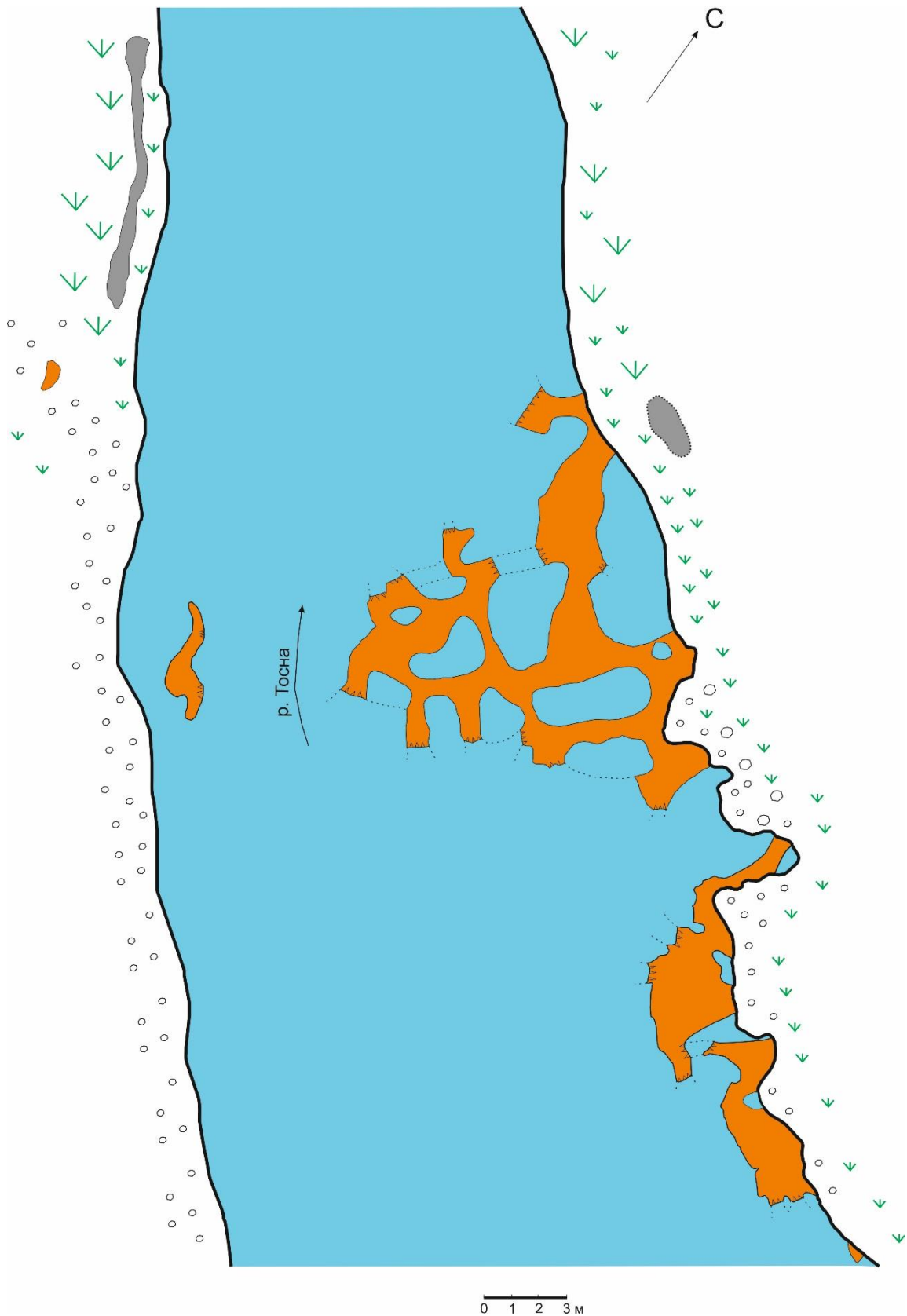


Рисунок 19. Точка наблюдения № 13, 100 м ниже Тосненского водопада.

Оцифрованная схема выходов сетчатых тел, построенная на основе полевых наблюдений. Оранжевым цветом показаны контуры сетчатых тел кварцитовидных песчаников, выходящих в русле реки Тосна (нижний уровень, среднесаблинская свита), серым цветом – контуры выходов тел с верхнего уровня, приуроченного к ладожской свите

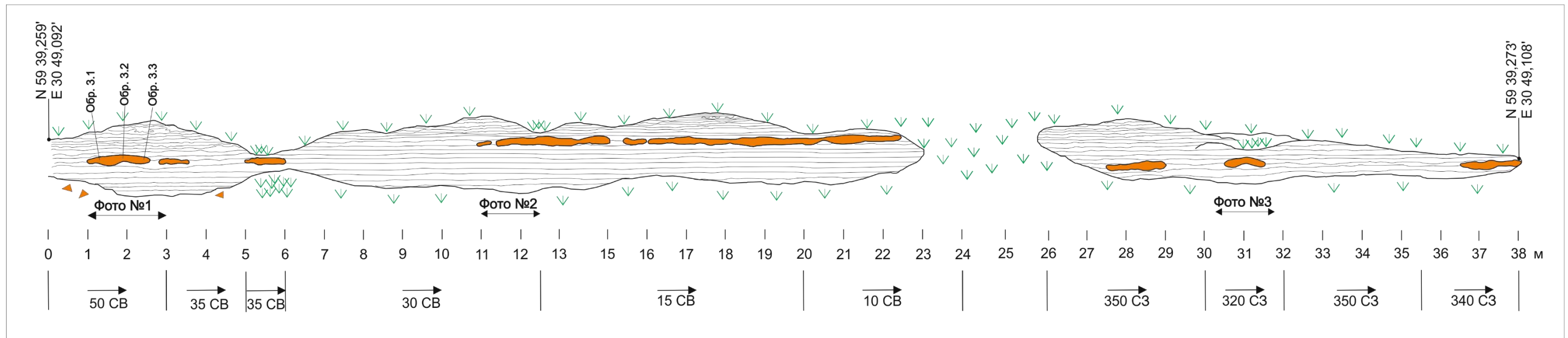


Рисунок 20. Выход фрагмента сетчатого тел кварцитовидных песчаников верхнего уровня на правом берегу р. Тосна. Наверху слева видно разрушенное здание картонной фабрики Эггерса. (т.н. № 15, правый берег р. Тосна)



Рисунок 21. Текстуры «заварного крема» на поверхности штуфа, выколотого из тела сетчатых кварцитоподобных песчаников, изображенных на рисунке 22 (т.н. № 3, левый берег р. Тосна)





**Условные обозначения**



- слабосцементированная толща параллельнослоистых песчаников среднесаблинской свиты



- протяженные тела кварцитовидных песчаников



- осыпь, состоящая из отломов кварцитоподобных песчаников



- задернованные участки



Фото №1



Фото №2



Фото №3

Рисунок 22. Выходы сетчатых кварцитоподобных песчаников береговом обрыве на левом берегу р. Тосна. Во вмещающей толще слабосцементированных косо- и параллельнослоистых песчаников обнажаются каравасообразные сечения кварцитоподобных плотных тел, образующих субгоризонтальную сетку. Точка наблюдения № 3. Тела продолговатой формы, в центральных частях более сцементированные, ближе к периферии – слабее. Залегают почти на одном уровне (присутствует некоторое изменение уровня залегания в пределах 40 см)



Рисунок 23. Выходы сетчатых кварцитоподобных песчаников во врезе берегового обрыва на левом берегу р. Тосна (т.н. №3), общий вид



Рисунок 24. Фрагмент сетчатого тела кварцитоподобного песчаника в кровле среднесаблинской подбиты. Правый берег р. Тосна, т.н. № 16



Рисунок 25. Субгоризонтально ориентированное линзовидное тело кварцитоподобных песчаников в толще среднесаблинской подсвиты, фрагмент сетчатого тела. Отчетливо выражена рельефная нижняя поверхность. Хорошо заметно продолжение слоистости вмещающих отложений внутрь плотных песчаников (правый берег р.Тосна, точка наблюдения № 16)

Следующим типом кварцитоподобных образований, которые нужно отметить, являются *гальки и валуны* квацитовидных пород. Гальки и валуны, нередко имеют неровную поверхность, в некоторых случаях довольно замысловатую, отличную от типичных прибрежно-морских галек форму, свидетельствующую скорее о необычных условиях их образования, чем об окатывании морем.

**Гальки и валуны** кварцитоподобных песчаников были встречены практически во всех точках наблюдения, где был отмечен эрозионный контакт саблинской и ладожской, саблинской и тосненской, или ладожской и тосненской свит (рисунок 26).

Они, в свою очередь, могут быть подразделены на две группы. Первая из них – очень крепкие гальки, которые сложно раскалываются, различной, нередко сложной формы (рисунки 27–34) с многочисленными ямками, бугорками, трещинками, буро-коричневого цвета, при расколе издают характерный запах фосфорита.



Рисунок 26. Эрозионный контакт с галькой между верхнесаблинской (снизу) и ладожской (сверху) свитами. Левый берег р. Тосна, в 70 м ниже водопада, напротив т.н. № 13



Рисунок 27. Уплощенная галька кварцитоподобного песчаника треугольной формы с широкой ямкой в центре. Галька с контакта саблинской и ладожской свит. Левый берег р. Тосна, 50 м. ниже Гертовского водопада



Рисунок 28. Уплощенный валун кварцитоподобных песчаников на контакте саблинской и ладожской свит (т.н. № 2, левый берег р. Тосна, обнажение «красные Пески»)



Рисунок 29. Угловатая галька кварцитоподобного песчаника с натечной «витой» текстурой поверхности с контакта верхнесаблинской и ладожской свит (Т.н. № 2, левый берег р.Тосна)



Рисунок 30. Угловато-окатанные плоские гальки кварцитоподобного песчаника с ямками на поверхности с контакта верхнесаблинской и ладожской свит (Т.н. №2, левый берег р. Тосна)



Рисунок 31. Угловатый валун кварцитоподобного песчаника с неровной поверхностью с контакта ладожской и тосненской свит (т.н. №2, левый берег р. Тосна)



Рисунок 32. Уплощенная угловато-окатанная галька кварцитоподобного песчаника с ямчатой поверхностью с контакта верхнесаблинской и ладожской свит (т.н. №2, левый берег р. Тосна)



Рисунок 33. Округленно-треугольная уплощенная галька кварцитоподобного песчаника с контакта верхнесаблинской и тосненской свит (т.н. №9, руч. Банный)



Рисунок 34. Ямчатая галька кварцитоподобного песчаника неправильного очертания с контакта верхнесаблинской и тосненской свит (т.н. №9, ручей Банный)

Исследование галек на сколе показали, что бурый цвет поверхности галек объясняется присутствием примеси буро-коричневого минерала а внутри они представлены очень плотно сцементированными кварцитовидными песчаниками (Рисунки 35, 36). По этой причине сколки на микроскопические исследования были отобраны и проанализированы как из внутренней части галек, так и из внешней.



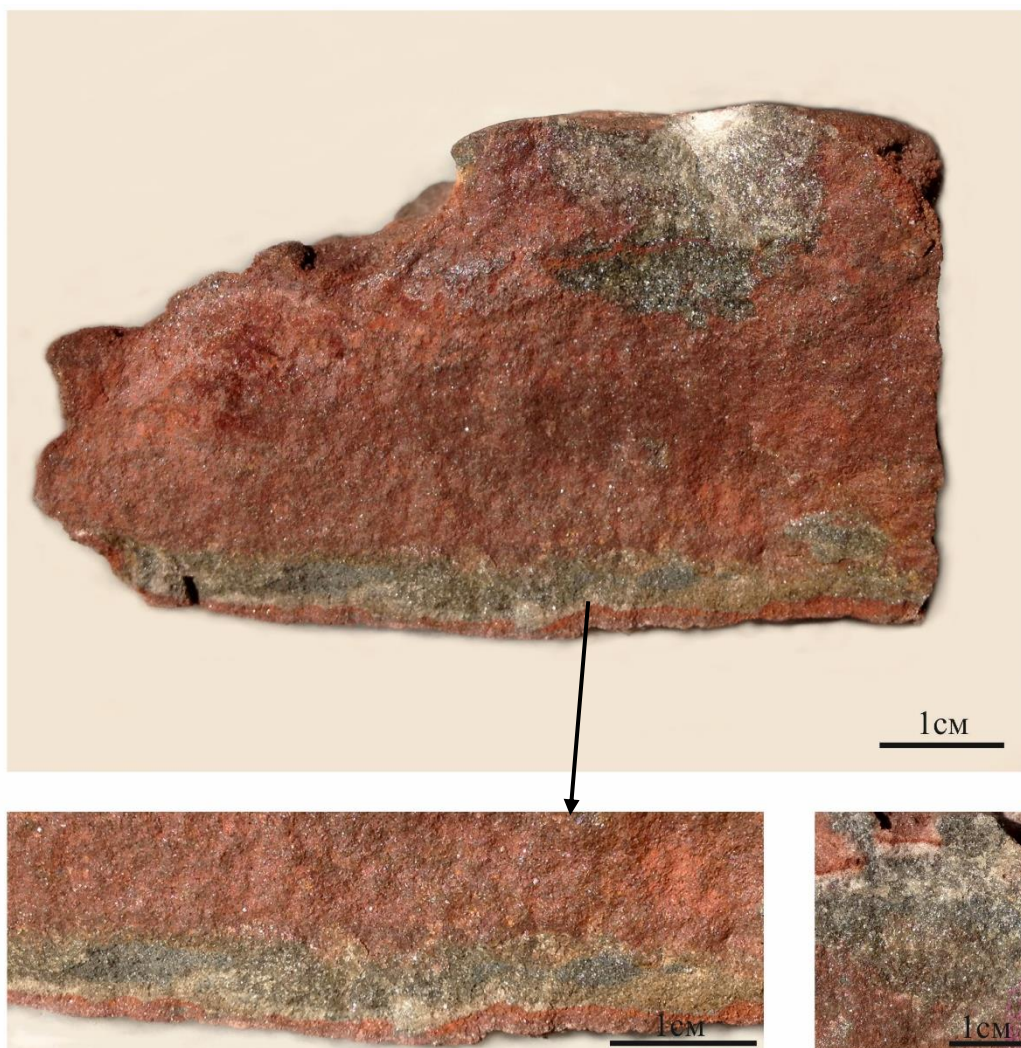


Рисунок 35. Плотная ямчатая с поверхности галька кварцитовидных пород на сколе (та же галька, что и на рисунке 29)



Рисунок 36. Скол плотной гальки кварцитоподобного песчаника

Вторая группа **галеk и валунов**, представляет собой окатыши непрочноцементированных кварцитовидных песчаников, а в некоторых случаях угловато-окатанных валунов (рисунки 37, 38). Несмотря на более прочную цементацию, чем у вмещающих песчаников, такие гальки иногда разламываются при извлечении. Ниже приведены фотографии эрозионных контактов, на которых эти гальки были найдены.

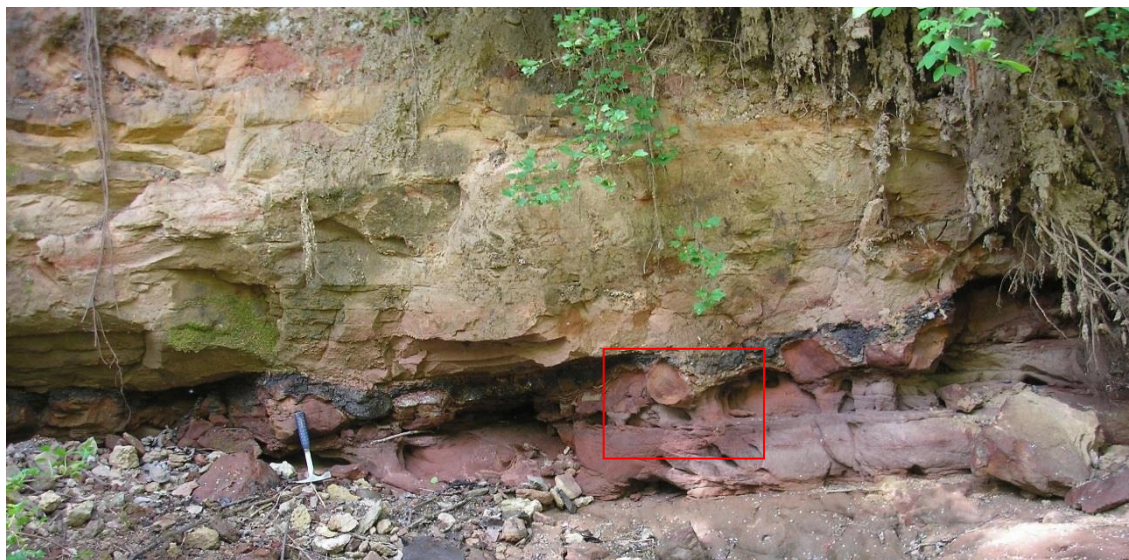


Рисунок 37. На контакте песчаников саблинской и тосненской свит видны валуны и гальки кварцитоподобных пород. Т.н. № 9, ручей Банный. Фрагмент обнажения, выделенный красным прямоугольником приведен на рисунке 38



Рисунок 38. Гальки и валуны сравнительно непрочноцементированных кварцитоподобных песчаников в подошве тосненской свиты. Т.н. № 9, ручей Банный



Рисунок 39. Непрочноцементированные гальки на контакте верхнесаблинской и ладожской свиты (стрелки). 50 м выше по течению от т.н. № 2



Рисунок 40. Валун непрочноцементированного кварцитоподобного песчаника на контакте верхнесаблинской и ладожской свиты, сливающийся по цвету с песчаниками вмещающей толщи, т.н. № 2, левый берег р. Тосна

В некоторых обнажениях кровля саблинской свиты рассечена тонкими ожелезненными субвертикальными трещинами, проникающими до 2 м вглубь (Рисунки 41, 43). В плане трещины образуют полигоны размером от 0,3 до 1,5 м (Рисунок 42), они обнажаются на размытых поверхностях в русле реки (т.н. 13, 70 м ниже Тосненского водопада, в т.н. №8 в устье ручья Банный и на пляже «Красные пески», т.н. № 5).

В поперечном сечении трещины имеют явно зональное строение (Рисунок 44). Центральная часть трещины сцементирована частично окисленным анкеритом (сложным карбонатом, в котором часть Mg замещена железом), который в раздувах трещин иногда образует щетки мелких кристаллов бурого цвета; цементацией также иногда затронуты окатыши серых глин, которые иногда встречаются внутри трещин. Периферийные части трещин сцементированы слабо.



Рисунок 41. Фото ожелезненных трещин вблизи кровли саблинской свиты. Левый берег р. Тосна. Обнажение «Красные пески», т.н. № 5



Рисунок 42. Препарированные рекой устья трещин в кровле саблинской свиты. Часть устьев превращена в эрозионные карманы, заполненные гальками кварцитоподобных песчаников и детритом обolid. Выходы в русле р. Тосна. 70 м ниже по течению от Тосненского водопада

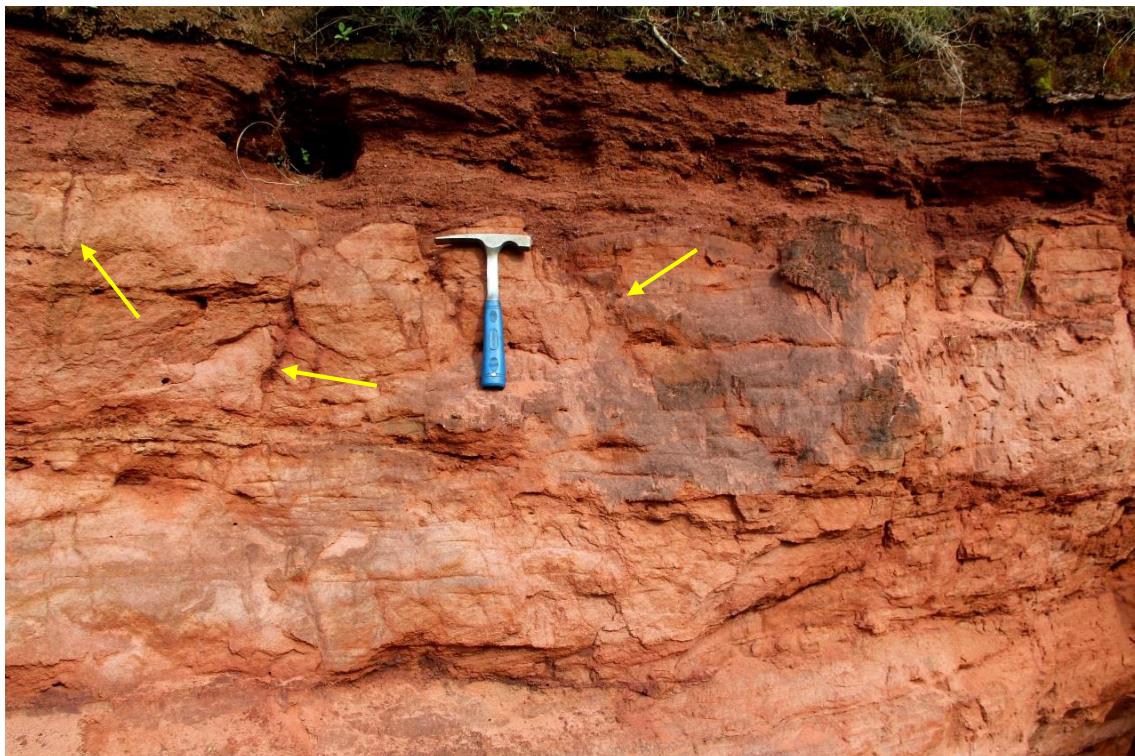


Рисунок 43. Неровный контакт верхнесаблинской и тосненской свит. Отчетливо видны трещины, заполненные оболочным детритом в кровле саблинской свиты (между т.н. 16 и т.н. 17, правый берег р. Тосна)



Рисунок 44. Образец трещины из кровли саблинской свиты. Отчетливо видно зональное строение: в центральной (бурой) части преобладает анкеритовый цемент, ближе к периферии – кремнеземный

Опробование кварцитоподобных образований было проведено, в основном, в долине р. Тосна (рисунок 5). В большинстве обнажений вдоль р. Саблинка кварцитовидные образования представлены редкими гальками на контакте саблинской и тосненской свит. Верхнесаблинская подсвита и ладожская свита в долине Саблиники отсутствуют.

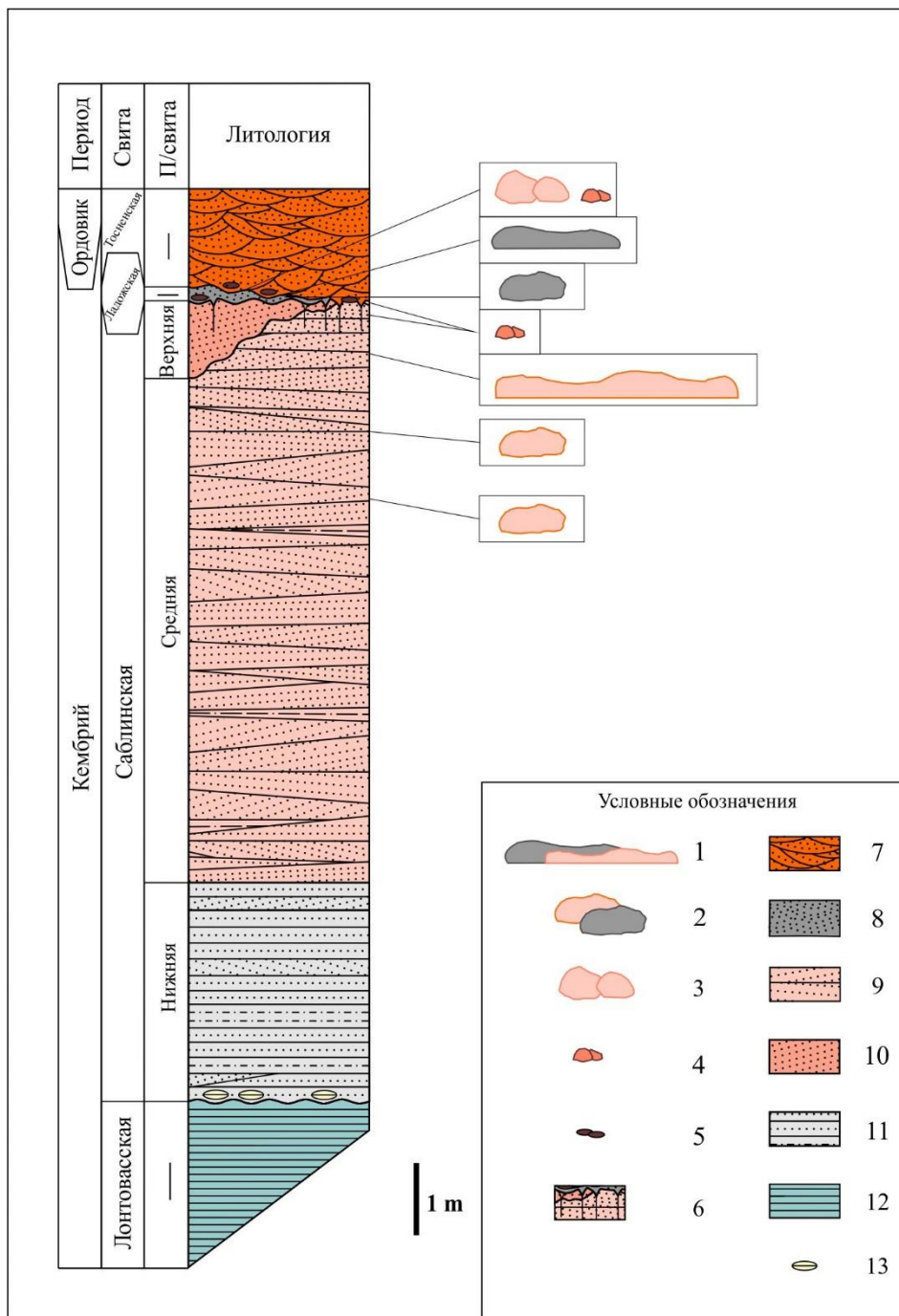


Рисунок 45. Сводная литологическая колонка кембро-ордовикской песчаной толщи со схематическим изображением встреченных по разрезу кварцитоподобных образований и различных сопутствующих им явлений. Условные обозначения: 1 - сетчатые внутриформационные тела кварцитоподобных песчаников, 2 - единичные линзовидные и пончиковобразные тела кварцитовидных песчаников, 3 - валуны слабосцементированных песчаников, 4 - слабосцементированные гальки, 5 - плотные гальки и валуны, 6 - трещины в кровле саблинской свиты, 7 - песчаники тосненской свиты, 8 - песчаники ладожской свиты, 9 - песчаники среднесаблинской подсвиты, 10 - песчаники верхнесаблинской подсвиты, 11 - песчаники нижнесаблинской подсвиты, 12 - глины, 13 - гальки лонтовасских глин

## 4.2. Результаты микроскопических исследований кварцитоподобных песчаников

Как уже было сказано ранее, в ходе работы песчинки вмещающих пород и сколки образцов кварцитоподобных образований были исследованы на сканирующем электронном микроскопе.

Просмотр зерен песчаников, слагающих вмещающие кварцитоподобные образования слабосцементированных толщи, показал, что на их поверхности повсеместно присутствуют химические микротекстуры: следы растворения и переосаждения кремнезема, которые представляют собой ямки травления, трещины растворения, и сопутствующие им следы регенерации и нарастание идиоморфных граней на поверхностях зерен (Рисунки 46–54).

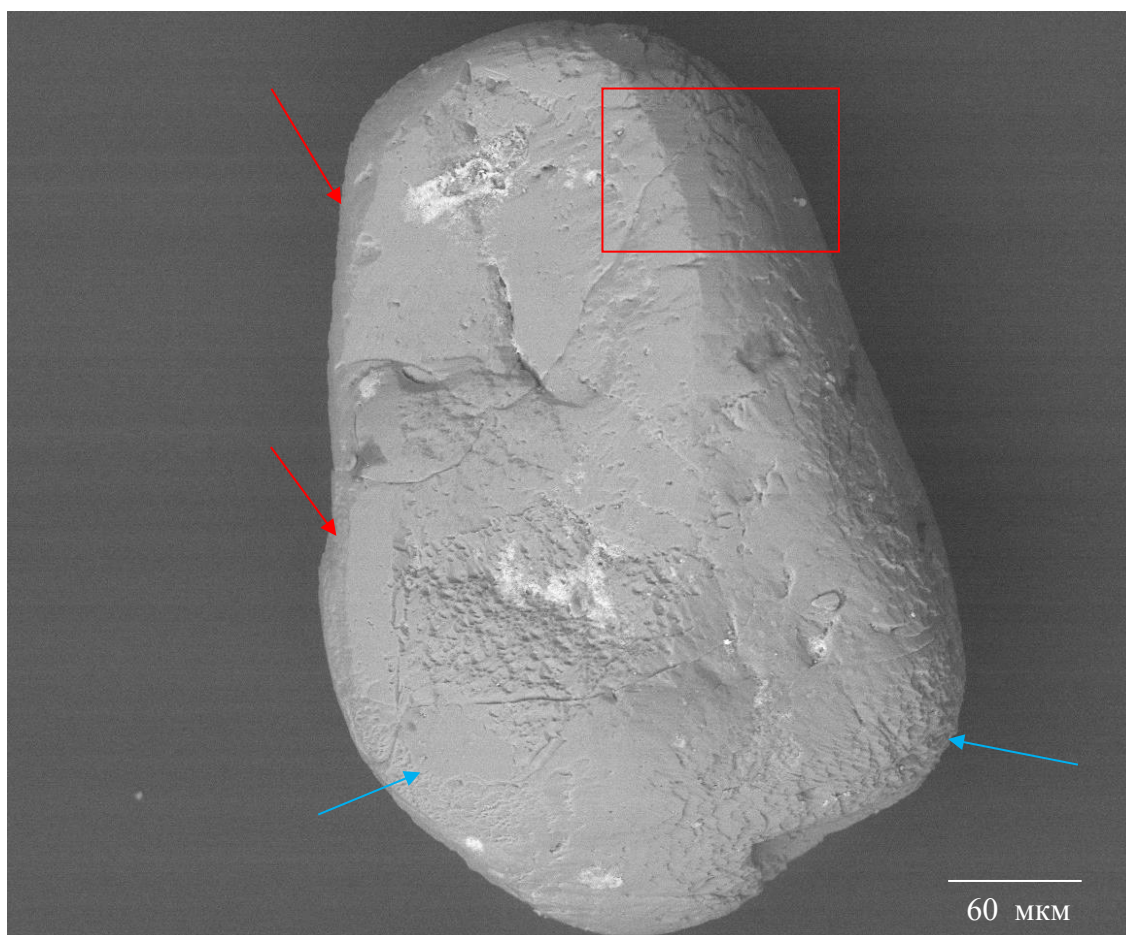


Рисунок 46. Микрофотография кварцевого зерна из песчаников саблинской свиты (место отбора – т.н. № 19). Здесь и далее: синие стрелочки указывают на следы растворения, красные стрелочки – на плоские поверхности зачатков новообразованных граней. Красный прямоугольник – область, показанная с увеличением на рисунке 47



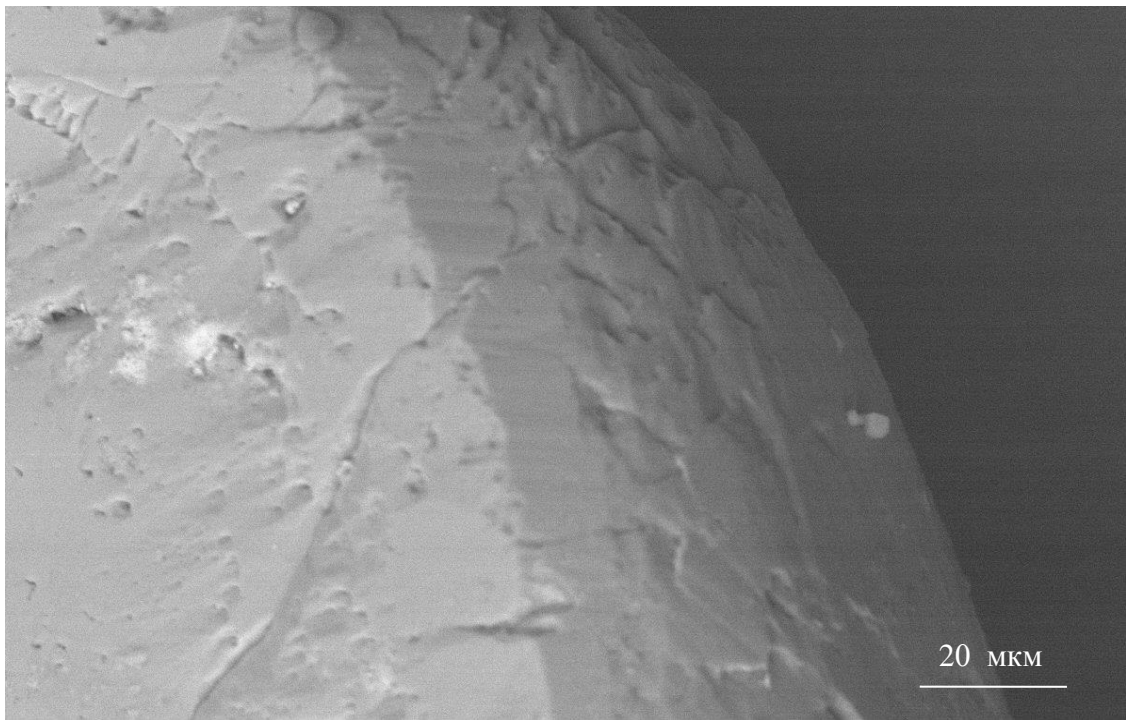


Рисунок 47. Зерно саблинской свиты (место отбора – т.н. № 19). На зерне отчетливо видно сочленение новообразованных граней кварца

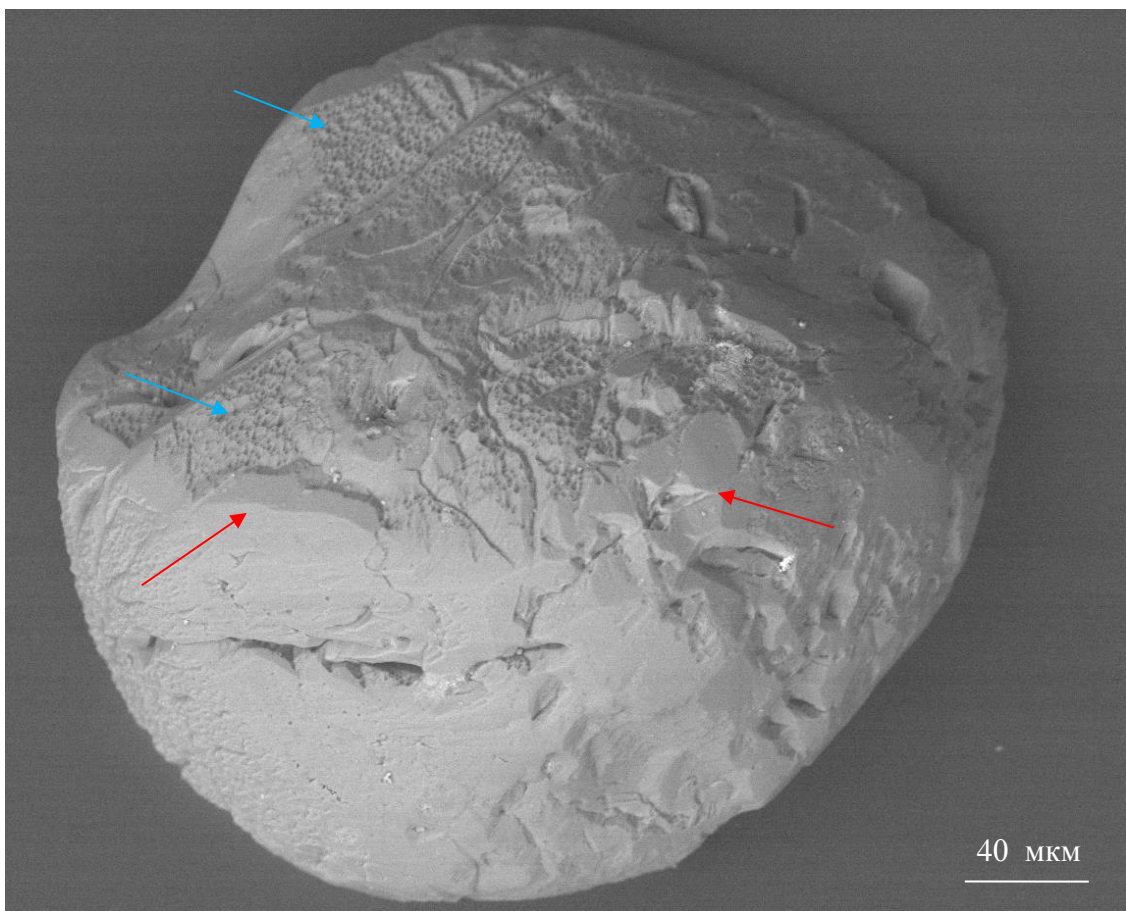


Рисунок 48. Зерно саблинской свиты (место отбора – т.н. №18). На поверхности зерна заметны ямки растворения и тут же присутствуют не до конца сформировавшиеся регенерационные грани синтаксиального кварца



Рисунок 49. Окатанное зерно песчаников ладожской свиты (место отбора – т.н. № 2, обнажение «Красные пески», левый берег р. Тосна). Красным прямоугольником выделен участок, показанный с большим увеличением на рисунке 50

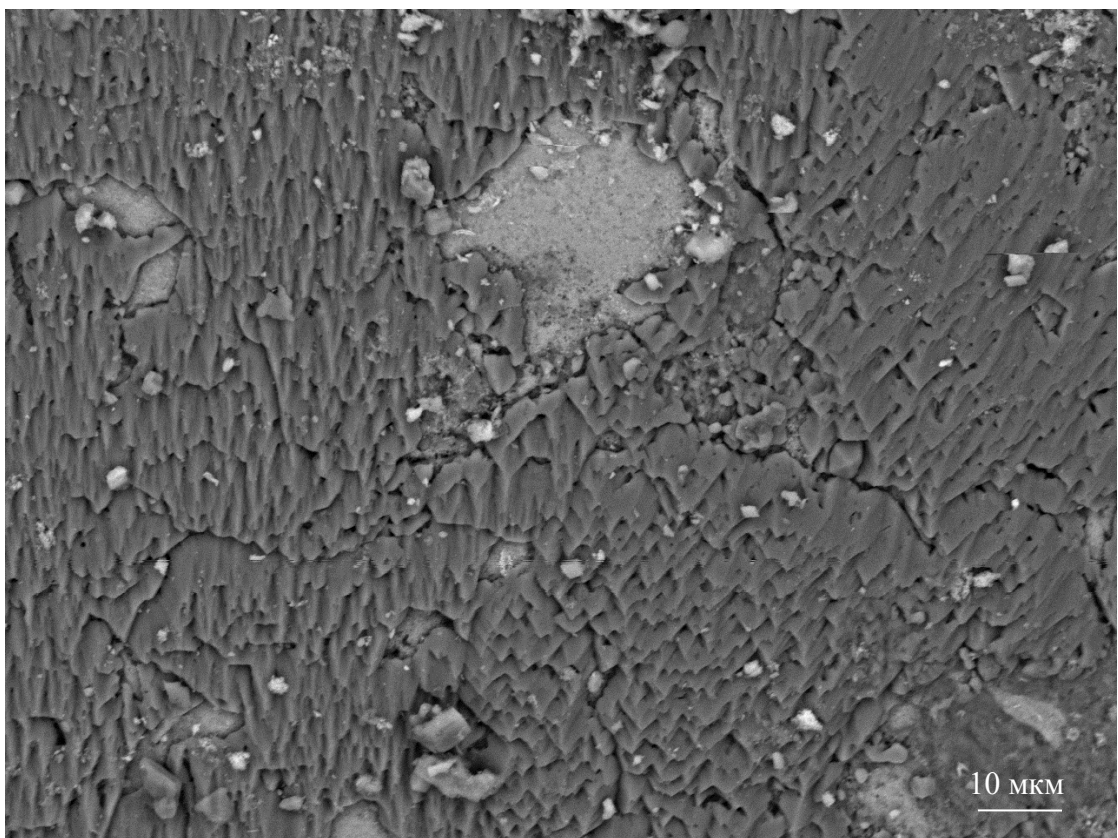


Рисунок 50. Следы растворения на поверхности песчинки из ладожской свиты. Т.н. № 2, обнажение «Красные пески», левый берег р. Тосна

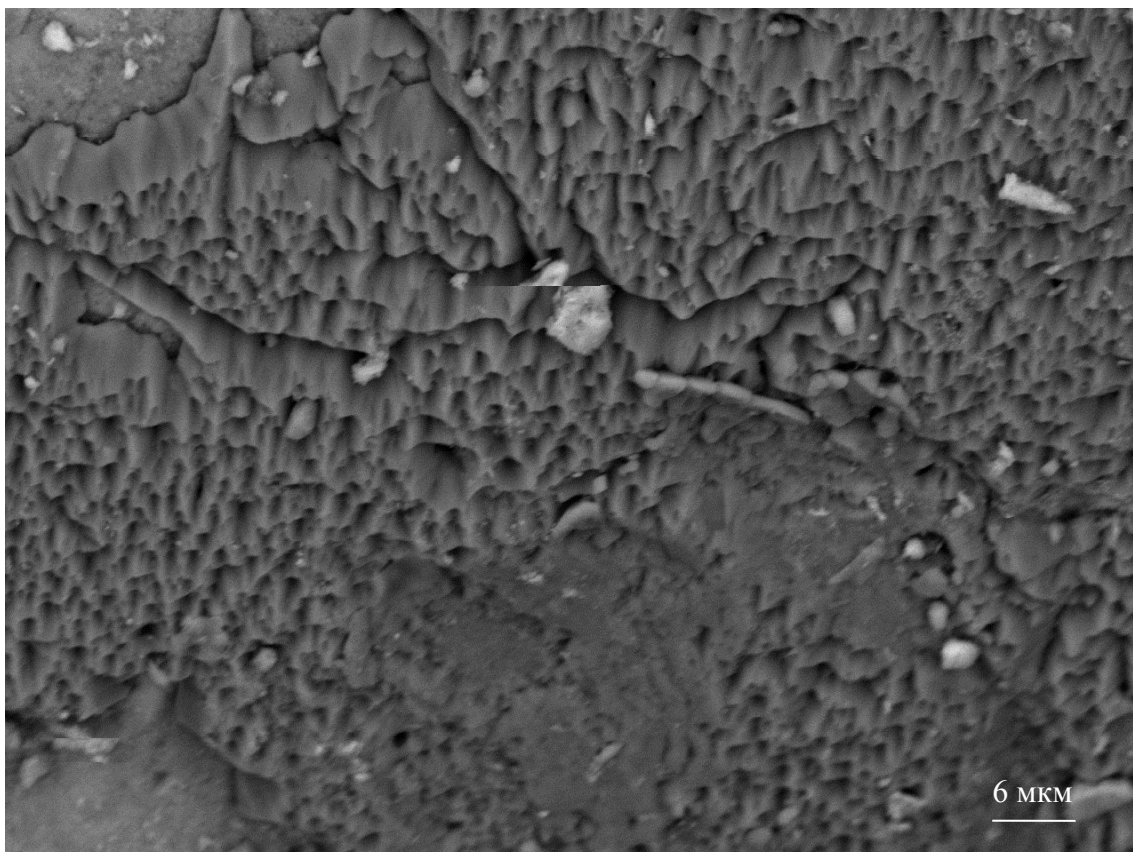


Рисунок 51. Следы растворения на поверхности песчинки из ладожской свиты. Место отбора – т.н. № 2, обнажение «Красные пески», левый берег р. Тосна

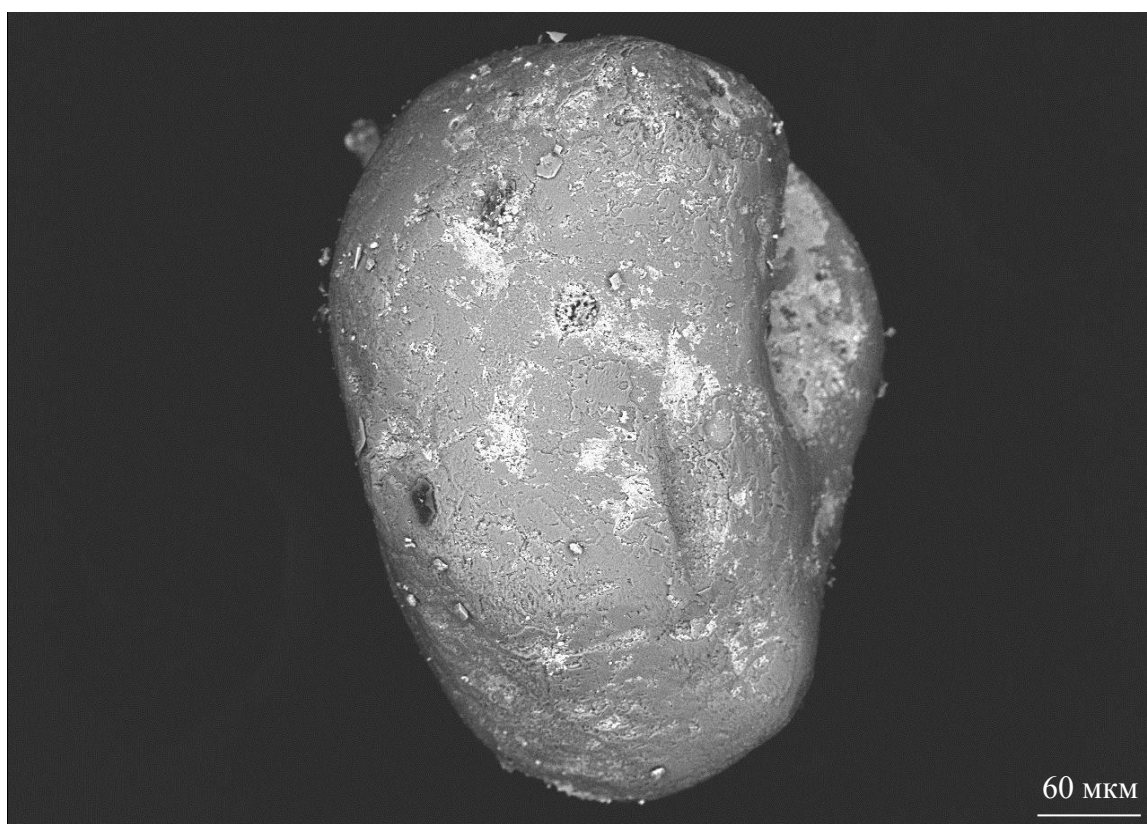


Рисунок 52. Микрофотография зерна тосненской свиты. Поверхность зерна «изъедена» многочисленными следами растворения. Место отбора – т.н. №8, р. Банный, левый берег, 50 м выше устья

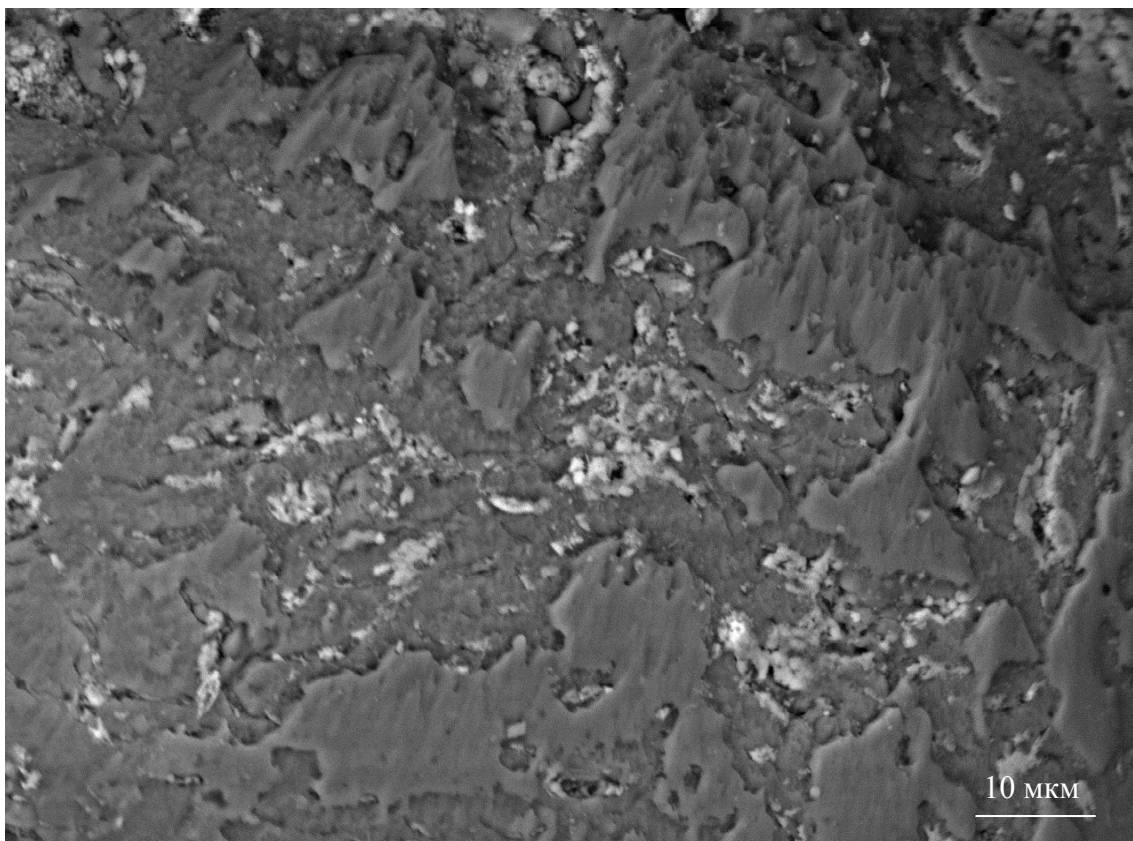


Рисунок 53. Следы растворения несформировавшихся новообразованных граней на поверхности зерна тосненской свиты. Место отбора – т.н.№ 8, р. Банный, левый берег, 50 м выше устья

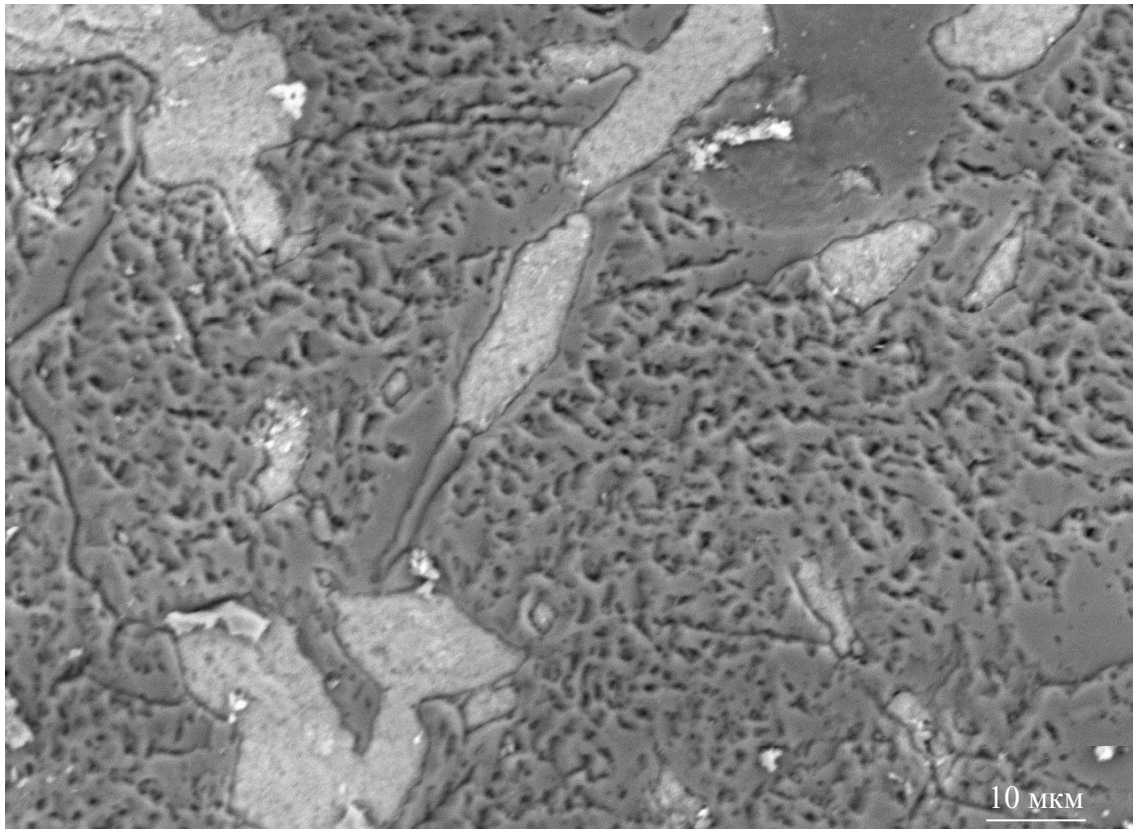


Рисунок 54. Следы растворения несформировавшихся новообразованных граней на поверхности зерна тосненской свиты. Место отбора – т.н.№ 8, р. Банный, левый берег, 50 м выше устья

Образцы как внутриформационных тел кварцитовидных песчаников, так и галек обоих типов также были изучены под электронным микроскопом.

Ниже приведены фото сколков из внутриформационных тел кварцитовидных песчаников, встречающихся внутри песчаной кембро-ордовикской последовательности (Рисунки 55–66).

Хорошо видно, что на первично окатанных обломочных зернах песчаника narосли новообразованные грани кварца. Заполнение пустотного пространства между зернами, в той или иной степени, всегда неполное. Нетрудно заметить, что на первичных обломочных зернах также присутствуют микротекстуры растворения (мелкоямчатые поверхности), которые видны в местах соприкосновения песчинок.

Можно также отметить различную степень цементации, которая отражается на прочности кварцитовидных песчаников в обнажении. В центральных частях песчаники довольно крепкие, трудно раскалывающиеся – об этом говорит их хорошая цементация, а в периферийных – действие процессов растворения преобладало над регенерацией, следовательно, они менее сцементированные и крепкие.

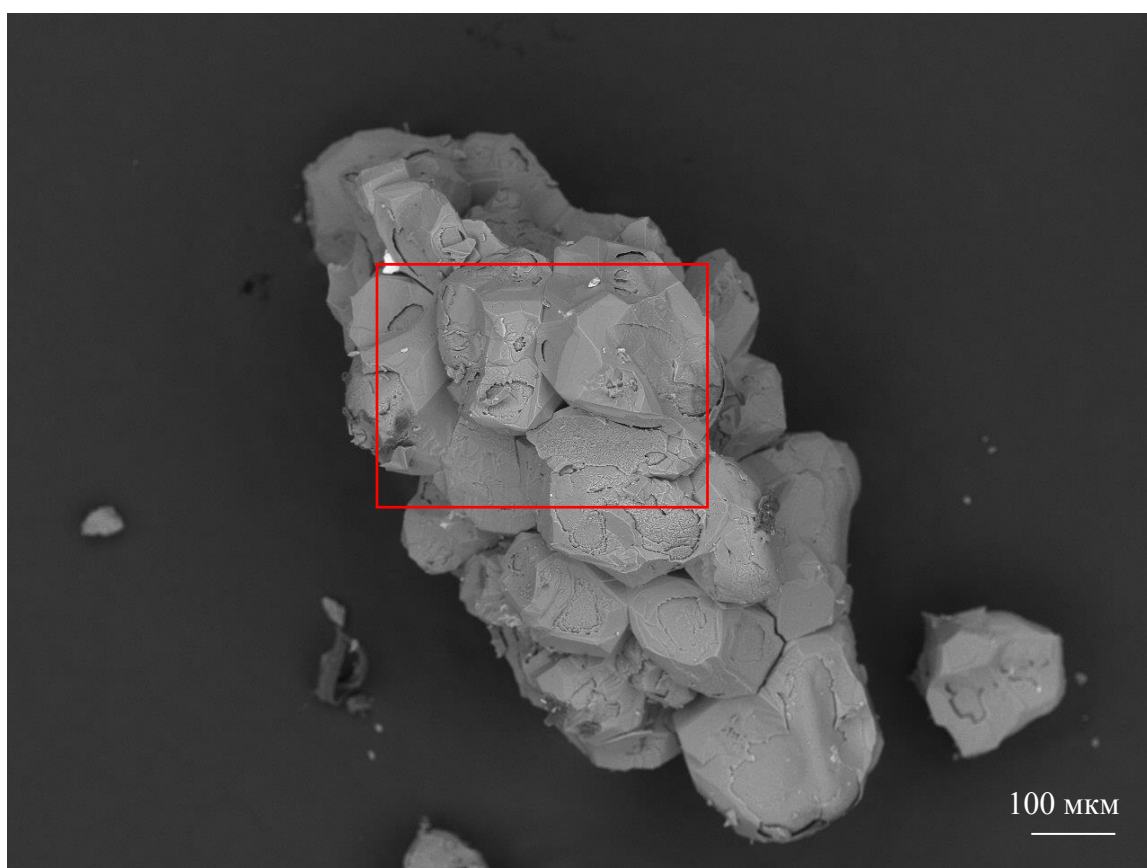


Рисунок 55. Сколок внутриформационного тела кварцитоподобного песчаника из толщи среднесаблинской подсвиты. Хорошо заметны новообразованные грани и остатки порового пространства. Место отбора – т.н. № 3, левый берег р. Тосна. Красным прямоугольником показан участок увеличения – рисунок 56

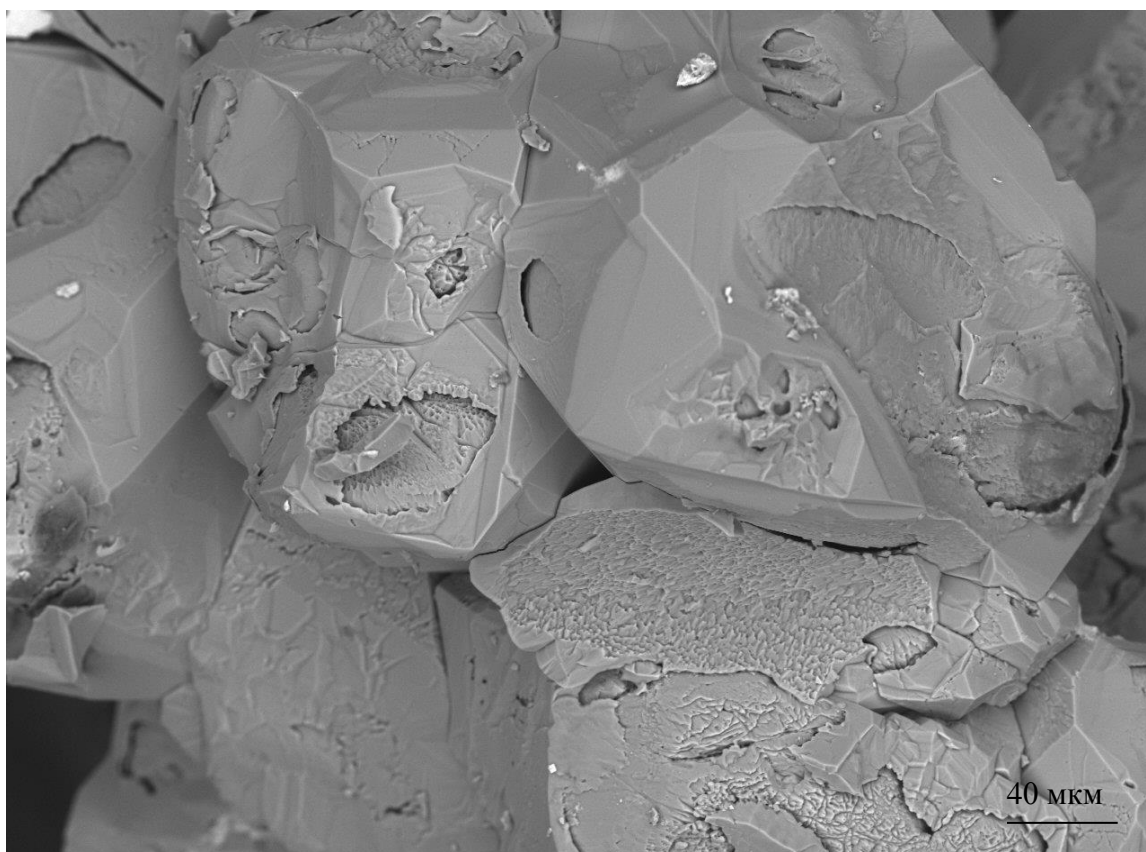


Рисунок 56. Сколок образца тела кварцитоподобного песчаника. Видны остатки порового пространства между нарощими гранями. Под новообразованной гранью, на поверхности зерна видны характерные для зерен ямки растворения

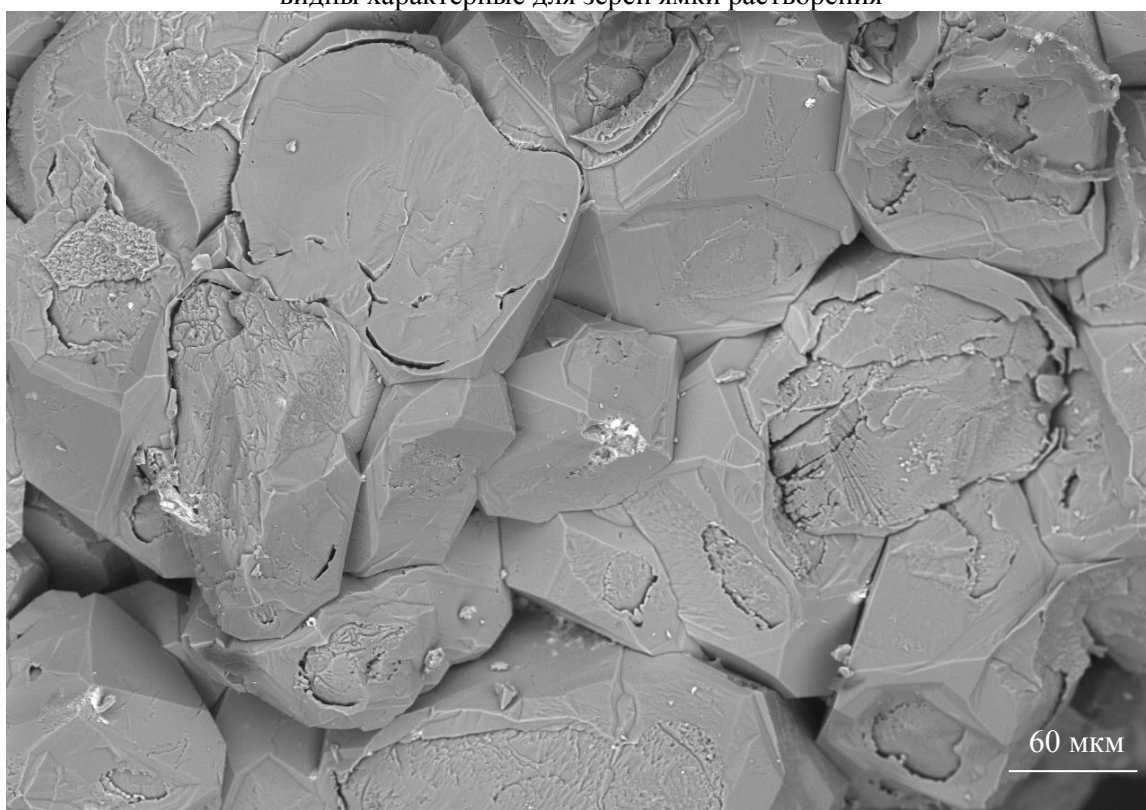


Рисунок 57. Сколок внутриформационного тела кварцитоподобного песчаника из среднесаблинской подсвиты. Наблюдаются остатки порового пространства между нарощими гранями

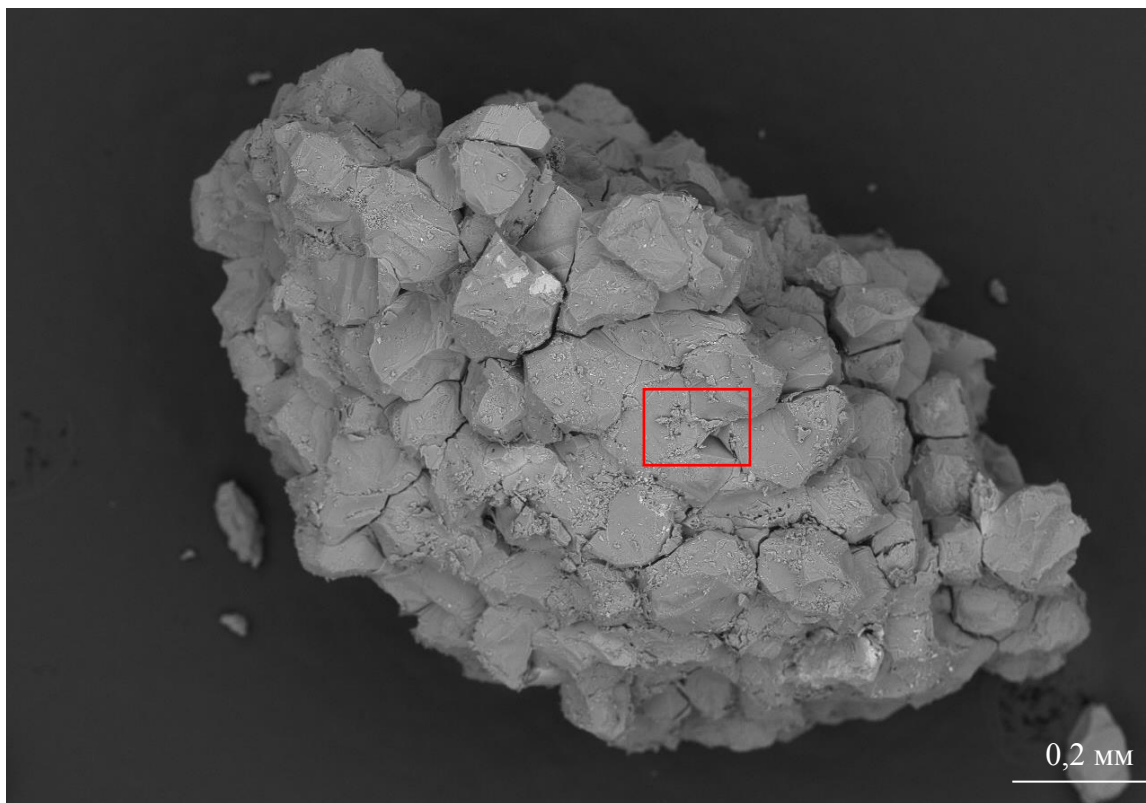


Рисунок 58. Сколок внутриформационного кварцитоподобного песчаника из ладожской свиты. Видны остатки порового пространства между нарощими гранями. Место отбора – т.н. 11, левый берег р. Тосна. Красным прямоугольником показан участок увеличения – рисунок 59

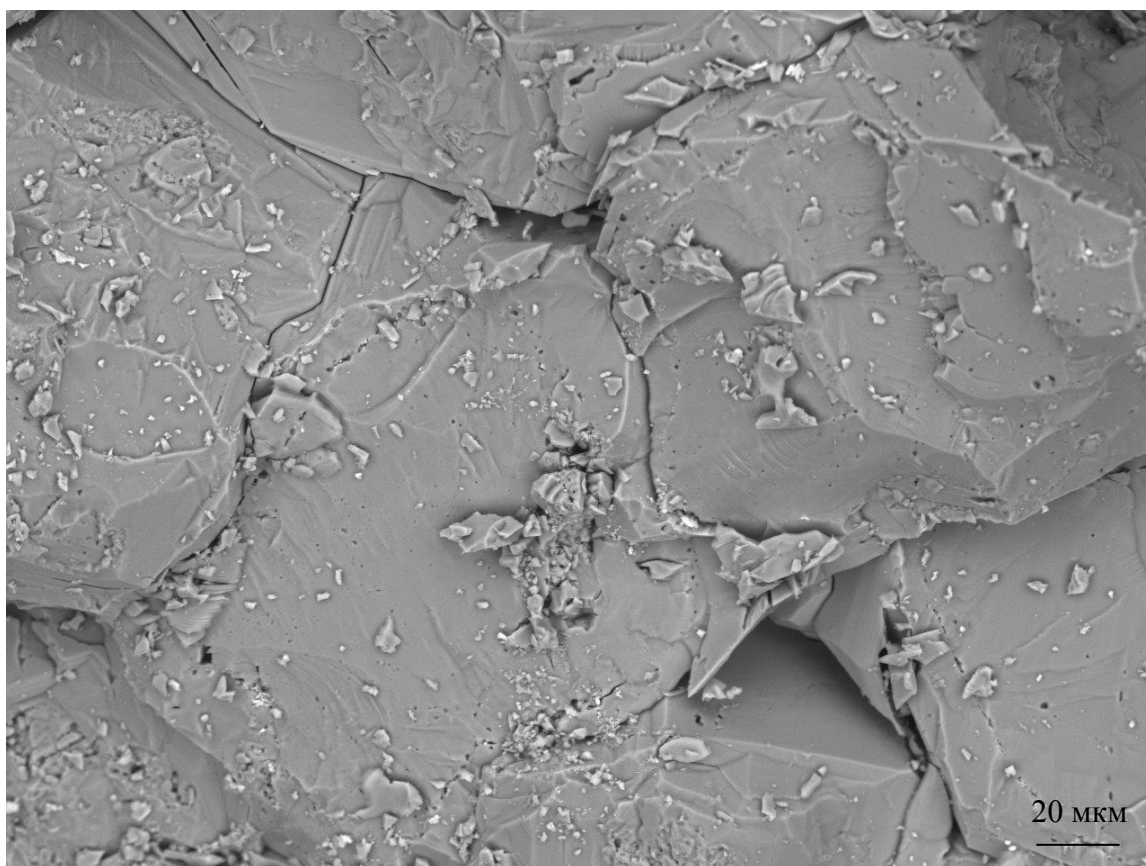


Рисунок 59. Сколок образца кварцитоподобного песчаника из ладожской свиты. Видны остатки порового пространства между нарощими гранями и места сочленения новообразованных граней

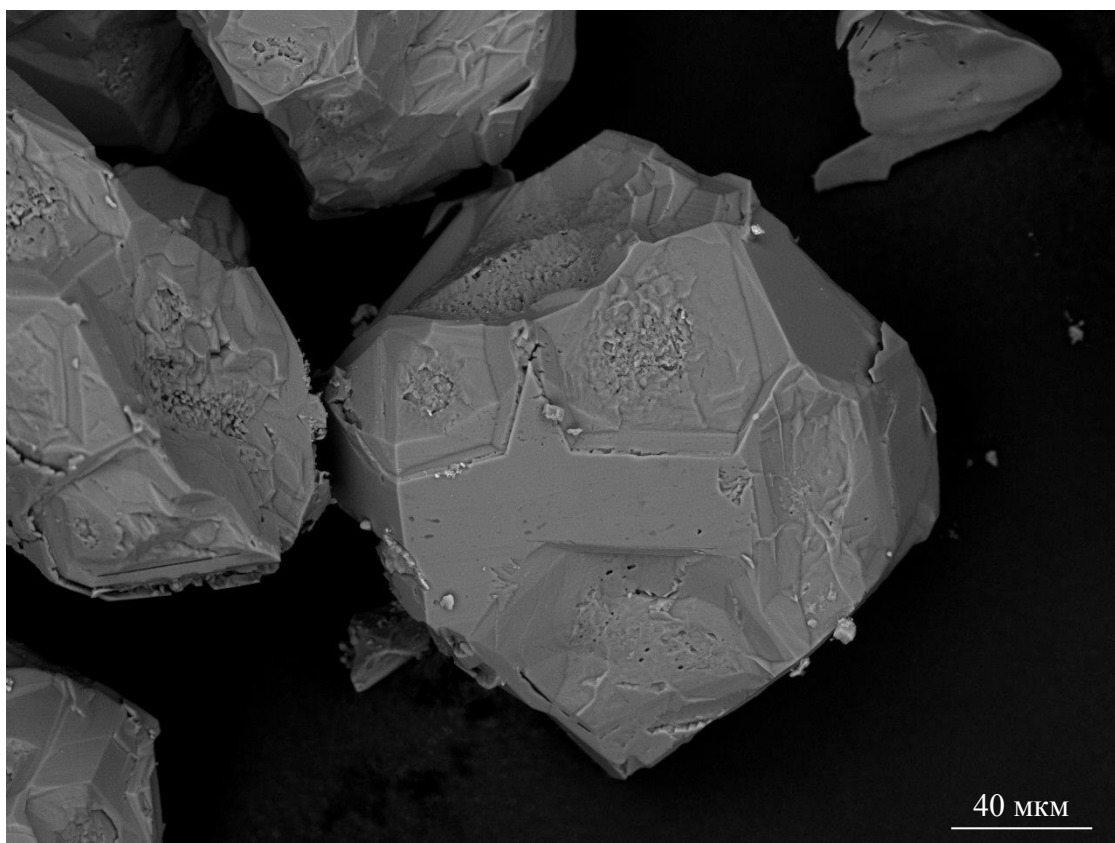


Рисунок 60. Песчинка из внутриформационного тела кварцитоподобного песчаника из ладожской свиты с почти полностью регенерированными гранями и отпечатками соседних кристаллов. Место отбора – т.н. 11, левый берег р. Тосна

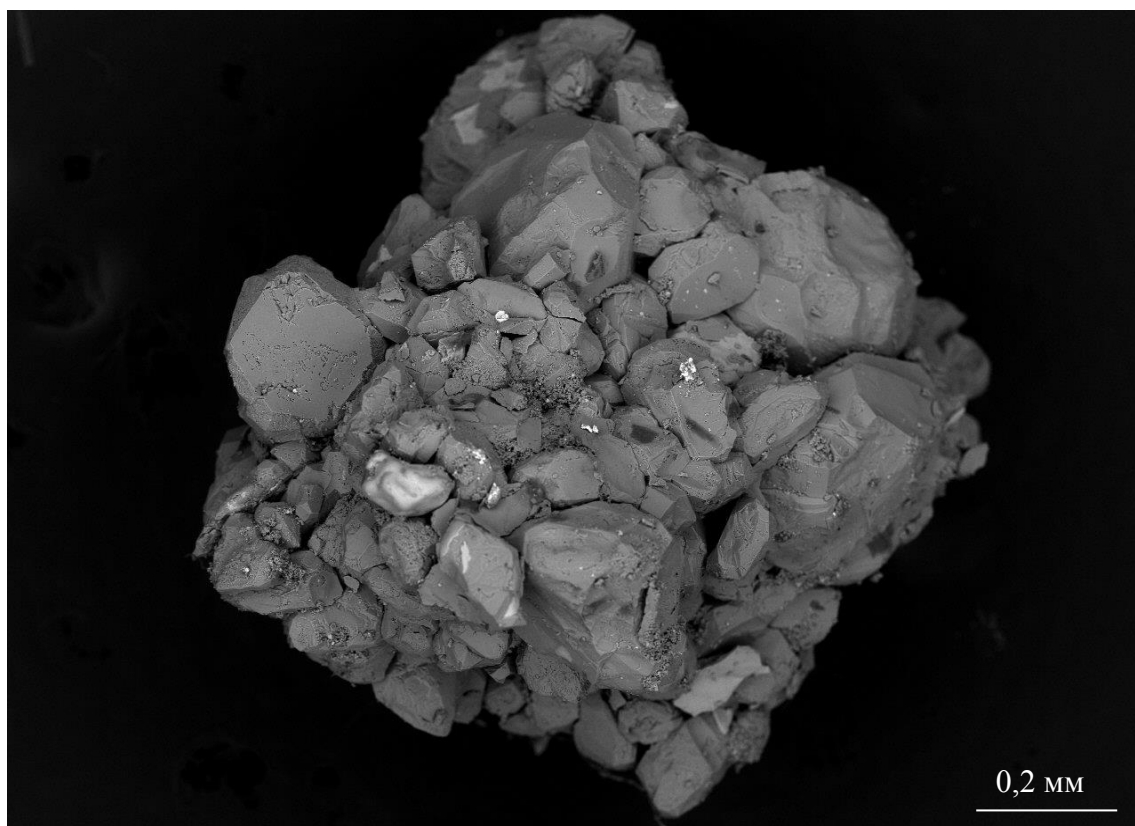


Рисунок 61. Сколок внутриформационного тела кварцитоподобного песчаника из ладожской свиты. Видны остатки порового пространства между нарощими гранями. Место отбора – т.н. 16, правый берег р. Тосна



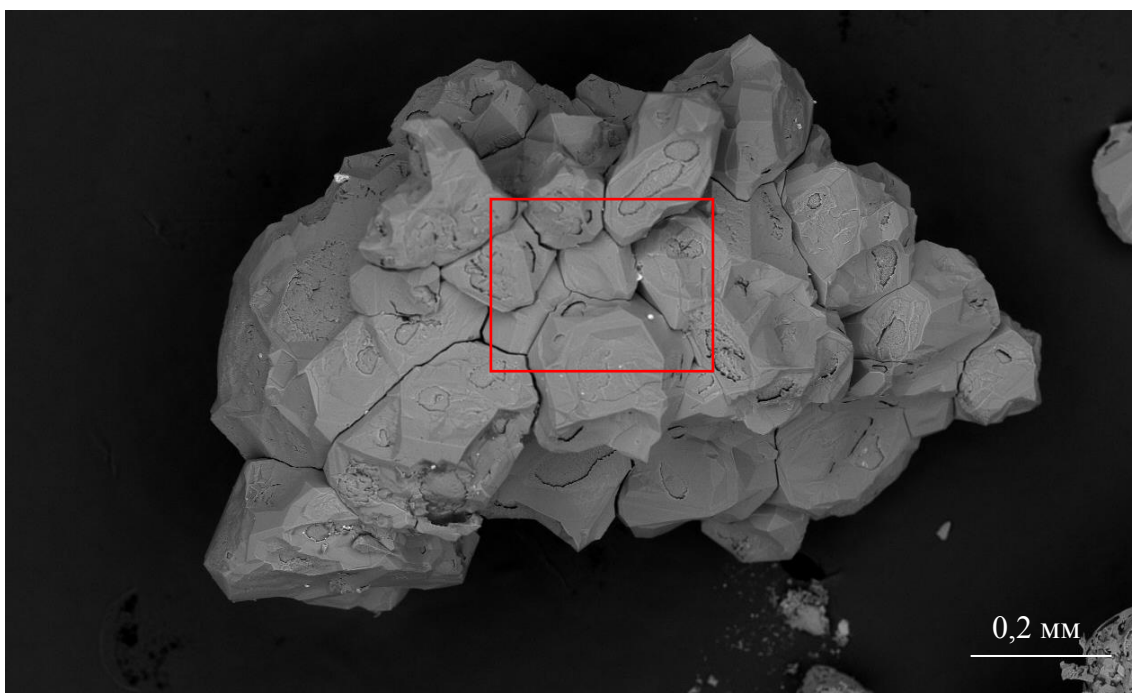


Рисунок 62. Сколок внутриформационного тела кварцитоподобного песчаника из среднесаблинской подсвиты. Место отбора – т.н. № 3, левый берег р. Тосна. Наблюдается практически полное заполнение порового пространства вторичным кварцевым цементом. Красным прямоугольником показано место увеличения – рисунок 62

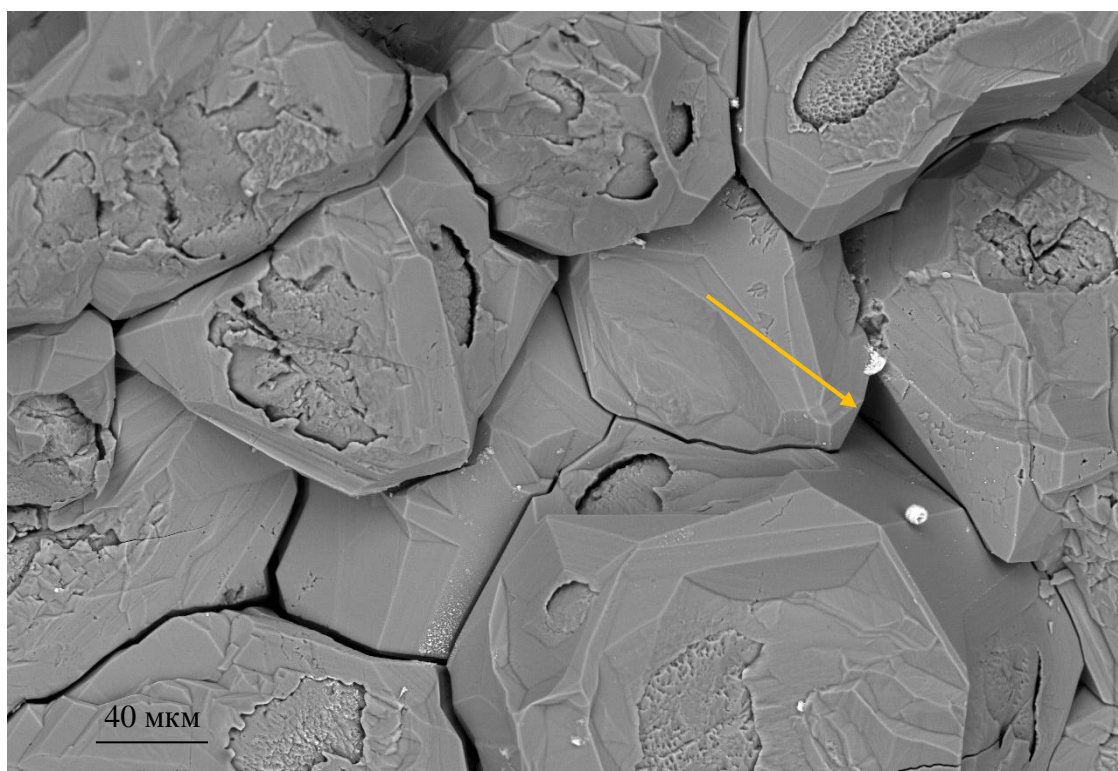


Рисунок 63. Сколок внутриформационного тела кварцитоподобного песчаника из среднесаблинской подсвиты. Место отбора – т.н. № 3, левый берег р. Тосна. Наблюдается практически полное заполнение порового пространства вторичным кварцевым цементом

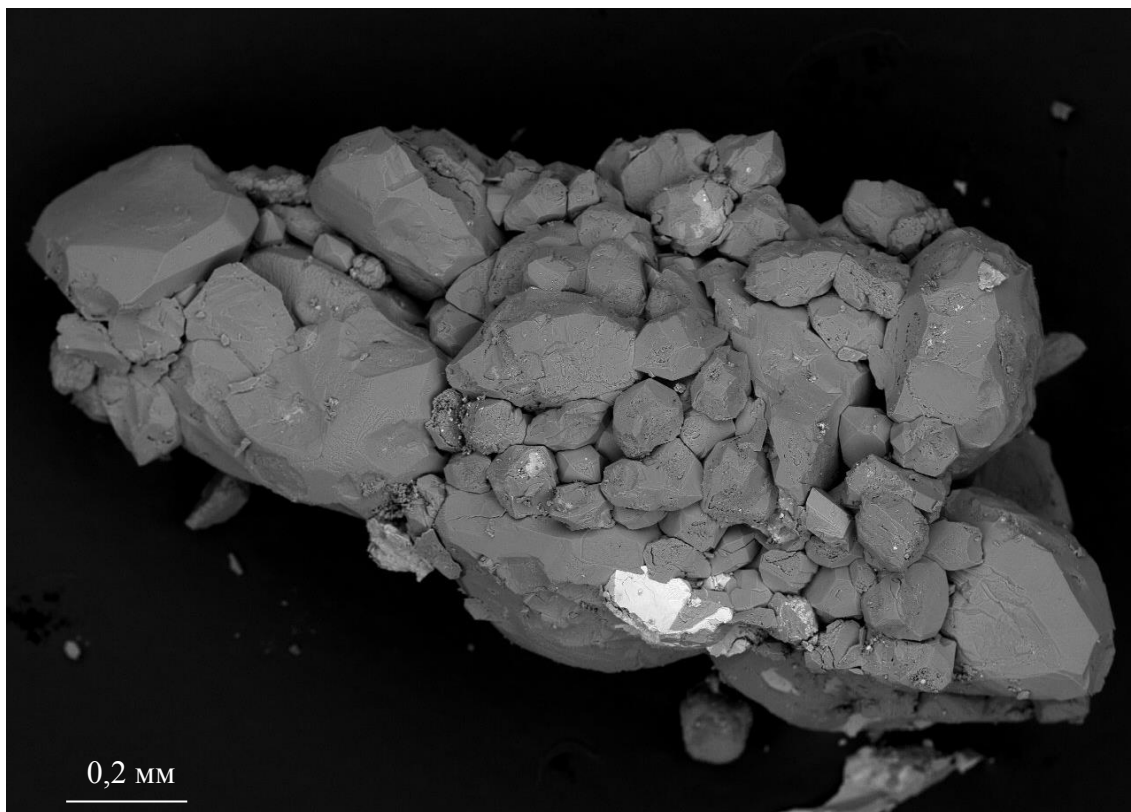


Рисунок 64. Сколок внутриформационного тела кварцитоподобного песчаника из ладожской свиты. Наблюдаются ограниченные регенерационные зерна и при этом большой объем остаточного порового пространства. Место отбора – т.н. 16, правый берег р. Тосна

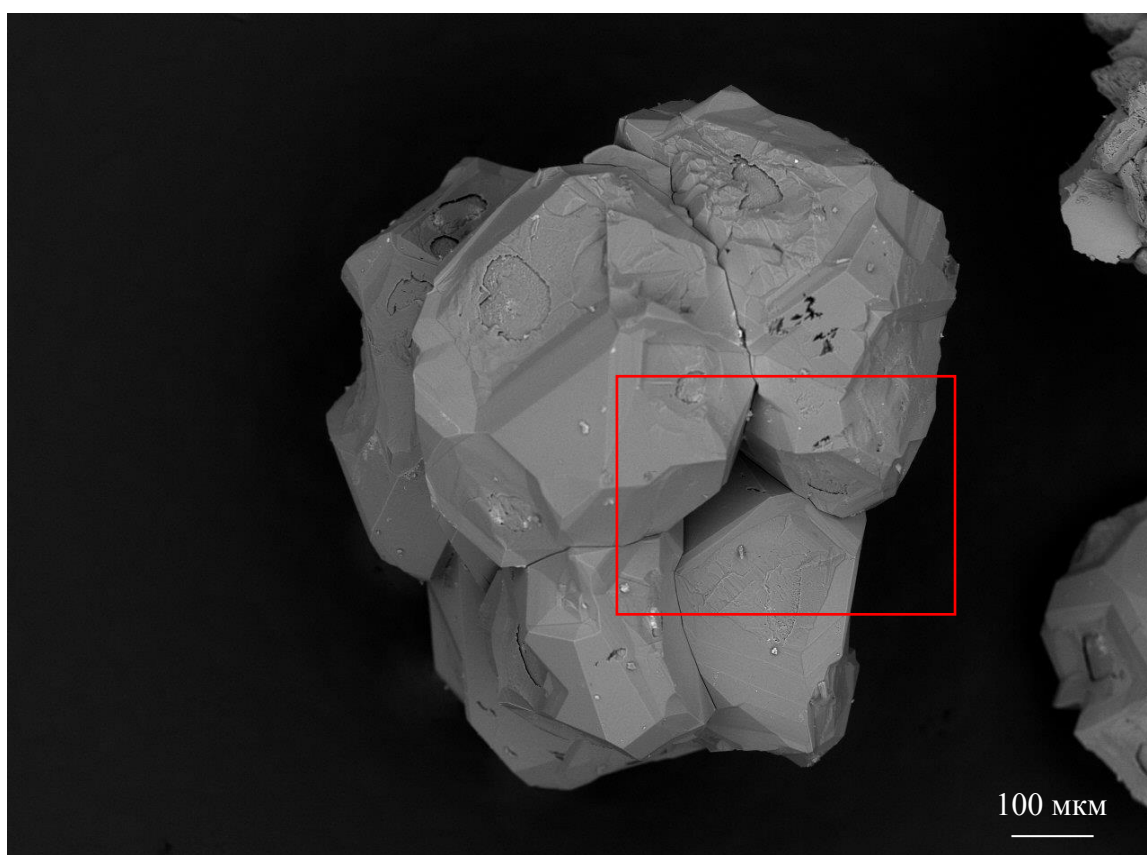


Рисунок 65. Сколок внутриформационного тела кварцитовидного песчаника из верхней части саблинской свиты. Место отбора – т.н. 13, русло р. Тосна. Красным прямоугольником показано место увеличения – рисунок 65

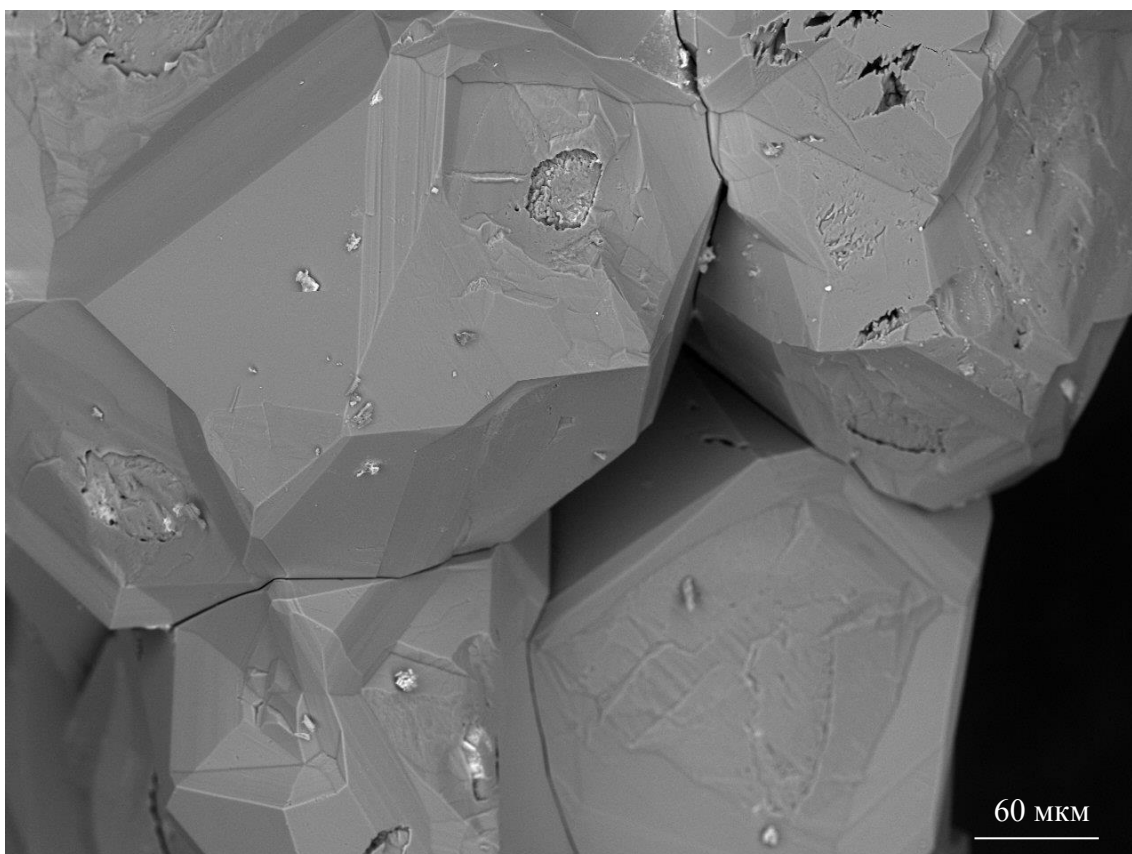


Рисунок 66. Сколок внутриформационного тела кварцитоподобного песчаника из верхней части саблинской свиты. Место отбора – т.н. 13, русло р. Тосна

Ниже представлены фотографии сколков прочносцементированных бурых галек, отобранных с различных уровней кембро-ордовикской песчаной толщи (граница саблинской и ладожской свит, подошва тосненской свиты). Сколки были отобраны как из центральных плотных частей галек, так и с внешней поверхности, пропитанной бурым минералом.

На фотографиях сколков из центральных частей галек видно, что кварцевый цемент заполнил практически все поровое пространство внутри песчаников (Рисунки 67 – 77).

На фотографиях сколков с внешних поверхностей галек видны многочисленные обрастания зерен и поверхности порового пространства тонкими микрористаллическими пленками и отдельными микрористаллами, которые выглядят белыми при исследовании на СЭМ. Согласно данным микрозондового анализа (рисунок 78) эти кристаллы представляют собой не что иное, как кристаллы фторапатита. Вторичное заполнение оставшегося пустотного пространства могло происходить в условиях перемыва и переотложения галек кварцитовидных песчаников в насыщенных фосфорсодержащими растворами прибрежных водах.

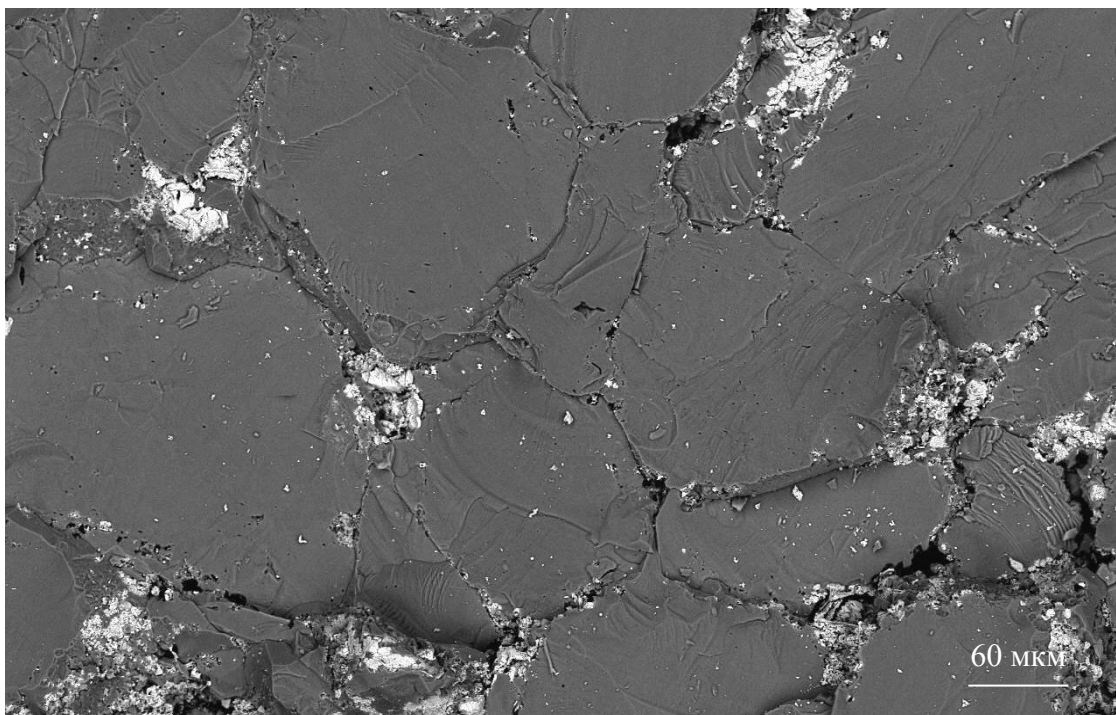


Рисунок 67. Сколок из центральной части бурой гальки кварцитоподобных песчаников. Наблюдаются небольшие поры, оставшиеся после регенерации кварцевых зерен заполнены кристалликами апатита. Галька отобрана в основании ладожской свиты. Т.н. № 2, обнажение «Красные пески», левый берег р. Тосна

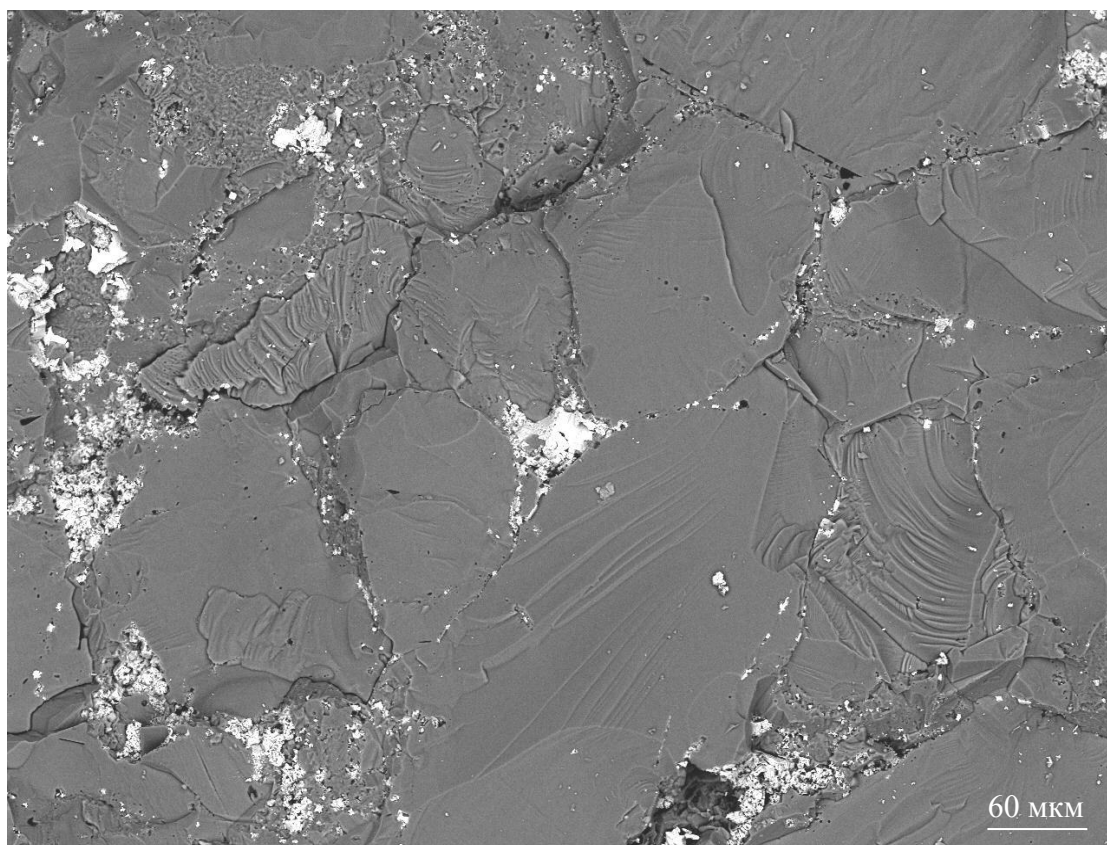


Рисунок 68. Сколок из центральной части бурой гальки кварцитоподобных пород. Небольшие поры, оставшиеся после регенерации кварцевых зерен заполнены кристалликами апатита. Галька отобрана в основании ладожской свиты. Т.н. № 2, обнажение «Красные пески», левый берег р. Тосна

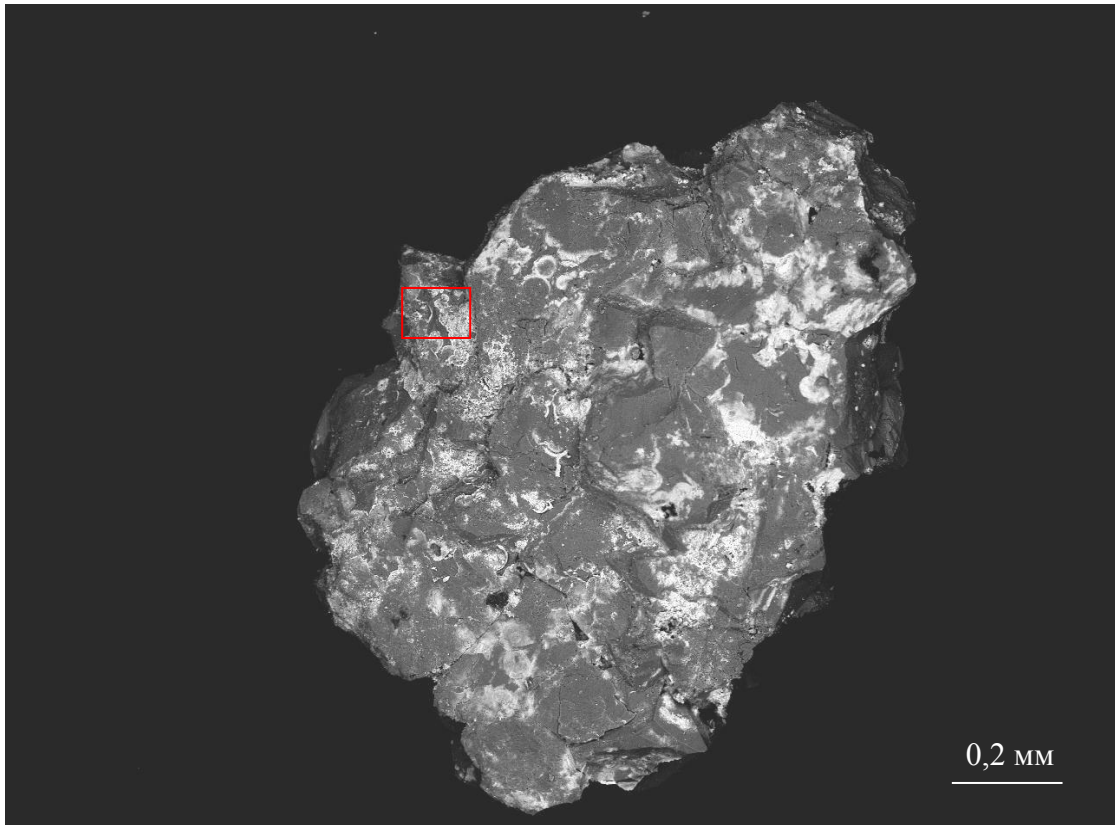


Рисунок 69. Сrostок зерен, выколотый из центральной части гальки кварцитоподобного песчаника. На поверхностях зерен видны выделения вторичного фосфатного цемента (светлые участки). Основание ладожской свиты. Левый берег р. Тосна, 20 м выше по течению от т.н. 12. Красным прямоугольником показано место увеличения

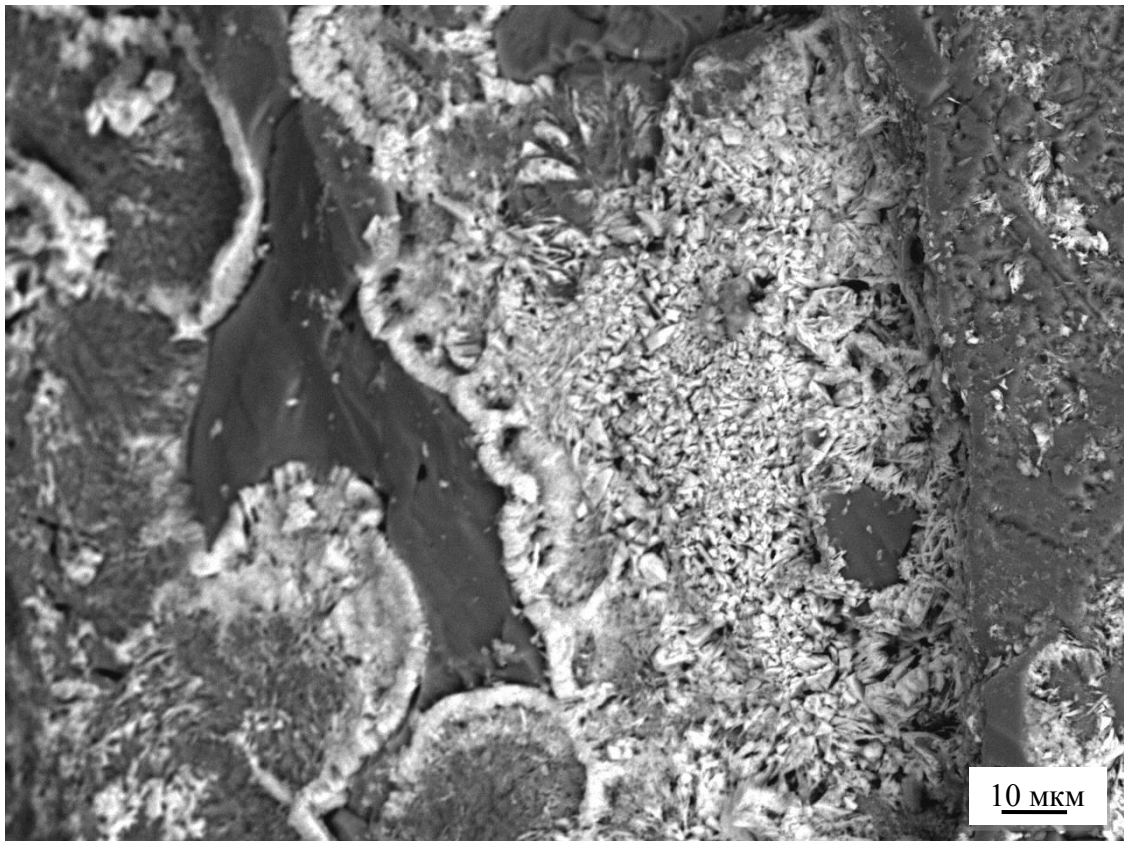


Рисунок 70. Увеличенный фрагмент сколка, изображенного на рисунке 68; хорошо различимы тонкие пленки, сложенные микрокристаллами апатита

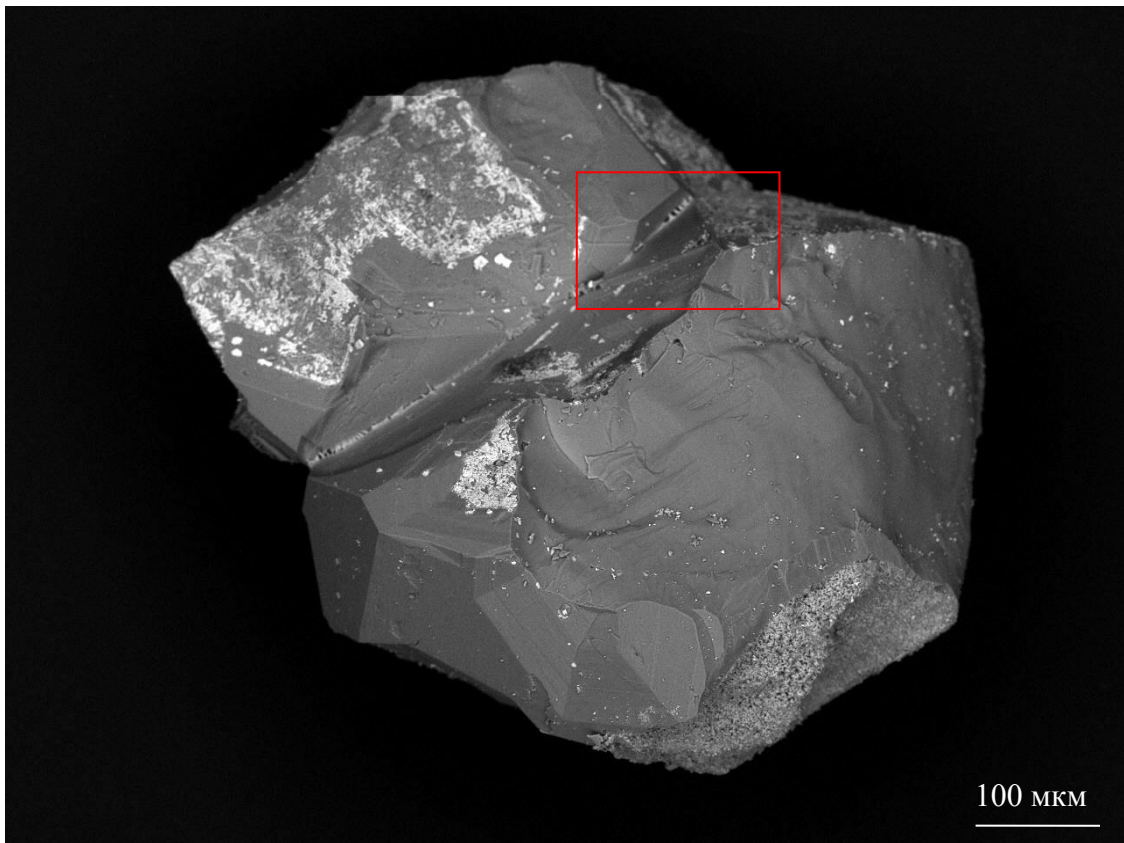


Рисунок 71. Сросток двух зерен кварцитоподобных песчаников из центральной части гальки. На поверхности зерен и на стыке выросших граней кварца виден вторичный фосфоритовый цемент. Галька из основания ладожской свиты, т.н. № 2, левый берег р. Тосна, обнажение «Красные пески». Красным прямоугольником показан участок увеличения – рисунок 71

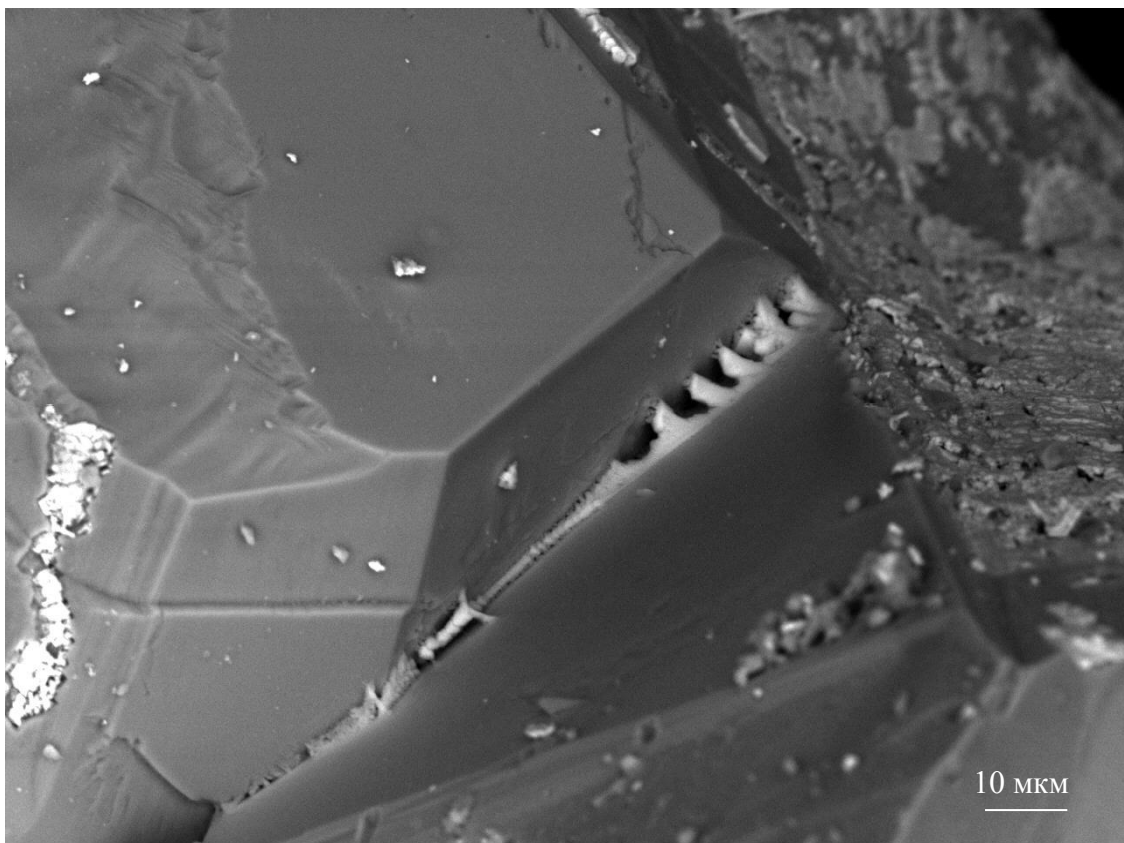


Рисунок 72. Увеличенный фрагмент сколка, изображенного на рисунке 70

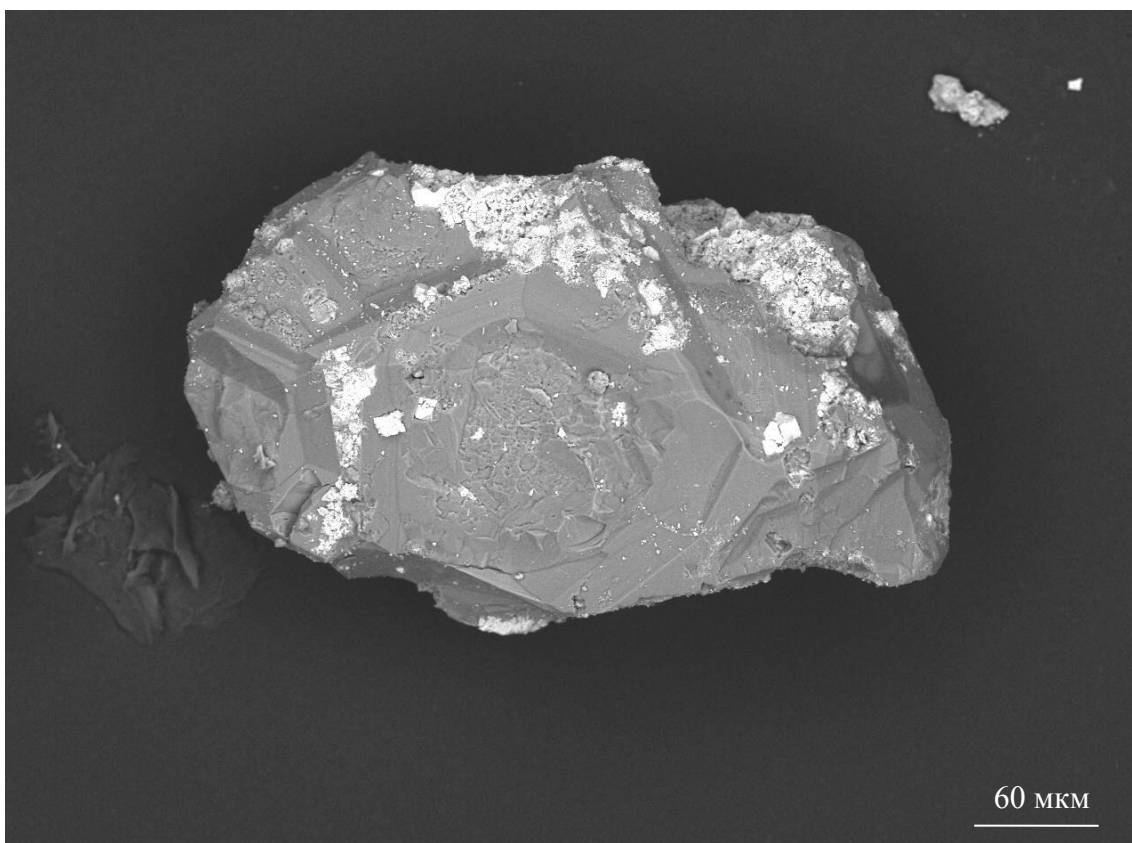


Рисунок 73. Регенерированное зерно кварца, с пятнами вторичного фосфоритового цемента.  
Левый берег р. Тосна, 20 м выше по течению от т.н. 12

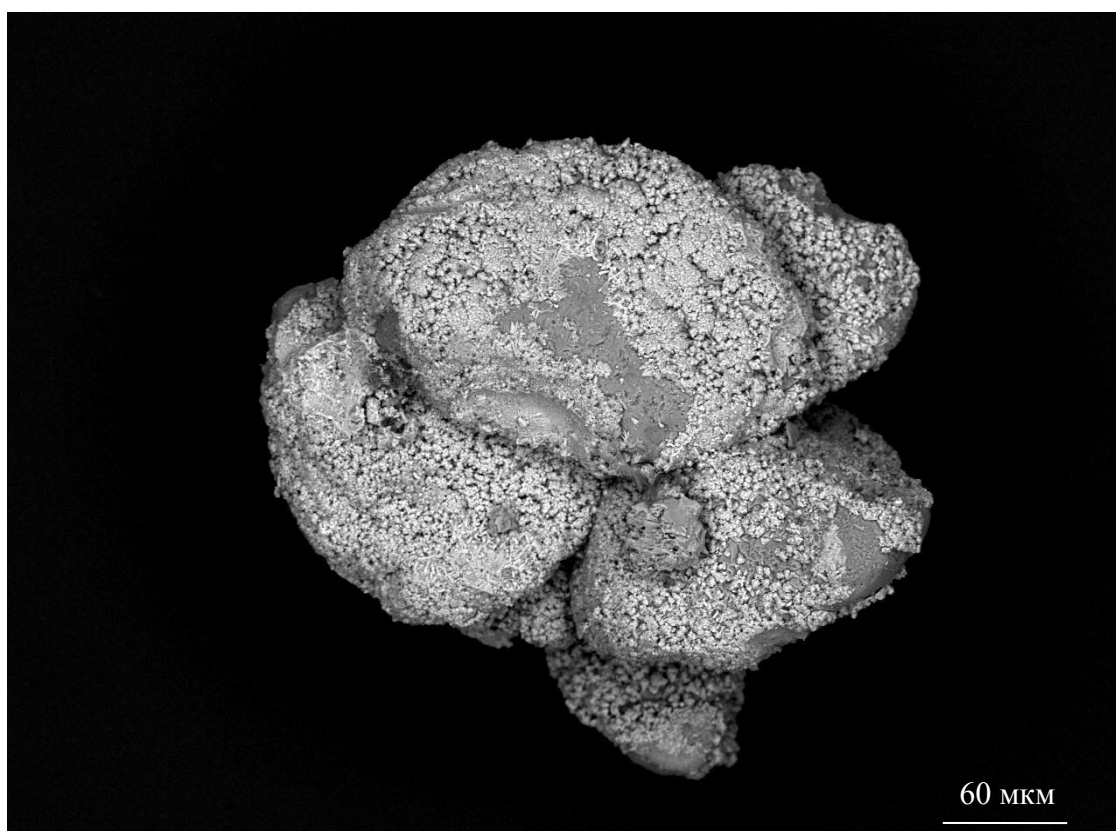


Рисунок 74. Сросток зерен из внешней части гальки кварцитоподобного песчаника. Хорошо видна корочка вторичного фосфоритового цемента. Т.н. № 5, левый берег р. Тосна

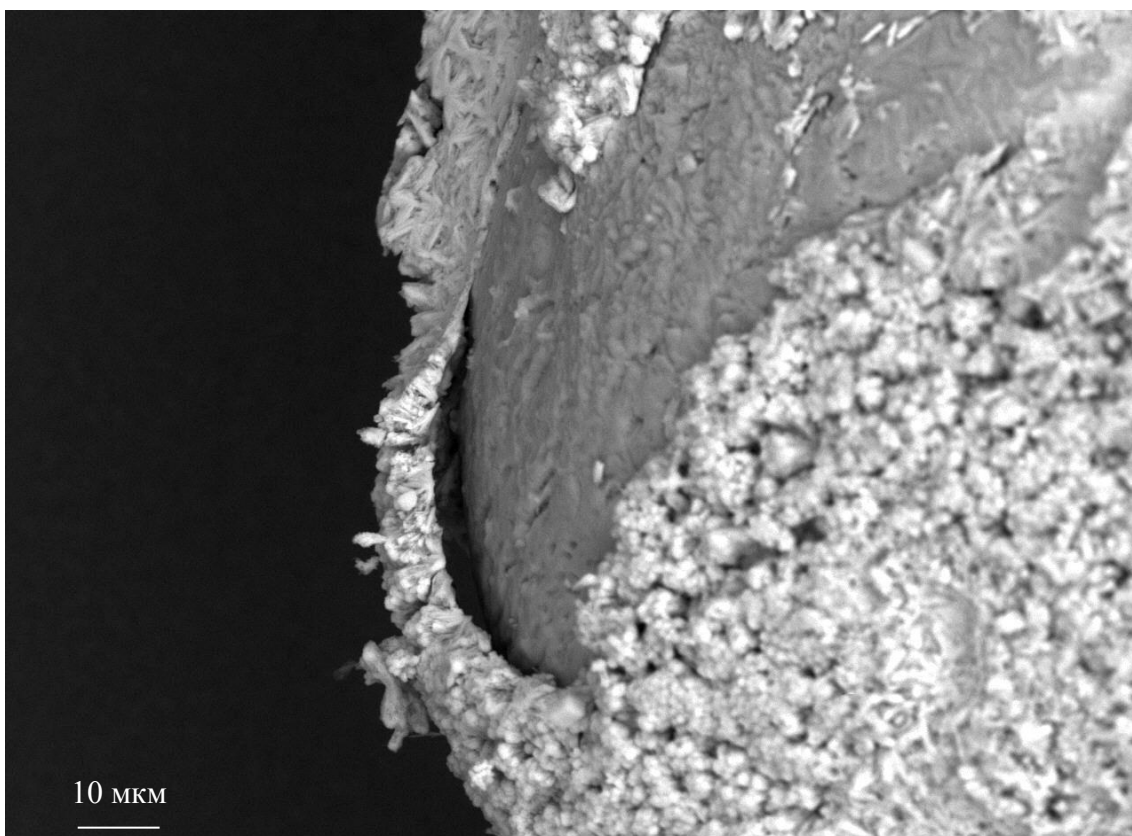


Рисунок 75. Сколок с внешней поверхности гальки. Край песчаного зерна с микрокристаллической корочкой фосфоритового цемента. Т.н. № 5, левый берег р. Тосна

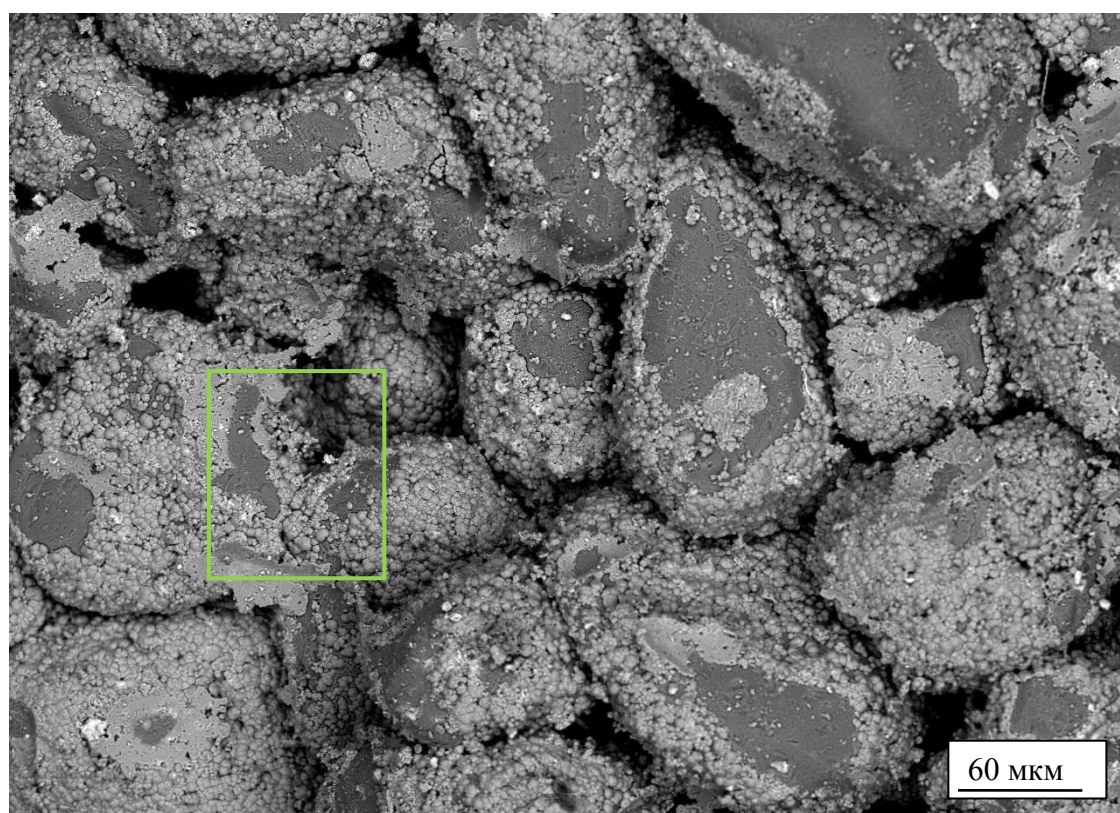


Рисунок 76. Сросток обломочных зерен кварца с вторичным фосфоритовым цементом, обрастающим зерна. Зеленым прямоугольником выделено «окно» в цементе, образовавшееся на месте точечного соприкосновения зерен. Т.н. № 12, левый берег р. Тосна, контакт среднесаблинской и ладожской свит



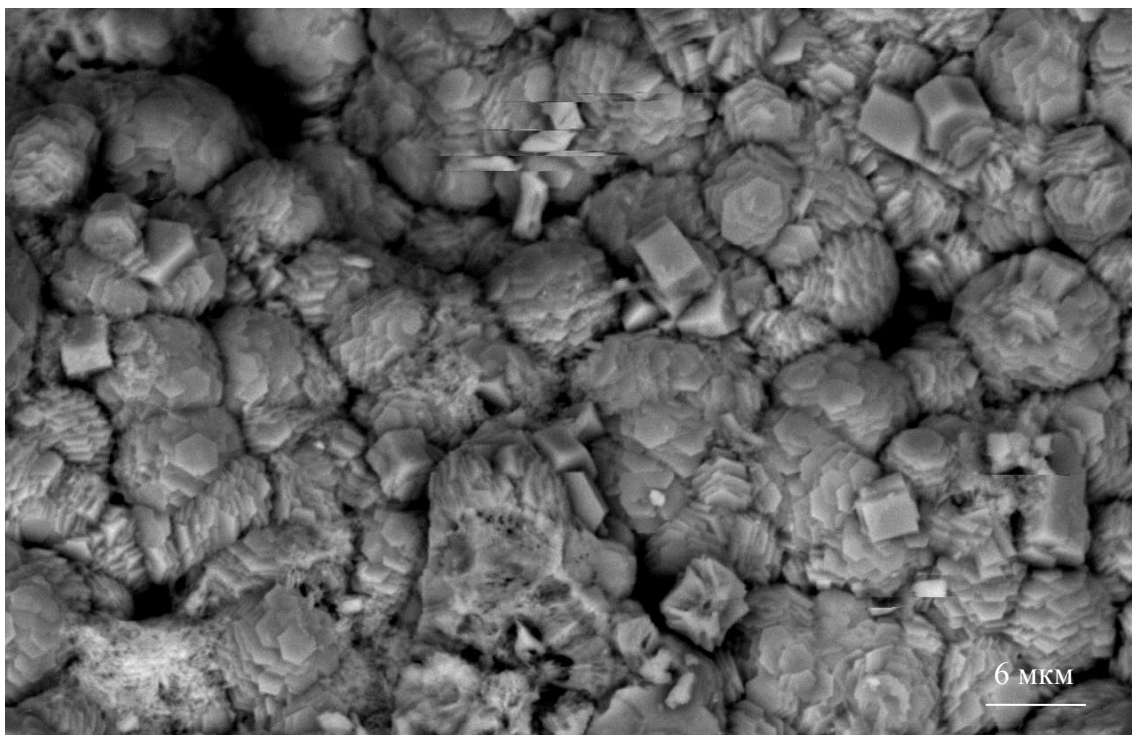


Рисунок 77. Микрокристаллическая структура вторичного фосфоритового цемента на сколке из внешней части гальки. Т.н. № 12, левый берег р. Тосна, контакт среднесаблинской и ладожской свит

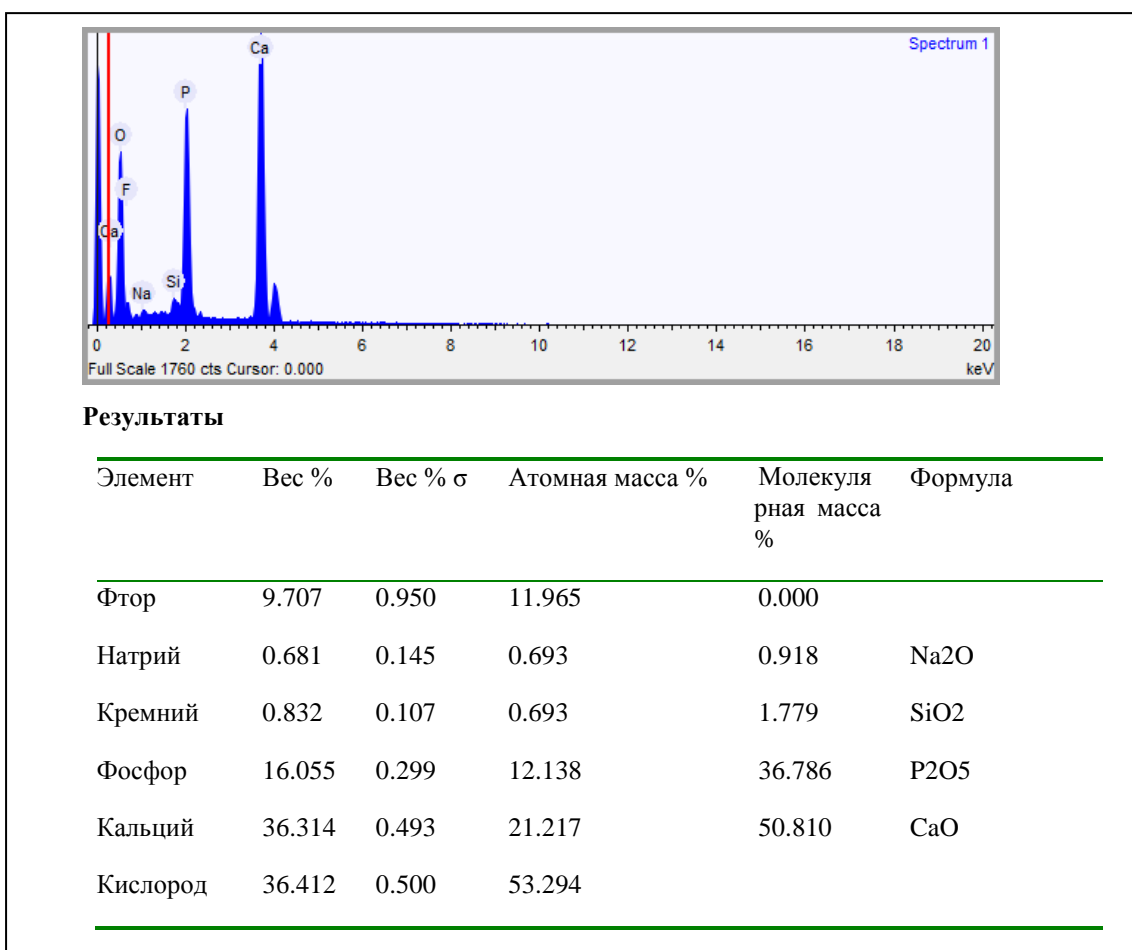


Рисунок 78. Результаты микрозондового анализа вторичного цемента гальки кварцитоподобных пород, представленной на рисунках 76 и 77. Состав вторичного цемента, выполняющего поры соответствует фторапатиту

На фотографиях ниже представлены сколки непрочноцементированных кварцитоподобных песчаных галек (рисунок 79–87). На них видно, что эти гальки также сложены кварцевыми аренидами, сцементированными контактовым кварцевым цементом. Но степень регенерационного обрастания зерен кварцем незначительна, поэтому гальки иногда разваливаются в процессе отбора. Тем не менее, нельзя отрицать тот факт, что изначально они были достаточно стойкими для того, чтобы сохраниться в процессе перемыва между отложением саблинской и ладожской, а также саблинской и тосненской свит.

На поверхностях кварцевых зерен непрочноцементированных галек из основания ладожской и тосненской свит также отмечается незначительное количество микросталлов фосфорита.

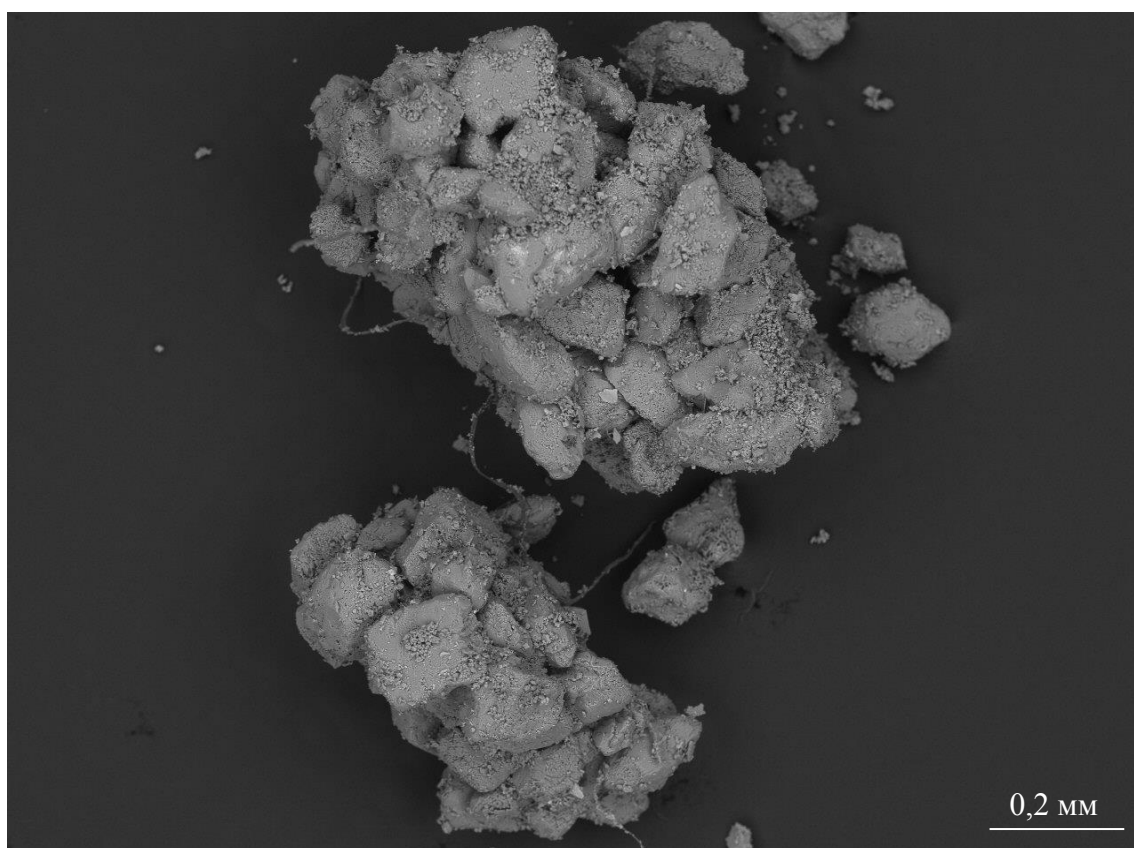


Рисунок 79. Сколок непрочноцементированной песчаной гальки. На фото видно большое количество пустотного пространства и микросталлы фосфорита в нем. Т.н. № 11, левый берег р. Тосна, основание ладожской свиты

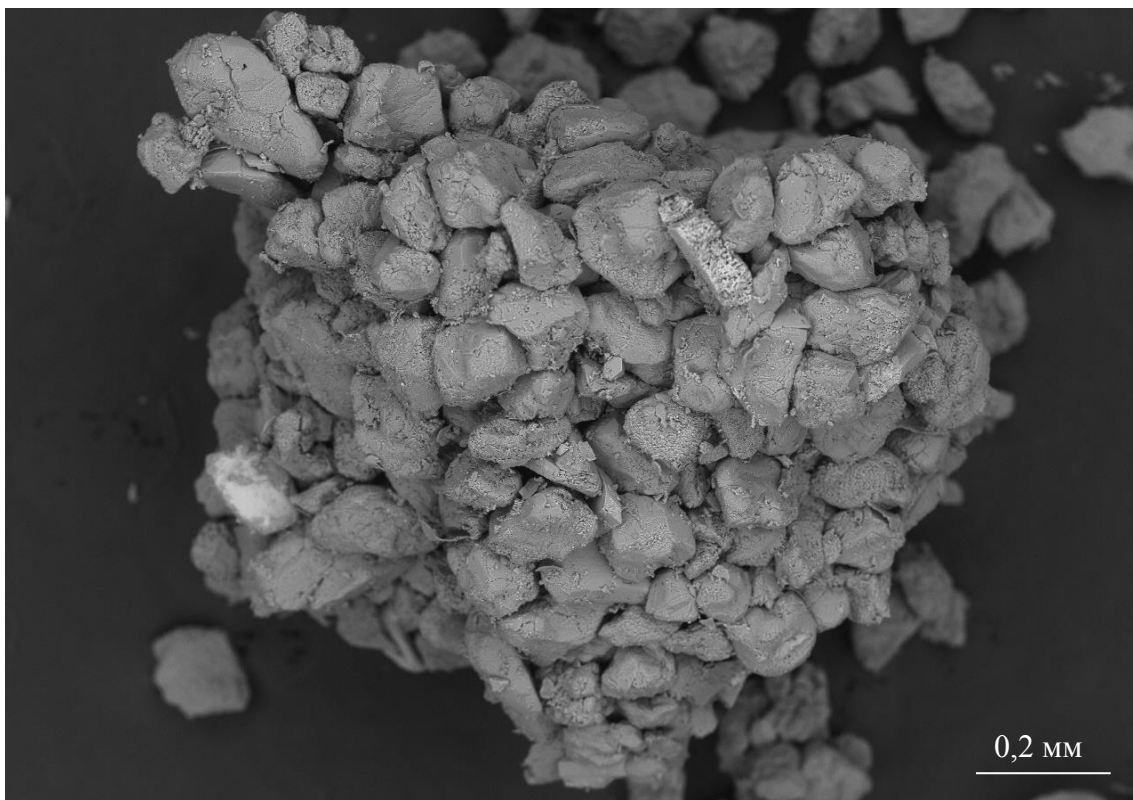


Рисунок 80. Другой сколок непрочноцементированной песчаной гальки. На фото видно большое количество пустотного пространства и микрокристаллы фосфорита в нем. Т.н. № 11, левый берег р. Тосна, основание ладожской свиты

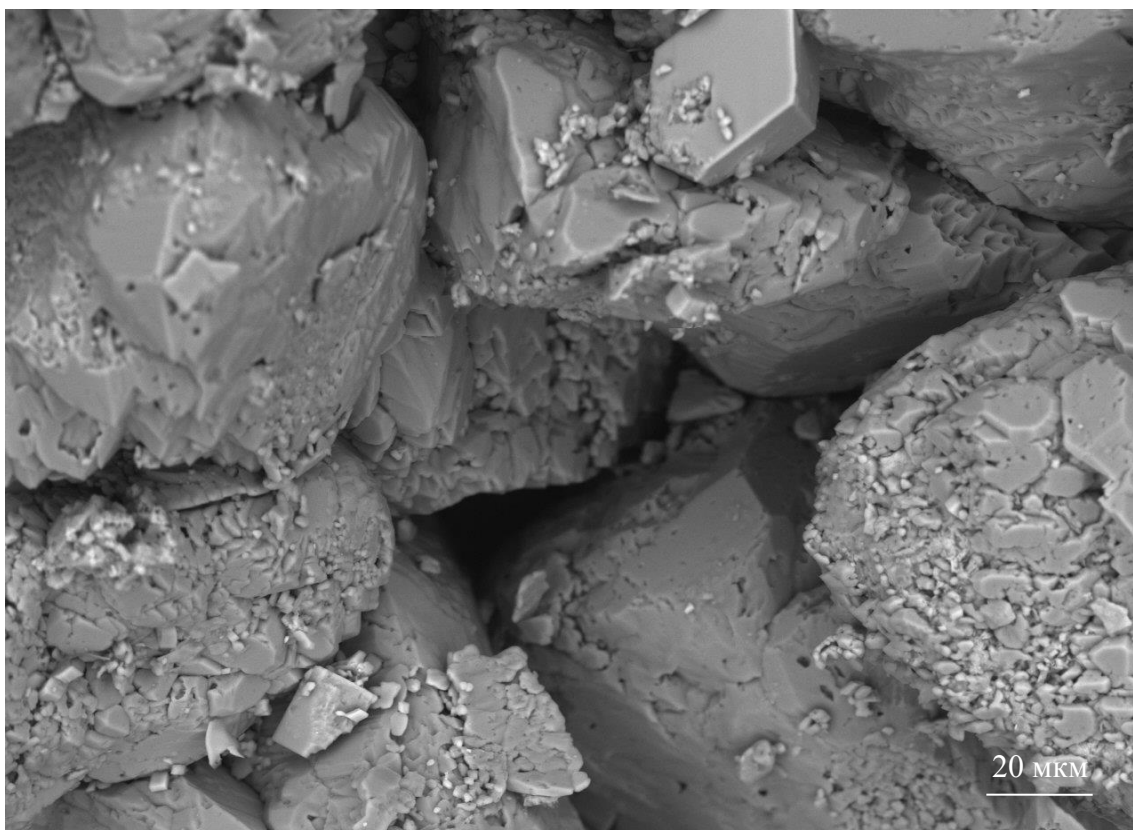


Рисунок 81. Увеличенный вид порового пространства гальки кварцитоподобного песчаника. Видны не до конца сформированные регенерационные грани кварца. Т.н. № 11, левый берег р. Тосна, основание ладожской свиты

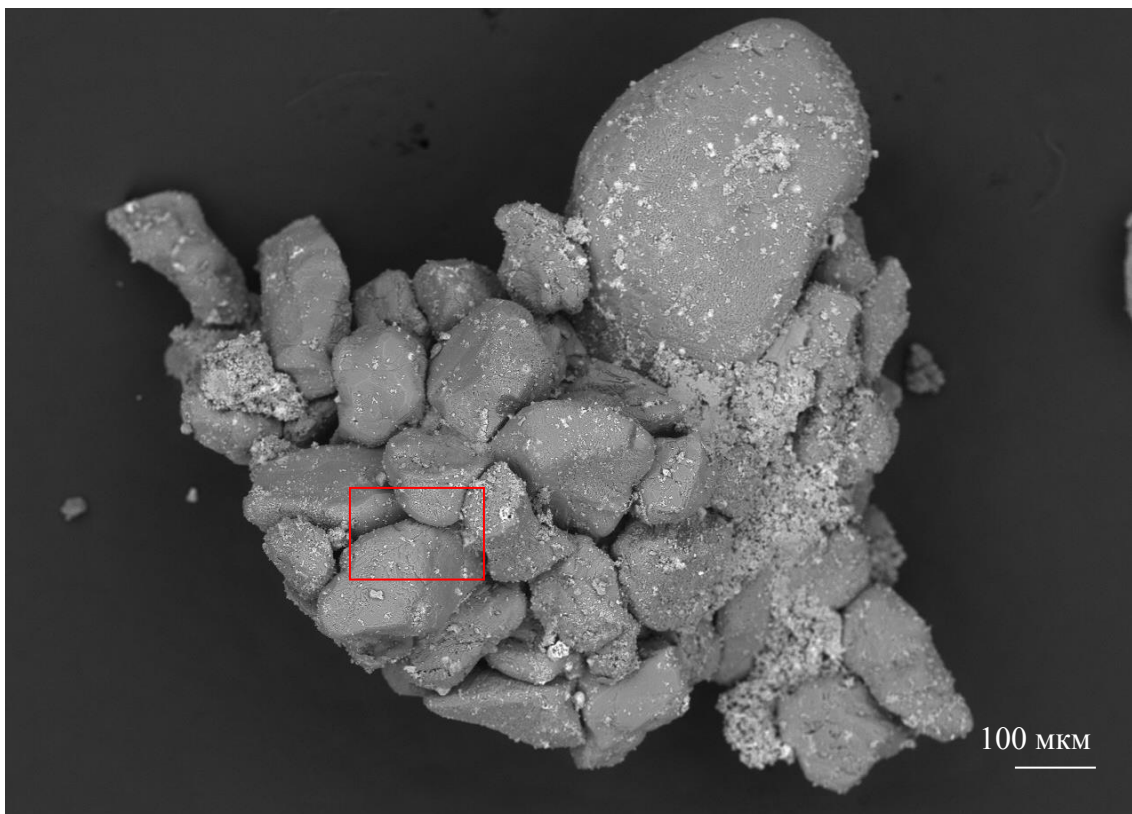


Рисунок 82. Сrostок зерен кварцитовидной непрочносцементированной гальки из основания ладожской свиты. Т.н. № 2, левый берег р. Тосна. Красным прямоугольником показано место увеличения – см. рисунок 82

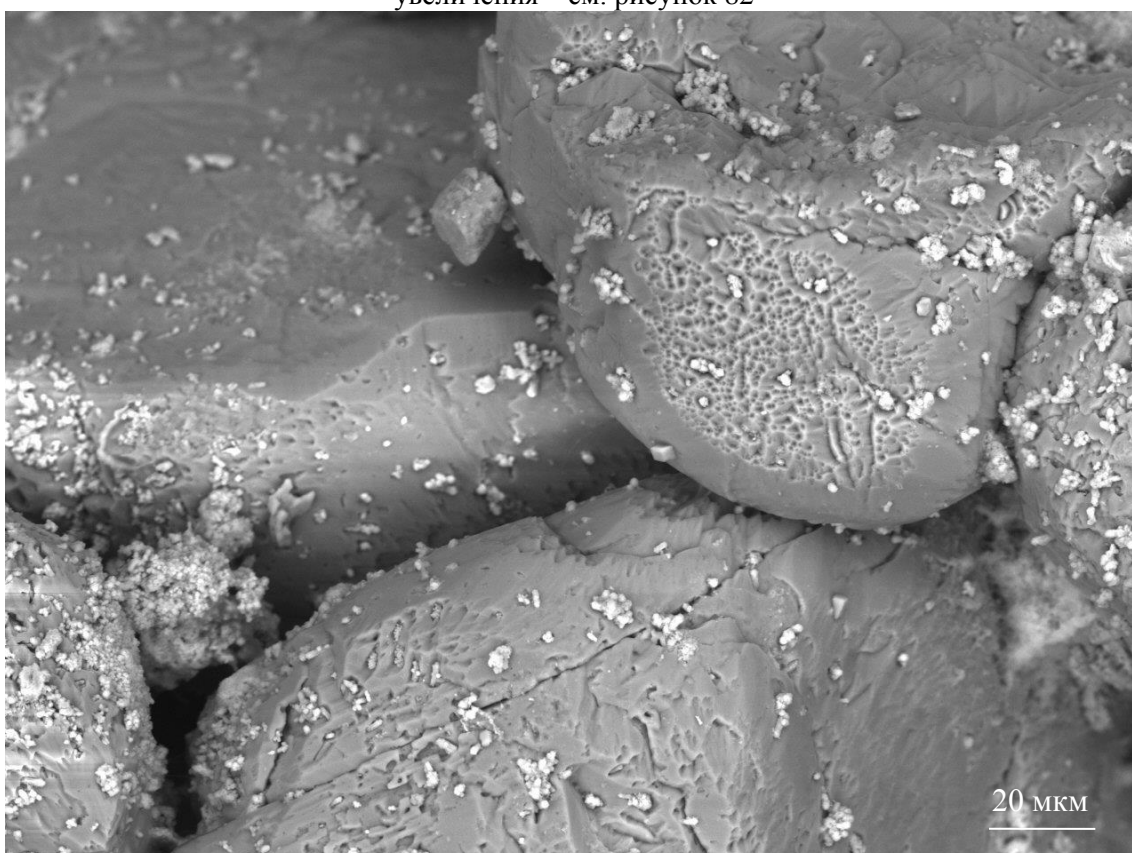


Рисунок 83. Увеличенный фрагмент фотографии скола, представленного на рисунке 81, хорошо видны стыки зерен и большое количество порового пространства. Белым светятся мельчайшие кристаллы фосфорита

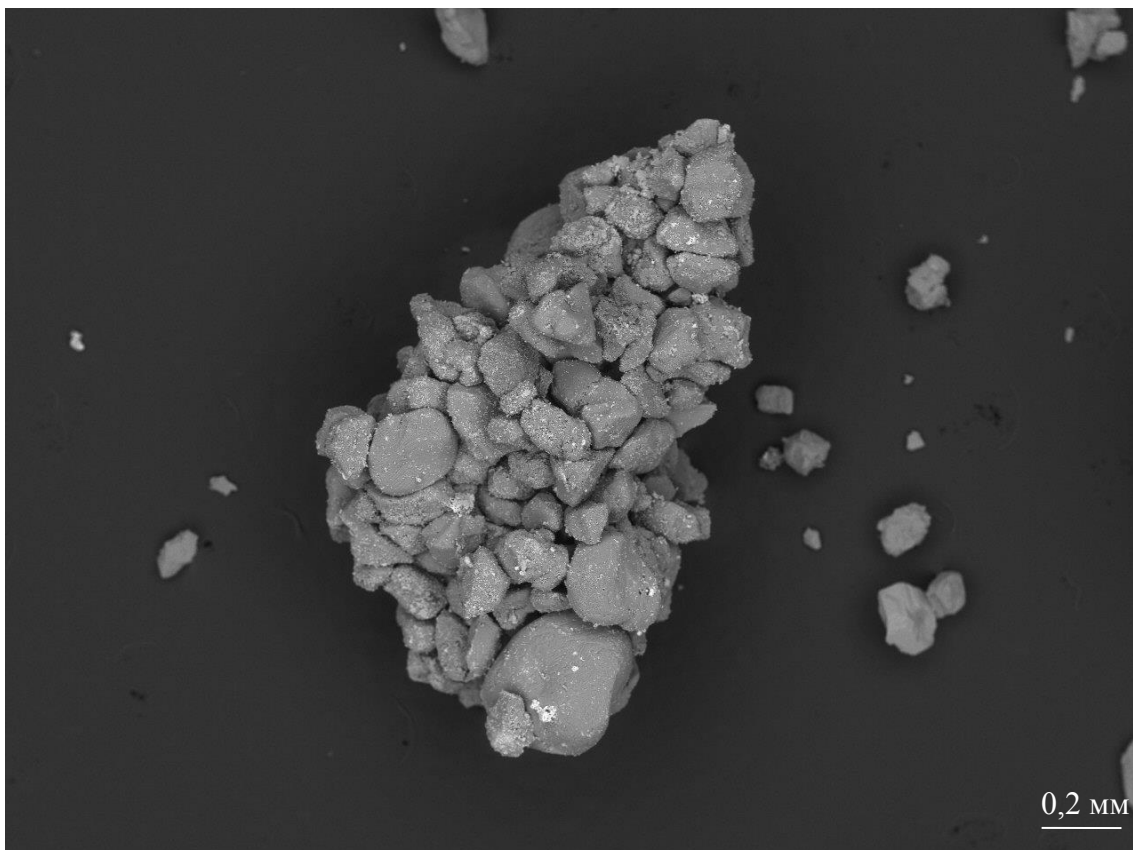


Рисунок 84. Сколок непрочноцементированной гальки. Белые точки – кристаллы фосфорита.  
Т.н. № 2, левый берег р. Тосна

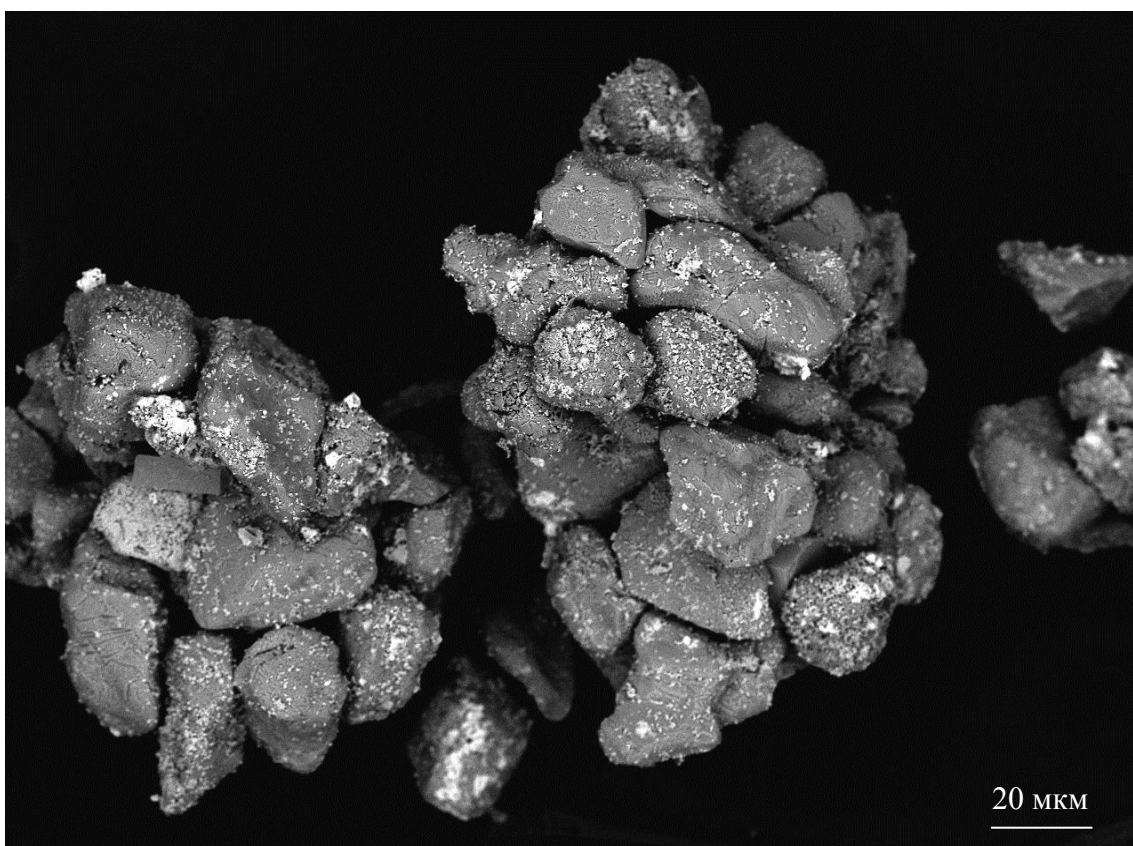


Рисунок 85. Осколки непрочноцементированной гальки из основания ладожской свиты. Т.н.  
№ 2, левый берег р. Тосна

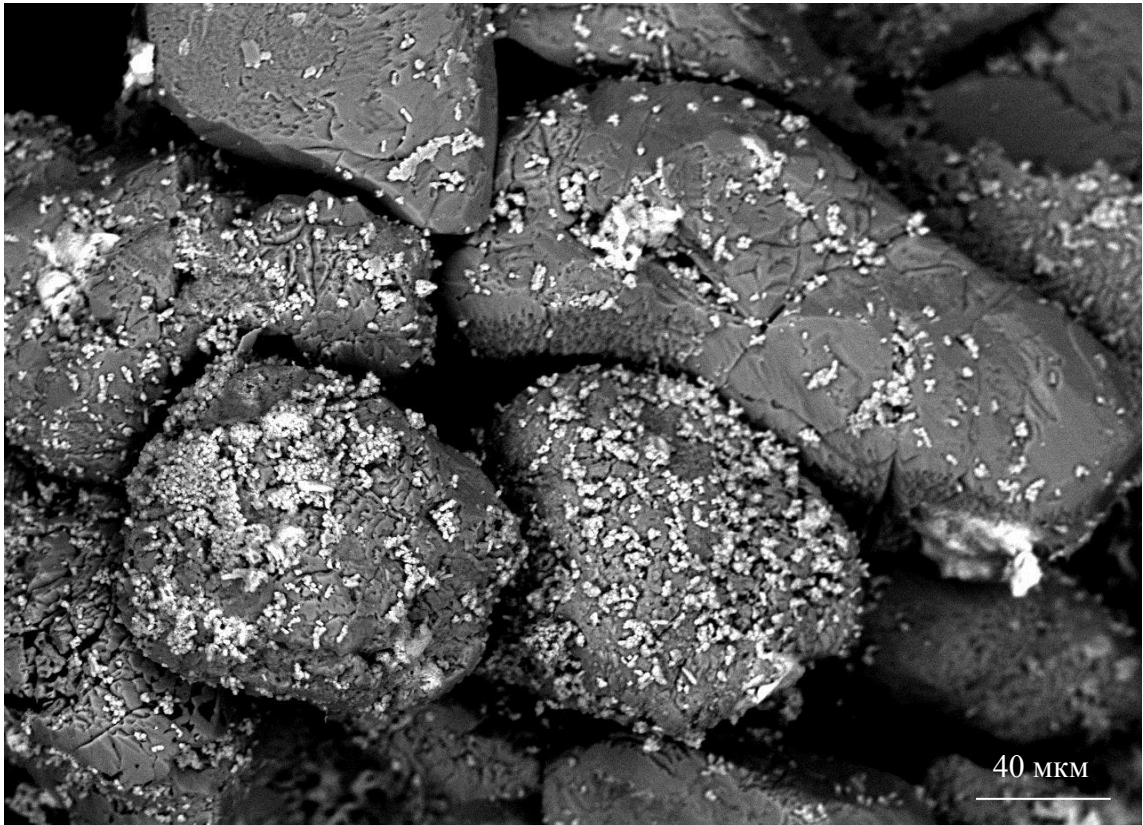


Рисунок 86. Сrostок песчаных зерен из непрочноцементированной гальки. Белые точки – кристаллы фосфорита. Т.н. № 2, левый берег р. Тосна

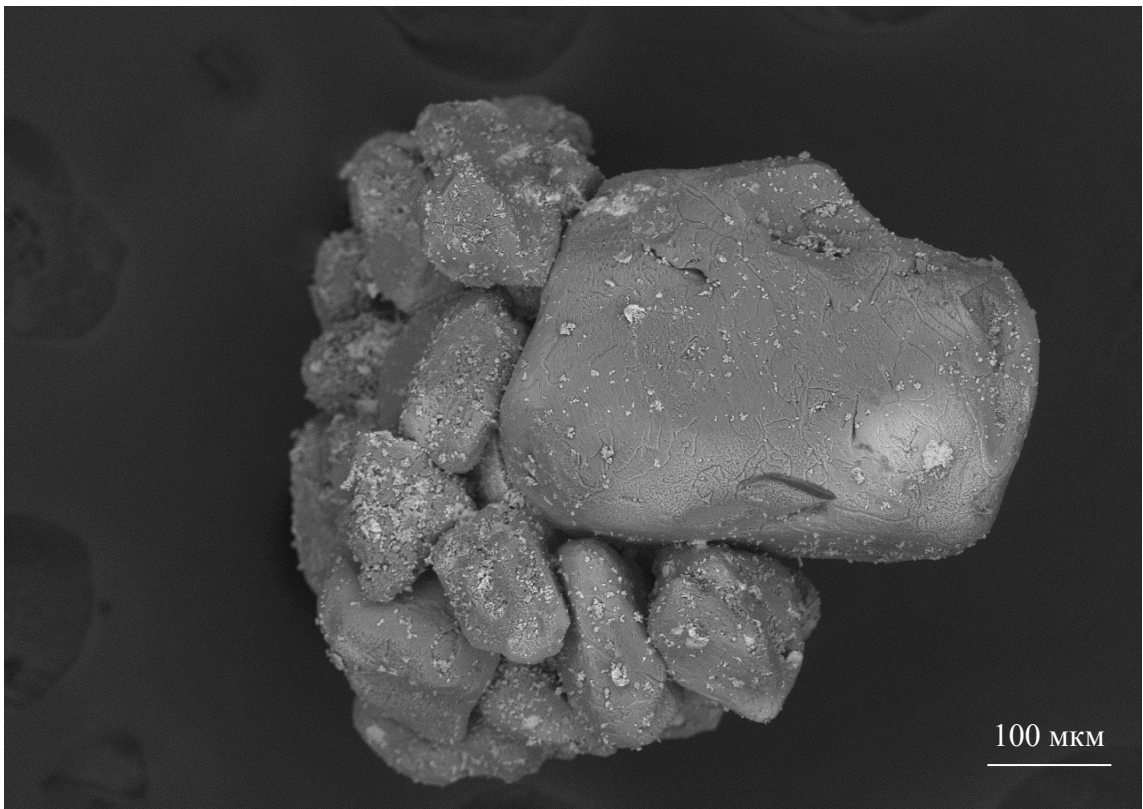


Рисунок 87. Сrostок песчаных зерен из непрочноцементированной гальки. Белые точки – кристаллы фосфорита. Т.н. № 2, левый берег р. Тосна

На приведенных ниже рисунках представлены микрофотографии сколков из образцов субвертикальных трещин (рисунки 88–91), располагающихся в кровле саблинской свиты. На фотографиях видно, что зерна вмещающих пород с присутствующими на них химическими микроструктурами травления и переосаждения кремнезема сцементированы отличным от кремнеземистого состава вторичным цементом. По результатам микрозондового анализа, данный цемент представлен магниальным и/или железистым карбонатом (рисунок 91).

Некоторые из перечисленных выше особенностей кварцитоподобных пород, установленных в ходе работы на сканирующем электронном микроскопе, такие как, каемки регенерации, и вторичный фосфоритовый цемент, также могут наблюдаться в шлифах (рисунки 92 – 95).

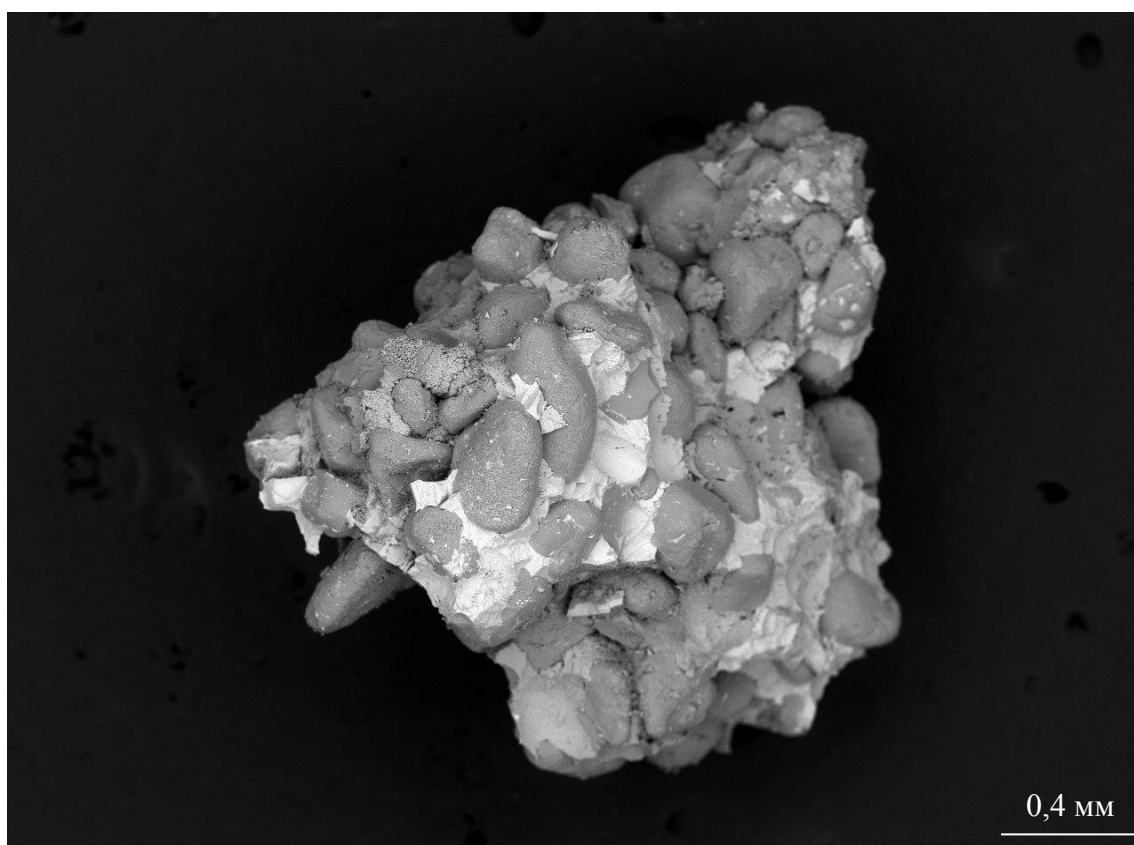


Рисунок 88. Сколок кварцевого песчаника из вертикальной трещины в кровле саблинской свиты, плотносцементированного вторичным анкеритовым цементом (белое вещество). Место отбора – устье р. Банный, т.н. № 8

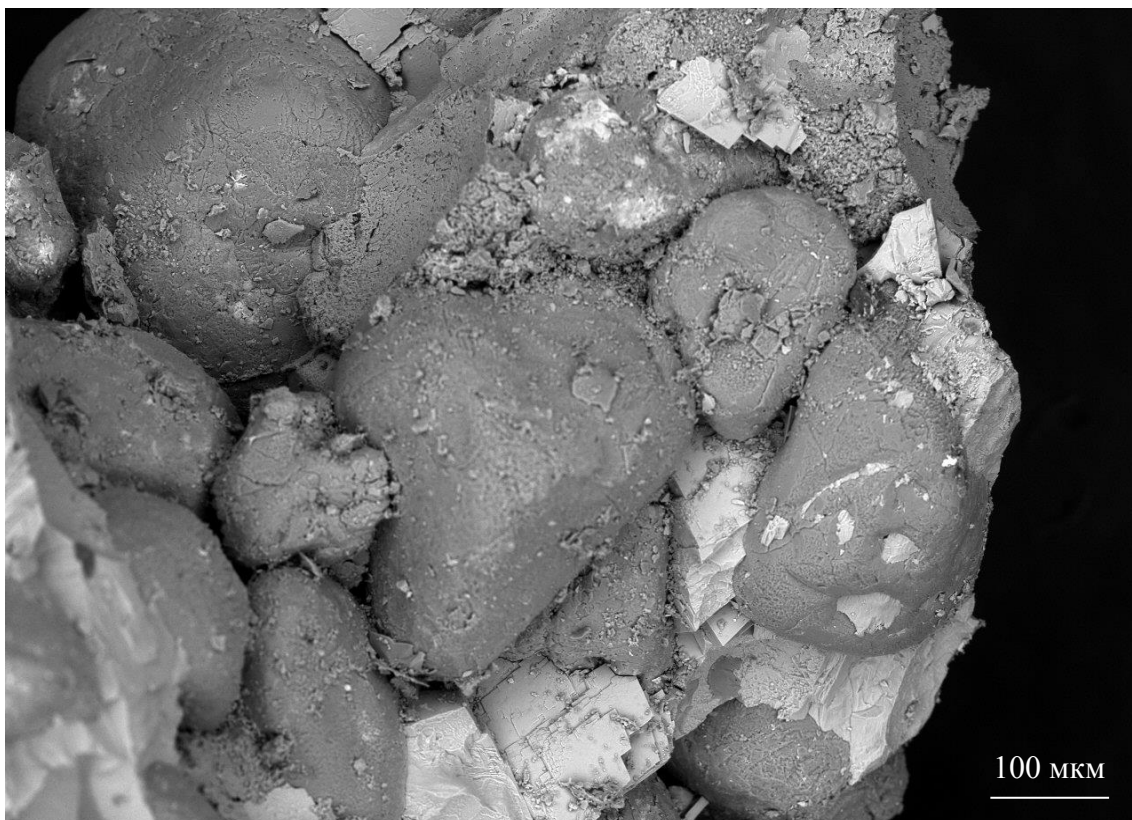


Рисунок 89. Сколок кварцевого песчаника из вертикальной трещины в кровле саблинской свиты, плотноцементированного вторичным анкеритовым цементом (белое вещество). Место отбора – русло р. Тосна, т.н. № 13

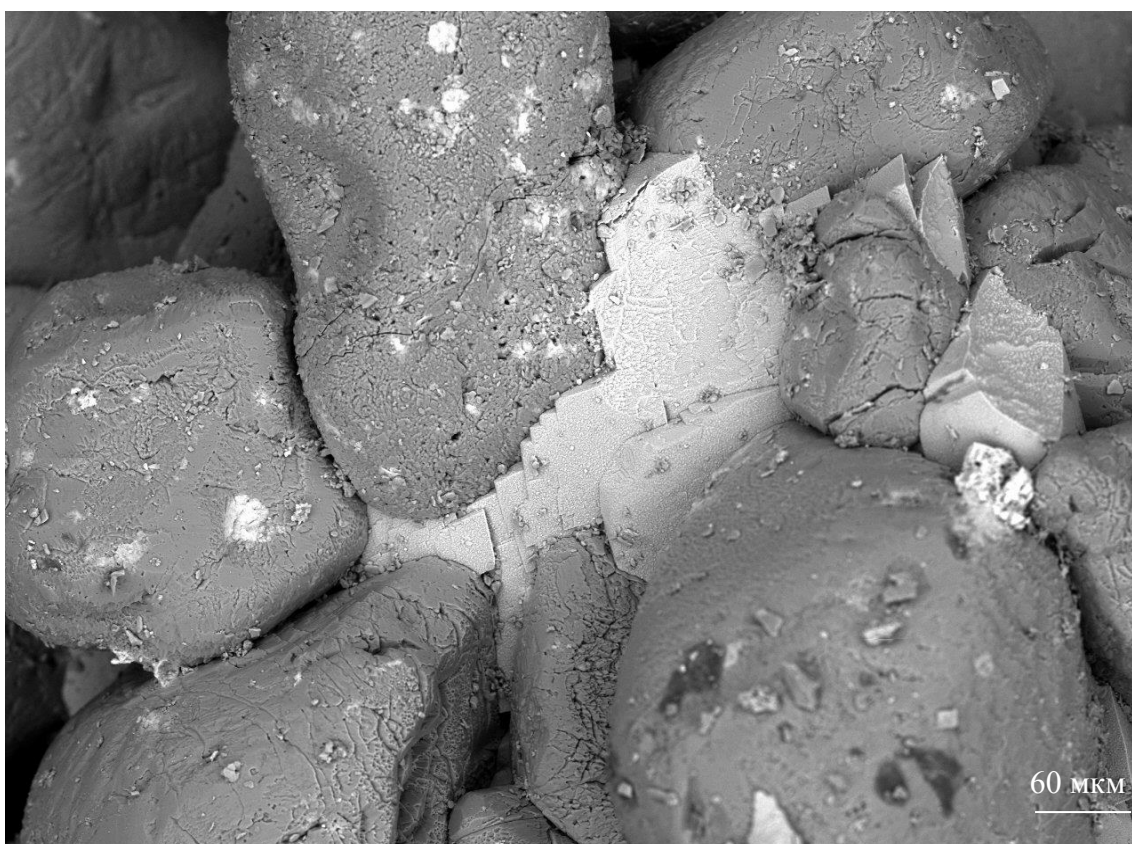
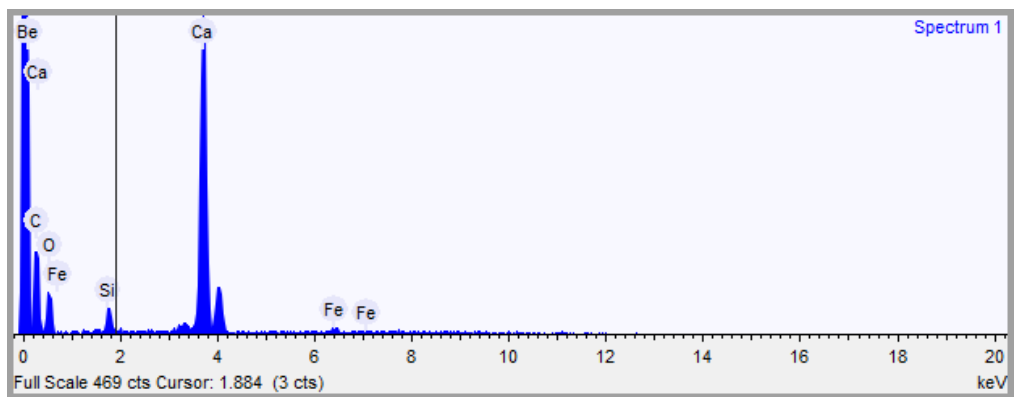


Рисунок 90. Сколок кварцевого песчаника из вертикальной трещины в кровле саблинской свиты, плотноцементированного вторичным анкеритовым цементом (белое вещество)





Элемент	Вес %	Вес % $\sigma$	Атомная масса %	Молекулярная масса %	Формула
Углерод	16.494	0.829	24.729	60.437	CO <sub>2</sub>
Кремний	1.143	0.114	0.733	2.446	SiO <sub>2</sub>
Кальций	25.394	0.616	11.409	35.531	CaO
Железо	1.233	0.353	0.398	1.587	FeO
Кислород	55.735	0.942	62.731		

Рисунок 91. Результаты анализа вторичного цемента в образцах из трещины

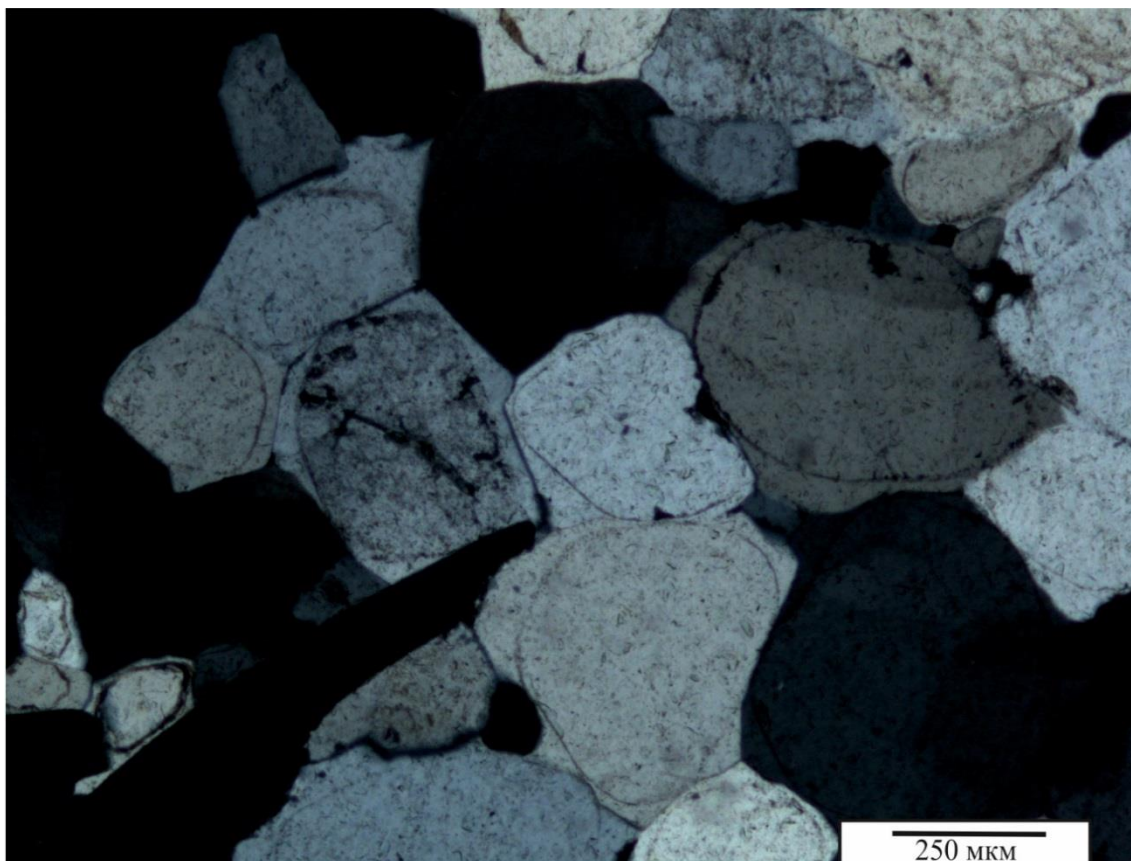


Рисунок 92. Фотография шлифа из образца сетчатого тела кварцитовидного песчаника из ладожской свиты. В скрещенных николях. На фото хорошо видны каемки регенерации и их правильной формы стыки. Место отбора – левый берег р. Тосна, т.н. № 12

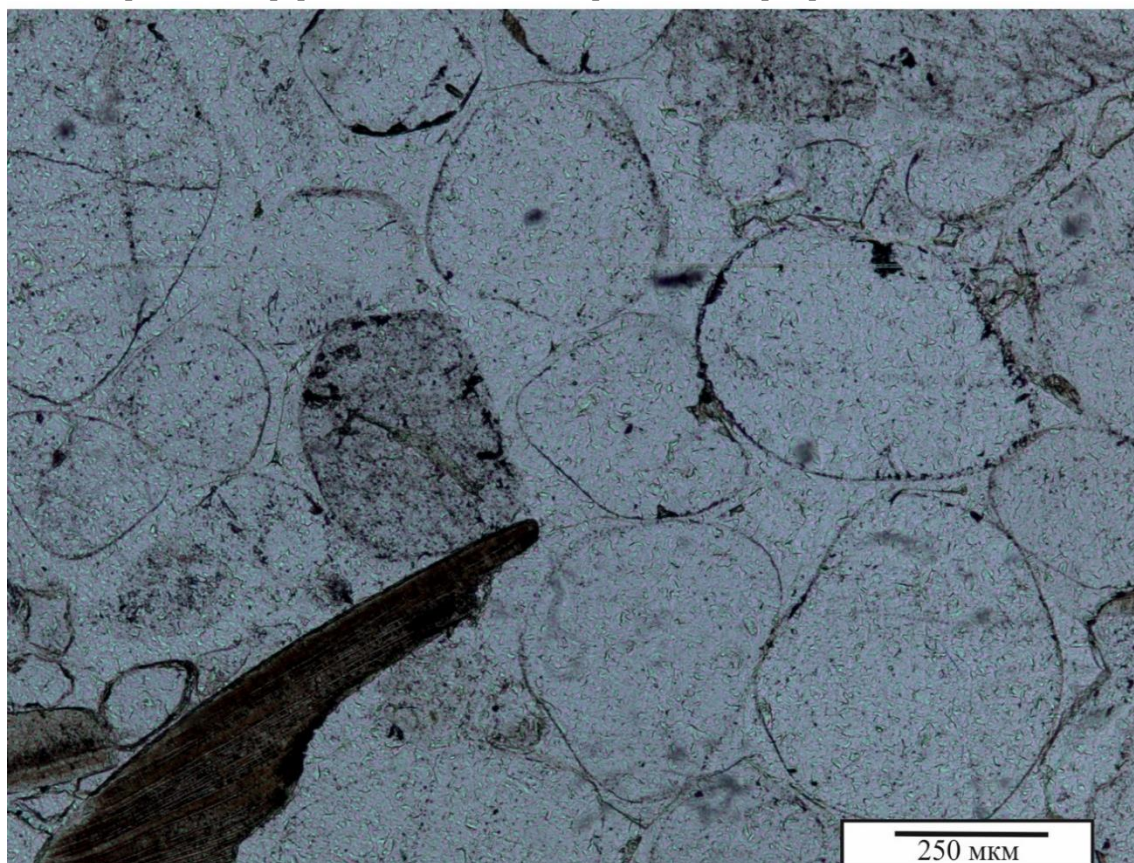


Рисунок 92. То же самое в проходящем свете

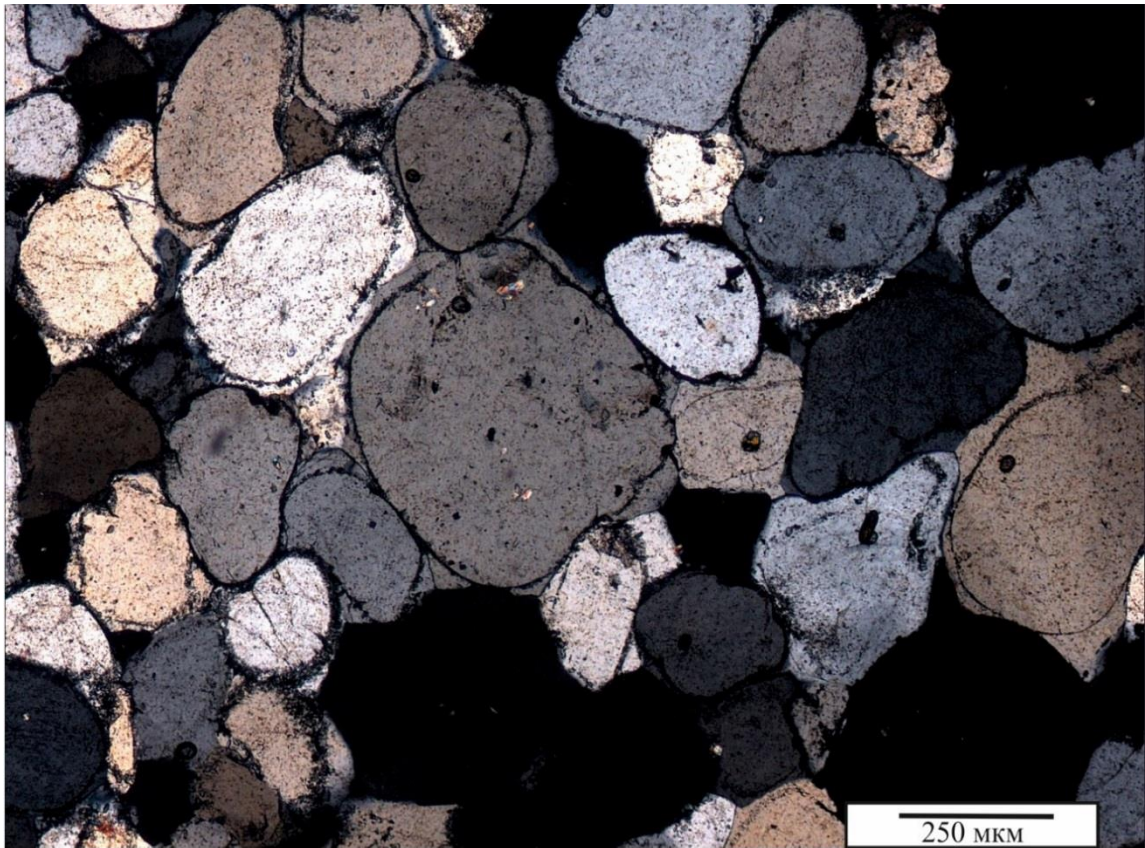


Рисунок 93. Фотография шлифа из гальки (центральной части) из основания ладожской свиты. Николи скрещены. На фото хорошо видны каемки регенерации. Место отбора – левый берег р. Тосна, т.н. № 2

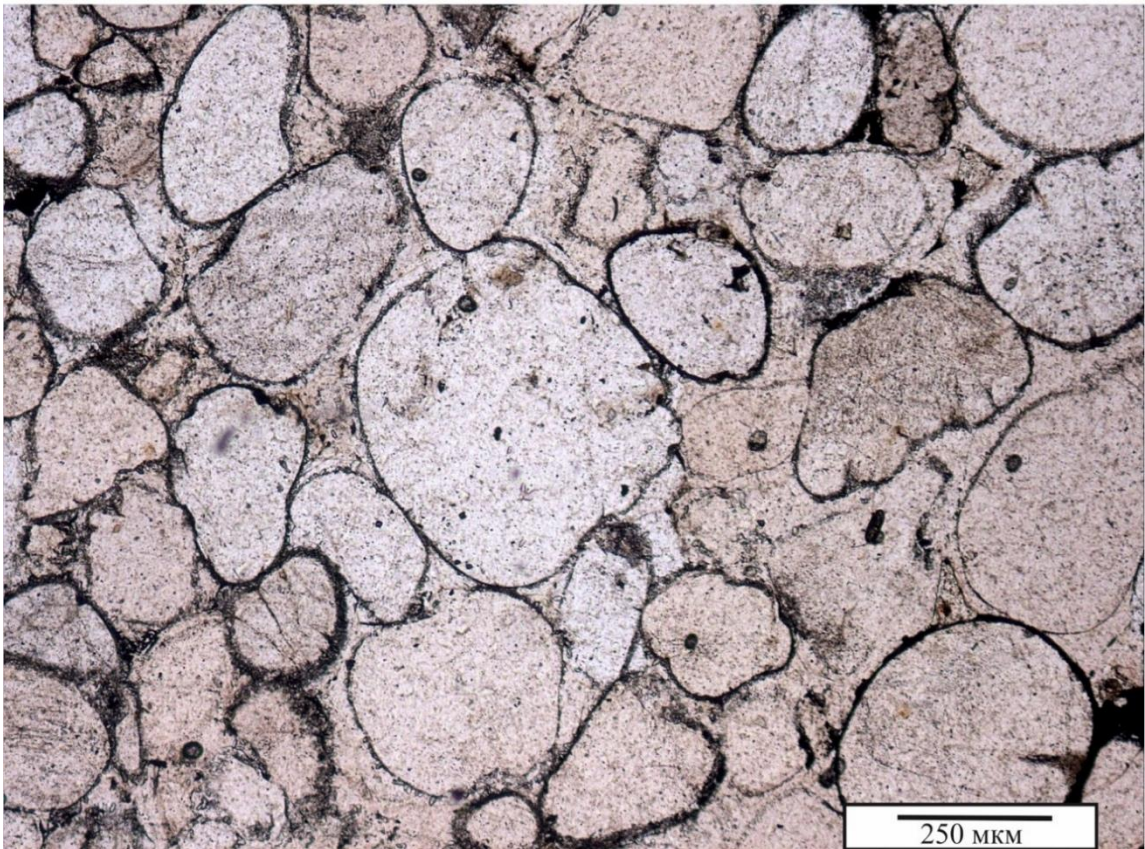


Рисунок 93. То же самое в проходящем свете

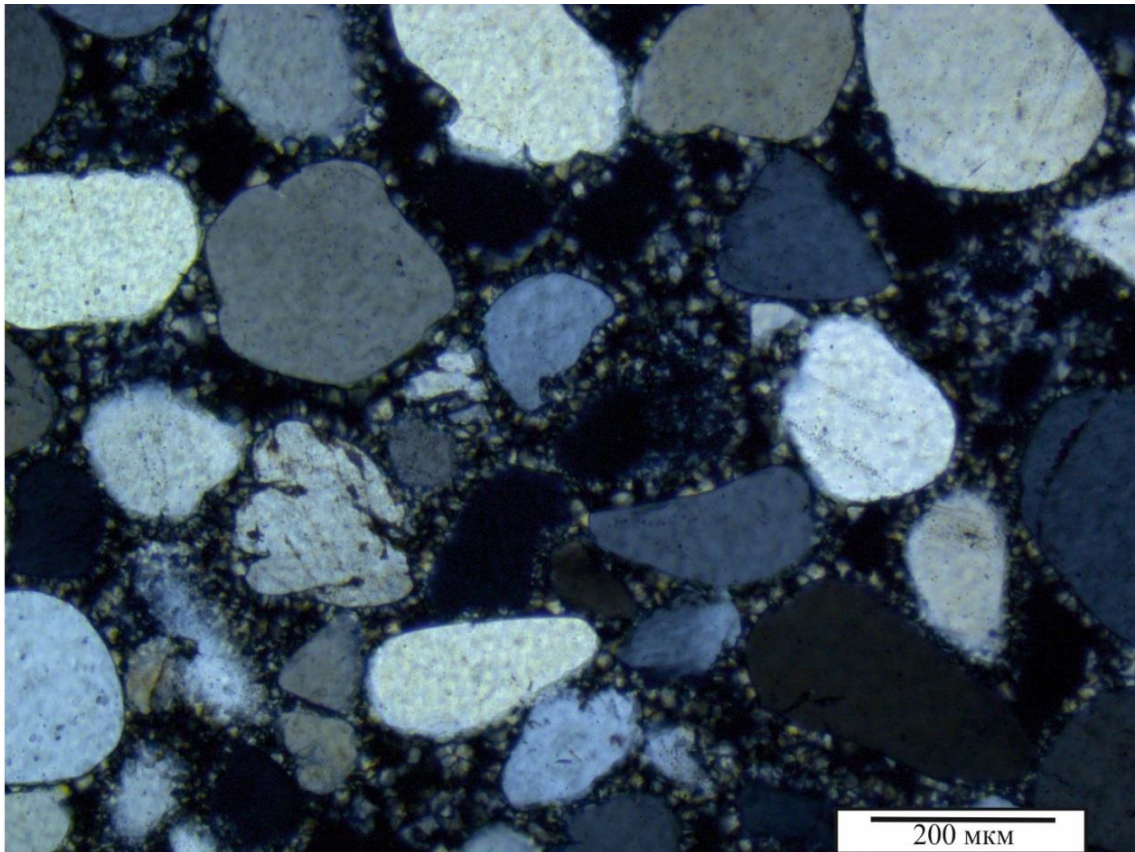


Рисунок 94. Фотография шлифа из гальки (внешней части) из основания ладожской свиты. В скрещенных николях. На фото хорошо видны каемки микрокристаллы фосфорита. Место отбора – левый берег р. Тосна, т.н. № 2

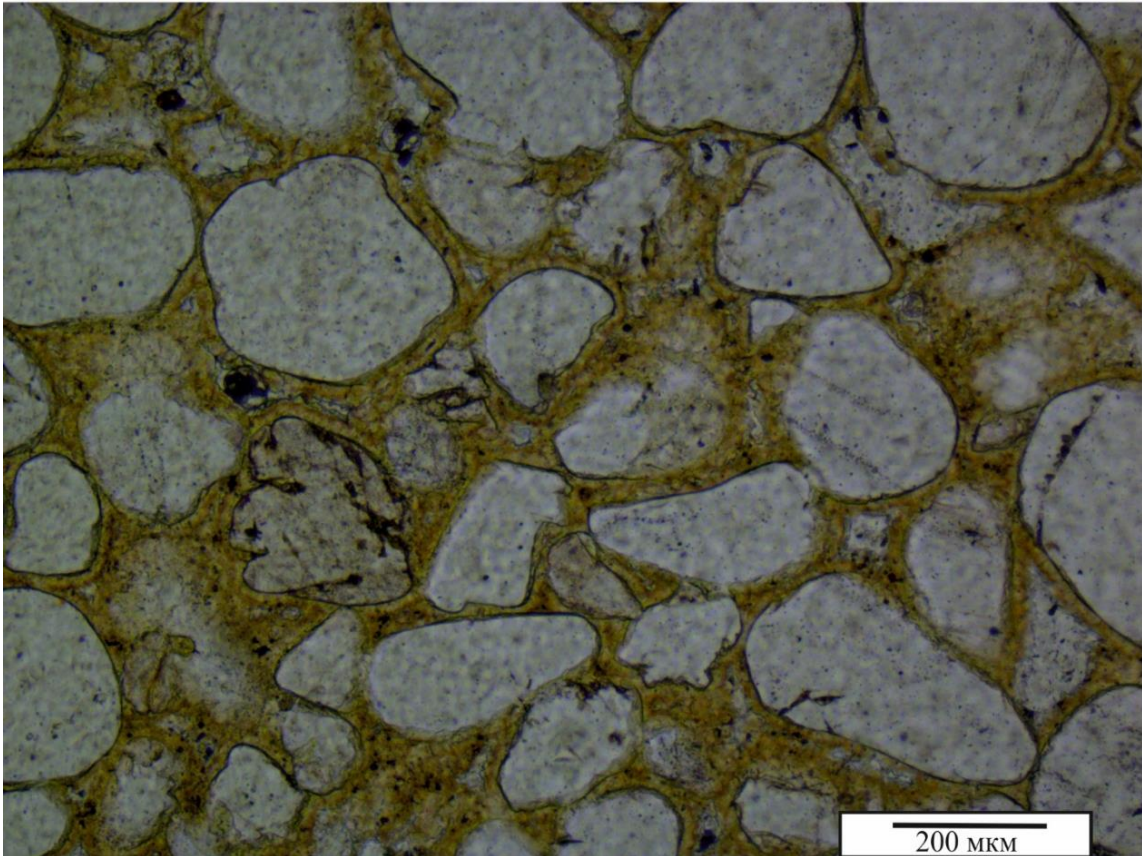


Рисунок 94. То же самое в проходящем свете, желтые каемки вокруг зерен –фосфорит

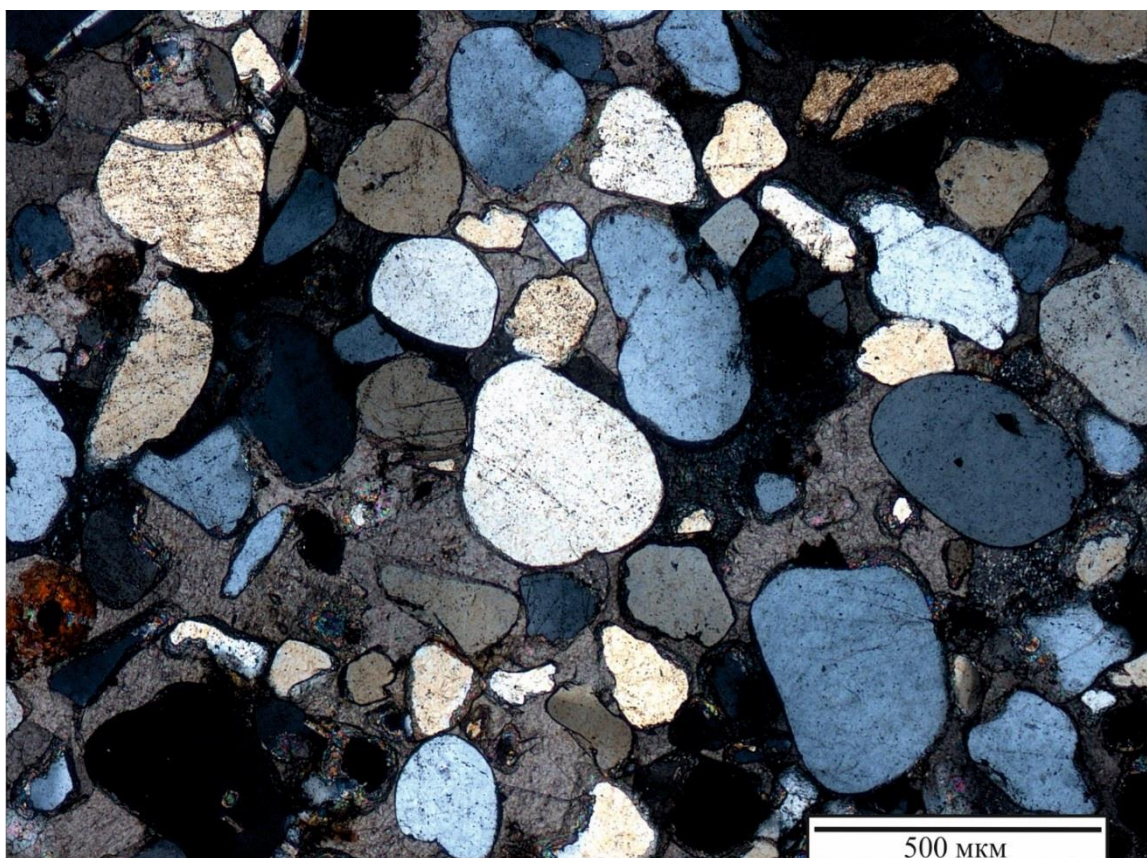


Рисунок 95. Фотография шлифа из образца трещины, заполненной анкеритовой минерализацией. В скрещенных николях. Место отбора образца – устье р. Банного, т.н. №8

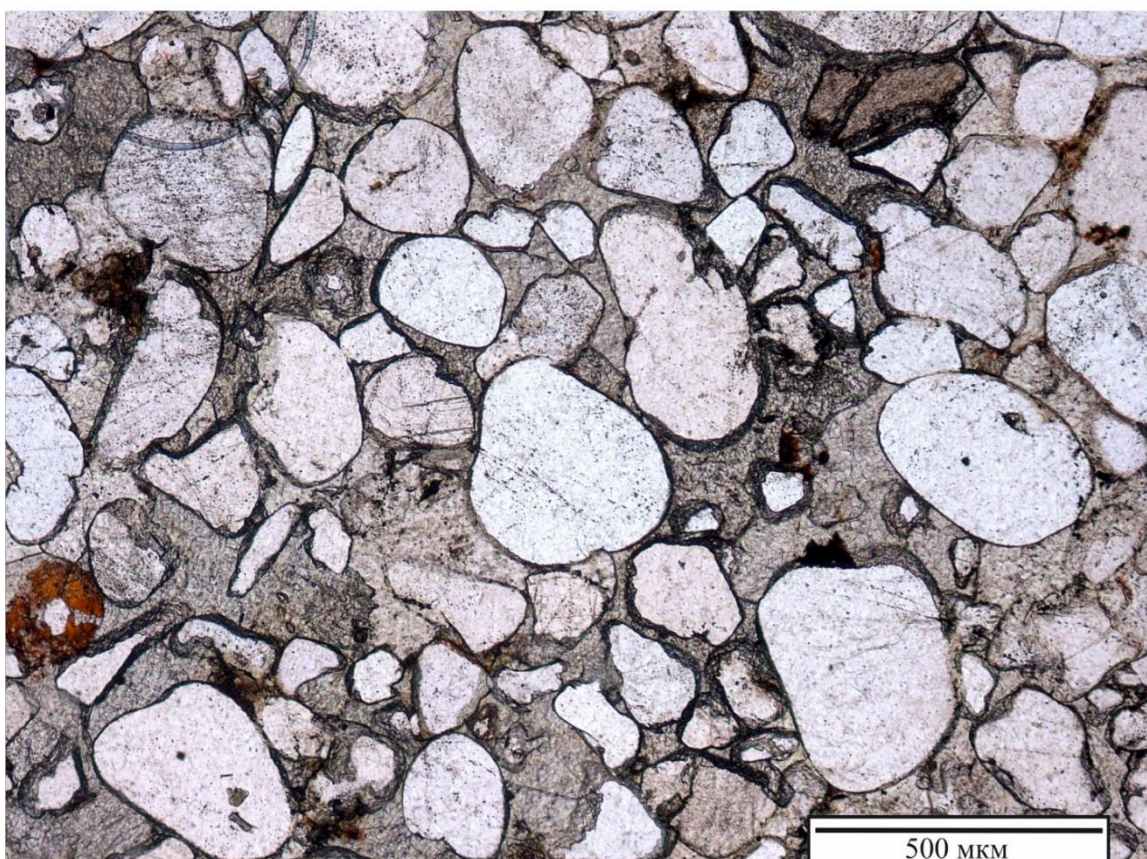


Рисунок 95. То же самое в проходящем свете

## Глава 5. Интерпретация результатов исследования кварцитоподобных песчаников

### 5.1. Природные механизмы образования кварцевого цемента песчаников

Цементация кварцевых аренитов цементом, состоящим исключительно из кремнезема, явление довольно частое, и проявляющееся во многих толщах, так как химически и минералогически является самым простым (Pettijohn et al., 1987).

Выражается процесс цементации этого типа в растворении, перераспределении и переосаждении кварца на окатанные обломочные зерна с теми же оптическими и кристаллографическими свойствами, что и обрастаемые зерна кварца. Реже происходит выпадение в межзерновом пространстве опала и халцедона (Pettijohn et al., 1987).

Цементация кварцевым цементом песков и песчаников различного состава может происходить как в приповерхностных условиях на этапах раннего диагенеза-эогенеза<sup>1</sup> (early diagenesis, eogenesis) и диагенеза воздымания - телогенеза (uplift-related diagenesis, telogenesis), так и в условиях глубокого погружения, при воздействии возрастающих давлений и температур в процессе мезогенеза (burial diagenesis, mesogenesis) (Burley, Worden, 2003).

Растворение кварца и его переосаждение в качестве цемента в процессе постседиментационного погребения (мезогенеза) кварцевых аренитов происходит при достижении температуры прогрева более, чем 80°C и глубинах погружения свыше 2-х км (Burley, Worden, 2003). Оно осуществляется за счет, во-первых, значительного увеличения растворимости кварца при повышающихся температурах и давлениях, и, во-вторых, за счет смектит-иллитового перехода и реакции растворения калиевых полевых шпатов и каолинита. Эти процессы приводят к насыщению подземных вод кремнеземом, осаждение которого происходит в вышележащих, более холодных, отложениях, встречающихся на пути миграции поровых вод вверх по разрезу (Burley, Worden, 2003). При дальнейшем мезогенезе кварцевых песчаников преобразования охватывают всю толщу.

Рассмотрим теперь, как происходит цементация кварцем в приповерхностных условиях.

---

<sup>1</sup> В отечественной литературе стадии постседиментационного преобразования осадочных пород привязаны к шкале углефикации построенной на изменении отражательной способности витринита и степени зрелости органического вещества. Поскольку кварцевые песчаники в большинстве разрезов мира крайне бедны органическим веществом в данной работе концепция диагенеза будет использоваться в соответствии с зарубежными источниками.

При весьма длительном пребывании на поверхности осадка или породы, в составе которых имеется значительное количество кремнезема, в стабильных тектонических условиях и благоприятном климате происходит образование близповерхностного кремнеземистого цемента, что приводит к формированию силкретов. Силкреды - это специфические породы, образовавшиеся в результате приповерхностной цементации кремнеземом почв, осадков, пород или продуктов их выветривания за счет циркуляции растворов, насыщенных кремнеземом (Nash et al, 2007).

Впервые термин «силкред» [silcrete] был употреблен Г.В. Лэмплугом в его работе посвященной изучению африканского бассейна Замбези (Lamplugh, 1907). К настоящему времени силкреды обнаружены и описаны в Австралии, Южной Африке, Северной Америке и Западной Европе.

Силкреды образуют большое разнообразие форм и процесс их образования может происходить по разным материнским породам: глинам, песчаникам, конгломератам, известнякам. Цемент силкредов представлен минералами кремнезема: кварцем, опалом, халцедоном. Примесь дисперсных минералов-хромофоров придает силкредам различную окраску: серую, красную, коричневую, зафиксированы даже силкреды зеленого цвета. Часто в область силкредизации попадают корни растений, листья, другие остатки флоры, ходы и норки муравьев и термитов (Nash et al, 2007). Частный случай силкредов - это сливные массы или нодулы крепких, плотноцементированных кремнеземом кварцевых аренитов, которые часто называются в зарубежной литературе «осадочными кварцитами» [sedimentary quartzite] (Pettijohn et al, 1987).

Силкреды можно классифицировать по различным признакам: по особенностям формирования, морфологии, составу и типу материнской породы и цемента, микроморфологии, геоморфологической принадлежности. В наши дни чаще всего используется классификация силкредов по их геоморфологической принадлежности (Nash et al, 2007). Ее авторы подразделяют силкреды на группу педогенных и непедогенных, последние также подразделяются на три подгруппы – силкредов грунтовых вод, дренажных силкредов и озерных силкредов. Каждый из типов силкредов имеет свои особенности.

*Педогенные силкреды* [pedogenic silcretes] развиваются за счет инфильтрации слабо насыщенных водных растворов кремнезема в почвы или экспонированные поверхности материнских пород, в условиях засушливого субтропического и тропического климатов, где короткие влажные, обильные осадками сезоны чередуются

с долгими сухими и жаркими сезонами года. Вода, насыщая породу в сезон дождей, растворяет мизерную часть кремнезема породы. В сухой сезон эта вода испаряется с поверхности, постепенно поднимаясь вверх по капиллярам. Повышение концентрации раствора в приповерхностных слоях приводит к осаждению кремнезема, который постепенно и крайне неравномерно цементирует частички почвы или породы, образуя стяжения. Циклы растворения и осаждения кремнезема повторяются ежегодно. Существует проблема определения времени формирования педогенных силкретов, тем не менее принято считать, что они образуются за довольно протяженный период – более  $10^6$  лет (Nash et al, 2007). Силклеты возникают только в условиях тектонической стабильности и маркируют длительный перерыв в осадконакоплении. Минералы кремнезема в основном представлены опалом и микрокристаллическим кварцем (халцедоном), но встречаются и кварцевый цемент. В случае цементации микрокристаллическим кварцем в некоторых силкретах нередко отмечаются повышенные содержания оксида титана (Thiry, 1999).

Диагностическим признаком, которых характерен для педогенных силкретов, является их специфический профиль.

Профиль зрелых педогенных силкретов визуально разделяется на три части. Средняя часть представляет собой непрочно сцементированную кремнеземистым цементом материнскую породу, с вертикальной отдельностью, придающей породе колоннообразный облик. Песчаные частички породы хранят на поверхности свидетельства растворения и инфильтрации в виде микроструктур растворения (ямки и трещины растворения) и переосаждения кремнезема (новообразованных граней). Выше по профилю располагается нодулярный слой псевдоконгломератов или псевдобрекчий, представляющий собой неравномерно и плотно сцементированные кремнеземным цементом участки пород, напоминающие обликом конгломерат или брекчию. Нижняя часть профиля представляет собой гранулярный слой – песчаный прослой с участками локальной слабой «гранулярной» цементации.

В процессе формирования педогенных силкретов в слое псевдобрекчий и псевдоконгломератов возникают ямчатые и угловатые стяжения галечной размерности (напр. van de Graaff, 1983) (рисунок 96а). К трещинам отдельности среднего слоя бывает приурочено образование железистых псевдоооидов (рисунок 96б).



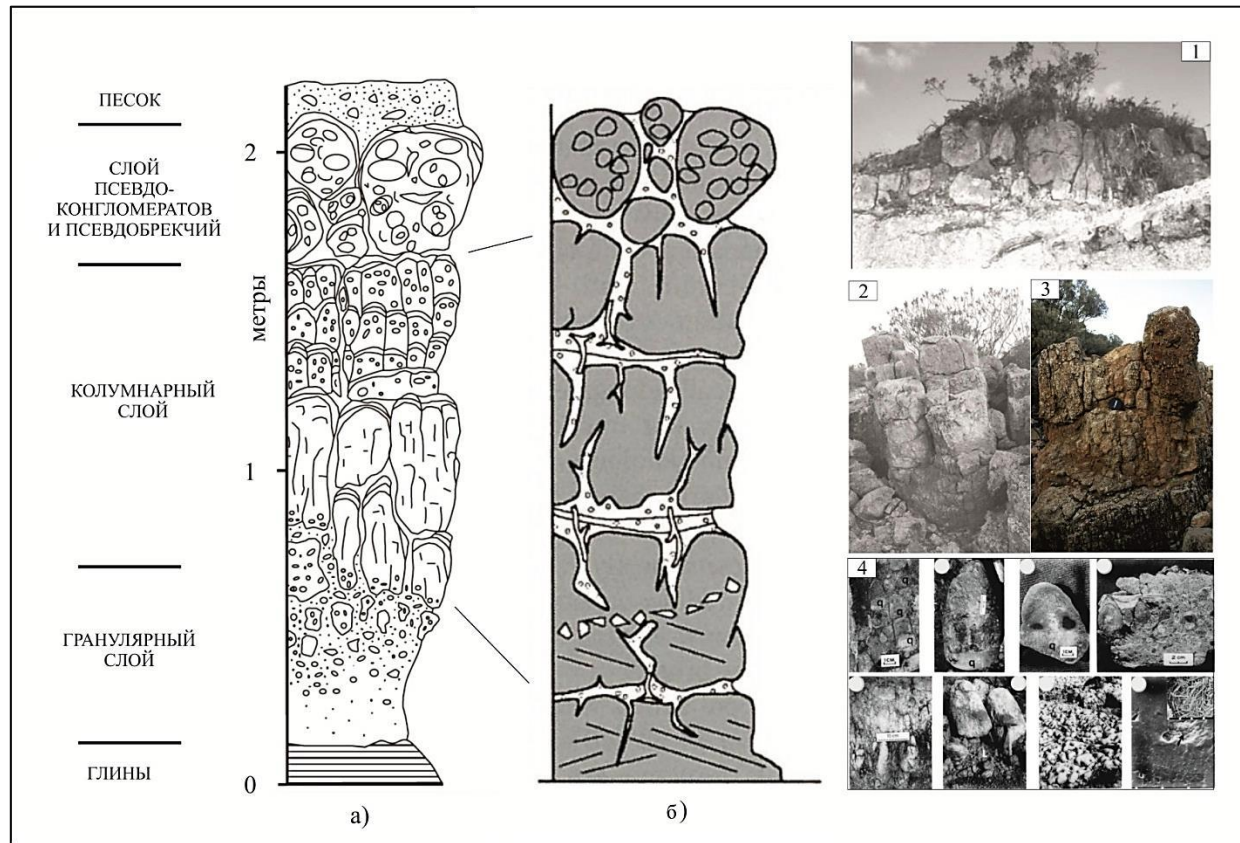


Рисунок 96. Слева примеры схематических профилей педогенных силкретов а) - Nash et al, 2007, б) – профиль, в котором среди сопутствующих образований отмечены слабосцементированные железистые псевдооиды (кружочки), Thiry, 1999. Справа приведены примеры фотографий профиля педогенных силкретов и сопутствующих им образований (1, 2 – Nash et al, 2007; 3 – Uliott et al, 2016; 4 – Van der Graaf, 1983)

*Силкреды грунтовых вод* [groundwater silcretes] образуют прерывистые субгоризонтальные линзы, пласты и прослои, которые могут располагаться параллельно друг другу на нескольких уровнях внутри песчаных толщ. Формирование этого типа силкредов происходит как вблизи дневной поверхности, так и на глубине до 100 м на путях миграции грунтовых вод вблизи зон их разгрузки, в качестве которых обычно выступают речные долины. В зависимости от уровня грунтовых вод на разных гипсометрических уровнях в бортах речных долин образуются стратиформные линзы сцементированных кремнеземом пород.

Они не образуют строго организованного профиля, в отличие от педогенных силкредов, но отличаются тем, что расположены один над другим на разных уровнях в пределах значительной площади. Фактически эти тела маркируют устойчивые положения бывшего уровня грунтовых вод.

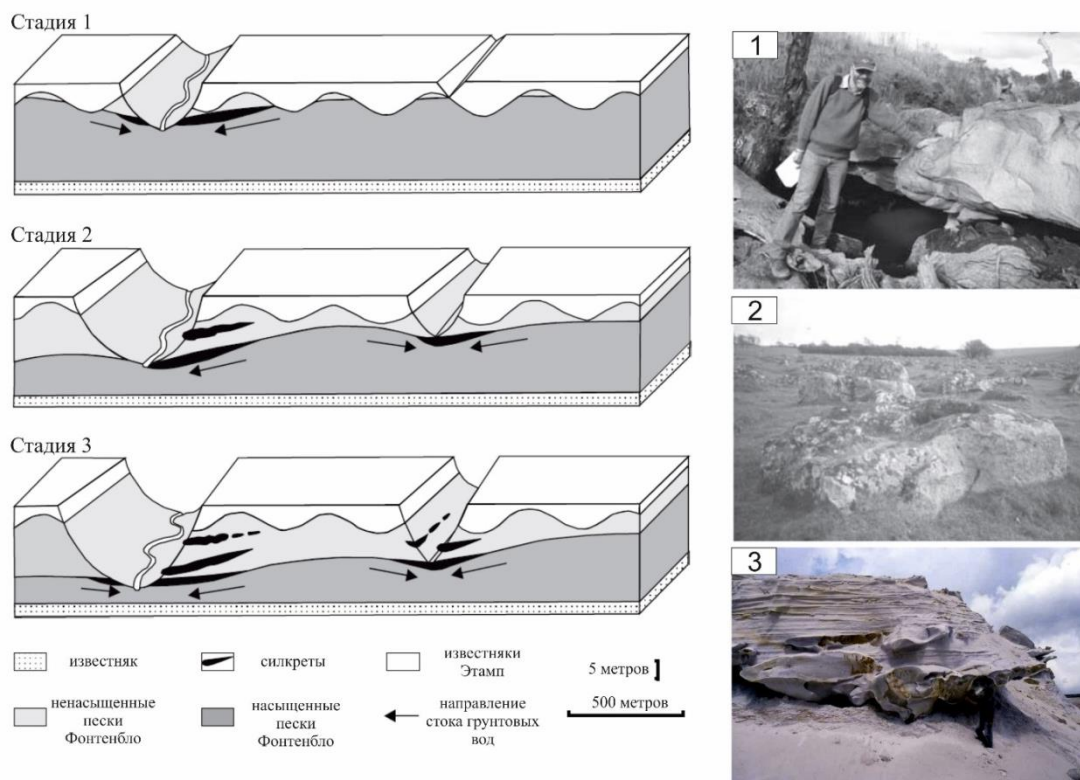


Рисунок 97. Стадии образования силкредов грунтовых вод в песках Фонтенбло, олигоцен, Франция (Nash and McLaren, 2007). Справа приведены фотографии силкредов грунтовых вод: 1 – песчаная формация Рэд Блаф, неоген, Мельбурн, Австралия (Nash and McLaren, 2007), 2 – долина Клатфорд, Вилтшир, Великобритания (Nash and McLaren, 2007), 3 – Песчаники Фонтентбло, Парижский бассейн, олигоцен, Франция; (Ulliott and Nash, 2016)

Химический состав силкредов грунтовых вод довольно простой, минералы кремнезема также представлены кварцем, опалом и халцедоном, повышенных

содержаний оксида титана, как в некоторых педогенных силкретах, не наблюдается. Образование силкретов грунтовых вод происходит с сохранением седиментационных текстур вмещающих пород. Процесс формирования силкретов рассматриваемого типа довольно быстрый – они могут образоваться за 10-100 тысяч лет. Различные стадии формирования силкретов грунтовых вод известны по работе (Thiry, 1999) (рисунок 97). В зависимости от положения уровня грунтовых вод формирование силкретов может происходить как в бортах речных долин, так и в руслах.

Силкреды *дренажного типа* или силкреды дренажных линий [drainage line silcretes] очень близки по своим особенностям к силкретам грунтовых вод, но формируются внутри аллювиальных отложений, а не вдоль бортов палеодолин, и известны в существующих речных системах или речных системах прошлого. Они так же, как и силкреды грунтовых вод, развиваются в местах стабильного стояния зеркала грунтовых вод, но при этом сильнее зависят от сезонных климатических изменений. Один из самых представительных примеров подобного рода силкретов располагается в Южной Австралии, вдоль палеодолины р. Миракина. Там обнажаются сцементированные кремнеземом остатки двухсоткилометровой палеодренажной системы (Ollier et al, 1996), которая образовалась за счет цементации кремнеземом аллювия, расположенного в палеодолине (Рисунок 98).

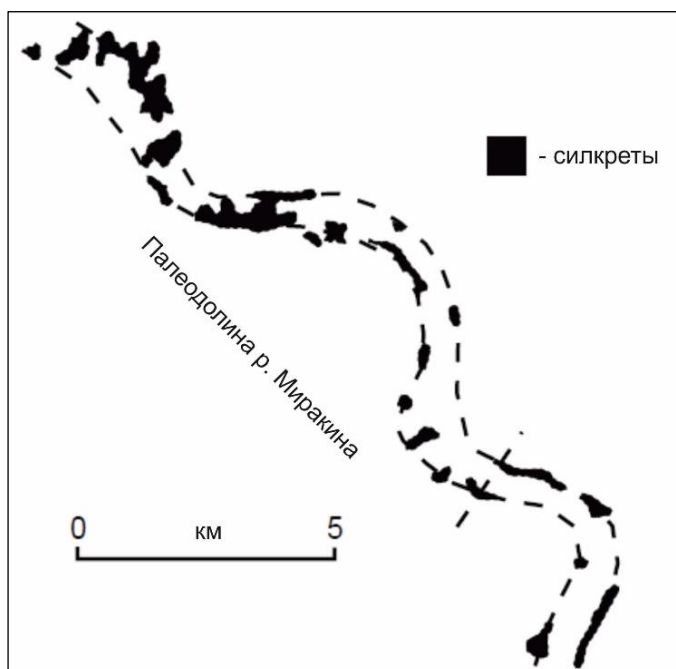


Рисунок 98. Тела дренажных силкретов, возникших вдоль палеодолины р. Миракина, Южная Австралия (Ollier et al, 1996)

На внешних поверхностях дренажных силкретов и силкретов грунтовых вод обнаруживаются витые, волнистые текстуры, а также текстуры ванильного крема (Milnes, Twidale, 1982).

*Озерные силкреды* [lacustrine silcretes] возникают на берегах пересыхающих озер, котловин, плай (Рисунок 99).

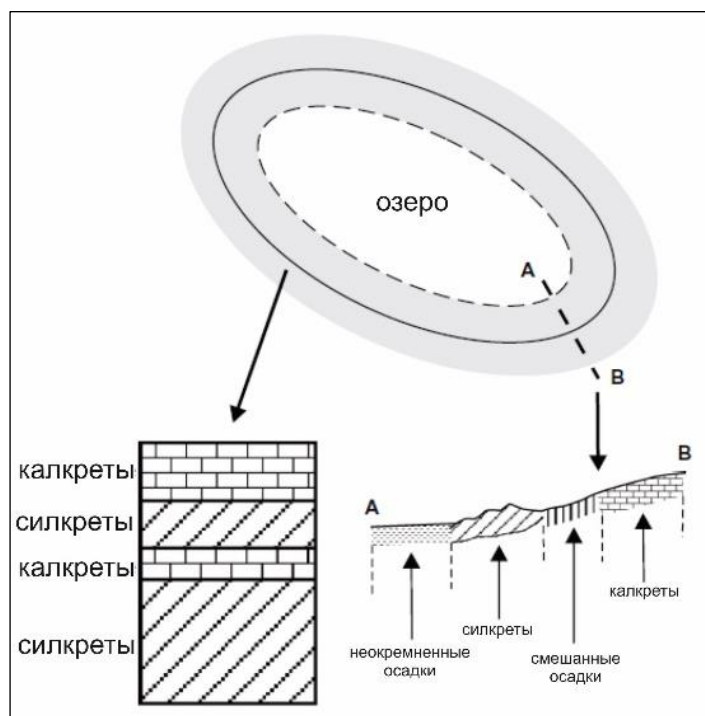


Рисунок 99. Озерные силкреды и строение профиля корок цементации, которые связаны с ними генетически (Nash et al, 2007)

Они формируются на береговой линии и имеют форму линз неправильного облика и нодулей. В матрице таких силкретов часто встречаются различные минералы, в том числе глинистые – иллит, а также глауконит и карбонаты. Их отличительной особенностью является то, что они находятся в парагенезисе с другими видами хемогенных корок цементации – калькретами, гипскретами и т.д. Их образование также происходит в условиях семиаридного и аридного климата за счет изменения солености воды и, как следствие, рН среды и растворимости кварца.

## 5.2. Генезис кварцитоподобных песчаников кембро-ордовикской песчаной толщи района слияния рек Тосны и Саблинки

Исследованием постседиментационных изменений в породах терригенной последовательности Балтийско-Ладожского глинта занимались многие авторы стран Прибалтики (напр. Kirsimae, 1999a,б, 2000, Raidla, 2006), Скандинавии (напр.

Samuelsson, 1998), России (напр. Сергеева, Тугарова, 2002) и других стран (напр. Huigen, 2004).

В упомянутых источниках, посвященных исследованиям нижнекембрийских глин лонтовасского горизонта и кембро-ордовикской песчаной толщи, содержатся указания на то, что эти породы находятся в стадии раннего диагенеза, и глубина их погружения после накопления не превышала одного километра.

На это указывают, в частности, результаты исследований органического материала микрофоссилий, показавших слабую степень изменений в кембро-ордовикских отложениях Эстонии. Максимальные температуры прогрева по исследованиям индексов термического изменения акритарх (Talyzina, 1998) и конодонтов (Mannik and Viira, 1990) не превышали 50° С.

Несколько меньшую температуру прогрева толщ, которая едва превышала 30°С и, следовательно, меньшие глубины погружения, показывает изучение соотношений иллита и смектита из глин лонтовасской свиты, отобранной в обнажениях на северной периферии Глинта на территории Эстонии (Kirsimaе, 2000, 2009).

Незначительное погружение, низкие температуры, недостаточные для запуска процессов глубинной перекристаллизации кварцевого аренита дают основания не рассматривать процесс мезогенеза в качестве причины образования плотносцементированных кварцевых песчаников внутри толщи кембро-ордовикских кварцевых аренитов в районе слияния рек Тосны и Саблинки. Более того, перекристаллизация кварца с образованием кварцитовидных песчаников в ходе глубинного диагенеза полностью охватила бы весь объем кварцевых песчаников, чего на изученной территории не наблюдается.

Еще одним аргументом против возникновения рассматриваемых кварцитоподобных пород в процессе мезогенеза является наличие переотложенных галек кварцитоподобных пород на поверхностях перерывов. Поступление гальки из внешних источников даже не нуждается в обсуждении, поскольку возможные источники никак не обозначены в региональной геологической литературе.

Поэтому, наши представления о генезисе кварцитовидных песчаников кембро-ордовикской песчаной толщи должны основываться на поиске аналогий среди кварцитоподобных пород, образующихся в приповерхностных условиях, т.е. силкретов.

На основании морфологических особенностей галек кварцитоподобных песчаников, можно с достаточной уверенностью предположить, что после отложения песчаников саблинской свиты, на поверхности изученной территории начал формироваться профиль педогенных силкретов, который был впоследствии почти

полностью срезан и переработан морской абразией в ходе ладожской трансгрессии. Свидетельствами былого существования слоя псевдобрекчий и псевдоконгломератов, являются, во-первых, широко распространенные необычной формы ямчатые гальки кварцитоподобных песчаников, приуроченные к поверхностям перерывов; и, во-вторых, субвертикальные трещины, разбивающие местами кровлю саблинских песчаников на полигональные колонны. В ходе переотложения самые прочно сцементированные кварцем стяжения педогенного профиля были вымыты водами трансгрессирующего моря из вмещающей породы, но процесс их окатывания, вероятно, не был длительным, поскольку многие из них сохранили свою первоначальную угловатую и ямчатую форму. Менее прочно сцементированные стяжения были в основном разрушены, хотя некоторые из них сохранились и обнаруживаются на поверхностях перерыва, также как крупные обломки колонн колумнарного слоя (рисунок 38).

Сетчатые внутриформационные кварцитоподобные песчаники кембрийско-ордовикской толщи могут быть сопоставлены с силкретам грунтовых вод и дренажными силкретами. С первыми их сближает двухуровневая структура, со вторыми прослеженное автором по четырем точкам выходов простирание вдоль извилистой линии, напоминающей линию речного дренажа (рисунок 100).

Отсутствие признаков аллювиальных отложений и наличие двух уровней цементации заставляет предполагать, что сетчатые тела внутриформационных кварцитоподобных песчаников представляют собой силкреты грунтовых вод, сформированные вдоль линии пустынного подповерхностного дренажа во время позднекембрийской (после ладожской) регрессии моря. Не исключено, что линия стока грунтовых вод располагалась ниже дна долинообразного углубления. Педогенные силкреты в это время не образовывались, вероятно, вследствие большего уклона поверхности суши, или более влажного, чем послесаблинское время, климата.

Происхождение единичных внутриформационных тел кварцитоподобных песчаников определить не удалось из-за отсутствия известных аналогов, но явно оно тоже связано с процессами образования силкретов.



300 м

Рисунок 100. Спутниковый снимок (Google) фрагмента исследованного участка с выходами сетчатых тел силкретов (отмечены красными кружками), розовыми линиями показано предполагаемое простираие тел внутриформационных сетчатых силкретов, желтые кружки – точки наблюдения в которых отмечены выходы тел кварцитовидных песчаников

### 5.3. Проверка предлагаемых моделей генезиса кварцитоподобных песчаников

Главными условиями образования силкретов считаются ровные сглаженные палеоландшафты, что подразумевает длительные периоды тектонической стабильности, и жаркий или теплый семиаридный климат с ярко выраженным чередованием коротких влажных и длительных засушливых периодов на протяжении года (Nash, McLaren, 2007).

О тектонической стабильности на северо-западе Восточно-Европейской платформы в саблинское и ладожское время свидетельствует устоявшаяся фациальная

зональность и удивительное постоянство разрезов осадочных толщ, накапливавшихся в центральной и мелководной частях Балтоскандинавского палеобассейна.

В глубокой центральной части палеобассейна все это время формировалась однородная толща битуминозных аргиллитов формации Alum Shale (Nielsen, 2007), а на мелководье, разделявшем Балтоскандинавский и Московский бассейн – исследованная автором толща кварцевых аренитов. В Московском бассейне накапливались песчано-алевро-глинистые осадки (Kheraskova et al., 2005). Равновесное состояние нарушалось только в периоды регрессии, когда море уходило с мелководья (время послесаблинского и послеладожского перерывов), а в центральных частях Балтоскандинавского бассейна среди битуминозных сланцев формировались пачки известняков со следами закарстования (Lehnert, 2012, 2013). В эти периоды участки мелководья превращались в огромные ровные низменные участки суши сложенные многометровой толщей песчаников, с уклонами поверхности  $0.01-0.001^\circ$ , характерными для эпиконтинентальных морей (Schieber, 2016).

Насколько благоприятным для образования силкретов были климатические условия во время средне- и позднекембрийской регрессии?

В термические максимумы кайнозоя образование силкретов происходило на юге Африки (Milnes, Twidale, 1983, Summerfield, 1983), в южной и центральной частях Австралии (Fujioka, 2005), в Новой Зеландии (Lindquist, 1990), на юге Северной Америки (Rains, 1981), в Парижском бассейне (Thiry, 1996) и даже на юге Англии (Ulliyott et al, 2004), т.н. в диапазоне  $25-39^\circ$  ю.ш. и  $46-52^\circ$  с.ш.

Положение континента Восточно-Европейской платформы (Балтики) во время накопления кембро-ордовикской песчаной толщи, установленное палеомагнитным методом, приведено во многих источниках. Подавляющее большинство исследователей (напр. Nikishin, 1999; Torsvik, 2001; 2005; Golonka, 2009) считает, что в это время континент находился между  $30$  и  $60$  градусами южной широты. При этом исследованная территория располагалась в умеренных широтах между  $40^\circ$  и  $50^\circ$  (рисунок 101).

Широтное положение исследованной территории в среднем и позднем кембрии не выходит за пределы, в которых возможно протекание процессов формирования силкретов, но только при условии господства на Земле теплого климата. Однако, представления о климате этого интервала геологической истории не однозначны.

По данным PaleoMAP Project (<http://scotese.com>) и исследованиям Голонки (Golonka, 2009), климат середины кембрийского – начала ордовикского периода можно охарактеризовать как довольно теплый; среднегодовые температуры умеренных широт в то время достигали  $25^\circ\text{C}$  (при современных  $17^\circ\text{C}$ ).



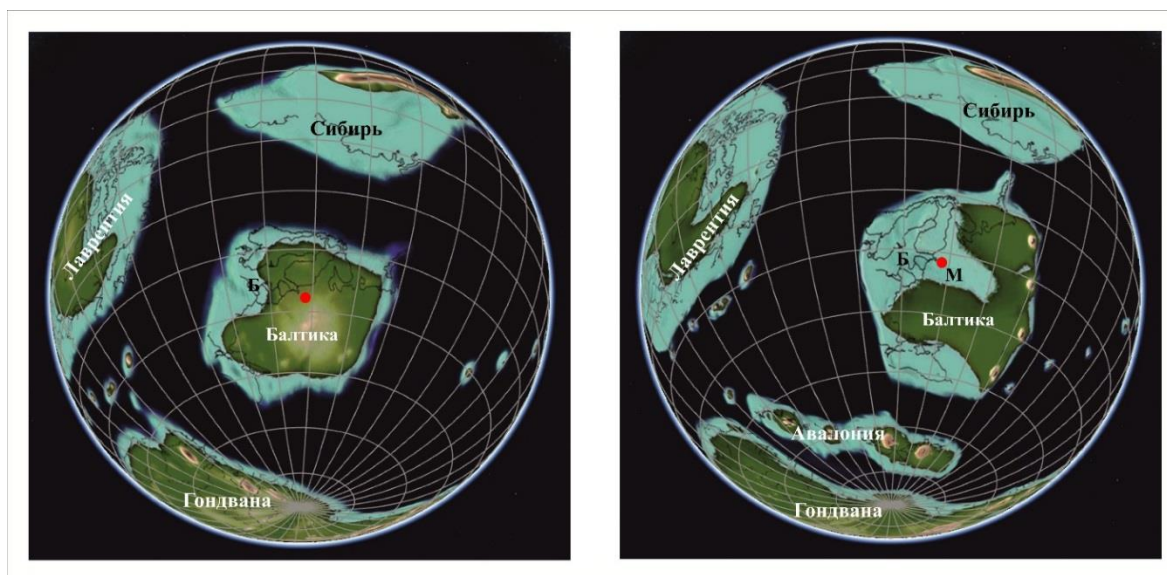


Рисунок 101. Реконструкции континента Восточно-Европейской платформы во время послесаблинской регрессии и последующей ладожской трансгрессии (500 Ма назад), сгенерированные в программе Earth Viewer. Местоположение исследованной территории обозначено красной точкой. Б – Балтоскандинавский бассейн, М – Московский бассейн

Об этом свидетельствует повсеместное распространение эвапоритов на широтах от современных умеренных до тропических (<http://scotese.com>). Также по данным К. Скотиза (Ibid.), в рассматриваемое время ничем не засвидетельствовано существование ледниковых шапок в полярных областях планеты. Это позволяет предполагать, что, при отсутствии холодной полярной зоны, жаркие и теплые умеренные климатические пояса среднего-позднего кембрия были более смещены к полюсам, чем на современной Земле.

Однако ряд авторов имеет альтернативное мнение на существовавшие в конце кембрия – начале ордовика климатические условия (Dronov, Popov, 2004; Cherns, 2009, Quinton et al, 2015). В частности, А.В. Дроновым и Л.Е. Поповым описана небольшая единичная синклиналинная структура, из кровли верхнесаблинской свиты в штольне у дер. Реброво на р. Сясь, названная авторами «ледовым клином», которая, по их мнению, свидетельствует о холодных перигляциальных условиях окружающей среды и наличии периодов промерзания. По их оценкам, температуры многолетнемерзлых пород в это время снижались до минус 15°C, а температуры воздуха до минус 6°C (Dronov, Popov, 2004). При этом Дронов и Попов игнорируют как отсутствие специфической текстуры заполнения ледовых клиньев осадком, так и данные исследователей областей многолетней мерзлоты, которые утверждают, что ледовые клинья никогда не формируются поодиночке, но всегда образуют полигональную сеть, с размерами полигонов 5–15 метров (например, Mears, 1987).

Автор настоящей магистерской работы считает, что располагает оригинальным фактическим материалом, который позволяет однозначно определить преобладание

положительных или отрицательных палеотемператур на исследованной территории в среднем – позднем кембрии. В качестве индикатора может быть использована форма песчаных зерен из слабосцементированных песчаников саблинской и ладожской свит.

Дело в том, что зерна кварца, оказавшиеся в обстановке многолетней мерзлоты, подвергаются термическому и механическому растрескиванию, в результате чего их поверхность покрывается специфическими текстурами: конхоидальными сколами, кливажированными и изломанными поверхностями, параллельными бороздами. (Kinsley, Doornkamp, 1973; Mears, 1987; Mahaney, 2002; Vos et al, 2013, Madhavaraju et al, 2009, Fitzpatrick, Summersom, 1971) (рисунок 102).

Как уже говорилось в главе 4, а также в статье автора, посвященной морфологии песчаных зерен (Fedorov, Palkina, 2015) основными структурами поверхности кварцевых зерен саблинской и ладожской свит являются химические структуры избирательного растворения и кристаллического обрастания синтаксиальным кварцем. Сами зерна в основном хорошо окатаны (см рисунки 46 –89 для сравнения с рисунком 102).

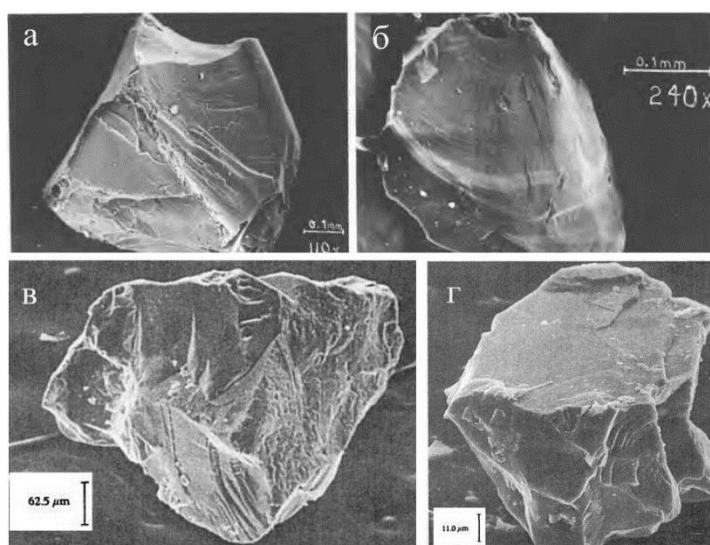


Рисунок 102. Примеры кварцевых зерен из многолетнемерзлых отложений: а,б – плейстоцен штата Вайоминг, США (Mears, 1987); в,г – современные, Норвегия и Швейцария, соответственно (Kinsley, 1973)

Из разнообразных следов механических воздействий лишь на некоторых песчинках из саблинской (включая образцы из трещин в кровле) и ладожской свит были обнаружены только полукруглые бороздки, а также изогнутые и прямые царапины морской абразии. Полукруглые бороздки являются одной из разновидностей трещин Герца и рассматриваются в качестве следов высокоэнергичных подводных соударений (Bull, Morgan, 2006). Никаких структур характерных для областей многолетней мерзлоты на песчинках из саблинской и ладожской свит в ходе исследований обнаружено не было.

Результаты исследования морфологии песчаных зерен позволяют нам сделать вывод о существовании теплых климатических условий, благоприятных для формирования силкретов на исследованной территории в ходе постсаблинской и постладожской регрессий. Свидетельством многократного чередования коротких влажных и длительных засушливых периодов являются наблюдаемые следы растворения и обрастания кварцевых зерен.

Учитывая приведенные выше аргументы, можно сделать вывод о том, что предлагаемая автором модель формирования кембрийских силкретов в районе слияния рек Тосна и Саблинка не вступает в противоречия с палеотектоническими и палеоклиматическими данными.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе написания магистерской диссертации автором были выполнены все поставленные задачи и достигнута цель исследования – впервые за всю историю изучения нижнего палеозоя Ленинградской области определен генезис кварцитоподобных образований в кембро-ордовикской песчаной толще.

Кварцитоподобные песчаники, исследованные в долинах рек Тосны и Саблинки, вблизи их слияния, идентифицированы автором как осадочные кварциты, которые представляют собой разновидность силкретов – приповерхностных кор, сцементированных кремнеземом. Силкреды на исследованной территории формировались во время двух региональных перерывов в осадконакоплении (на рубеже среднего и позднего кембрия и во второй половине позднего кембрия), когда отступившие воды эпиконтинентального моря оставляли после себя обширные покровы кварцевых песков (аренитов), накопившихся на мелководье. Благоприятные климатические условия способствовали развитию континентальных процессов растворения и синтаксиального переосаждения кремнезема на поверхности окатанных кварцевых зерен этих песков с образованием кварцевого контактового и регенерационного цемента. В ходе первого, более длительного перерыва, на поверхности песчаной суши сформировался профиль педогенных силкретов с характерными галькообразными стяжениями осадочных кварцитов. При последующей трансгрессии он был переработан, и наиболее плотносцементированные стяжения оказались переотложены на поверхности эрозии в виде галек. В ходе второго, короткого перерыва, осадочные кварциты формировались на небольшой глубине, согласно модели «силкретов грунтовых вод». Они образовали сливные сетчатые внутрiformационные тела вдоль трасс подповерхностного стока.

Следует подчеркнуть, что настоящая работа является первым исследованием силкретов на территории России.

## Литература

1. Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение), серия Центрально-Европейская. Листы О-35 – Псков, (N-35), О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 510 с. +18 вкл.
2. Геология СССР. Том 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание. Под ред. Селивановой В.А., Кофман В.С., М: Недра, 1971, 502 с.
3. Кузнецов С.С., Селиванов Г.Д., Геологическая экскурсия по долине р. Саблинки, Ленинградской области// Ленинград, 1940, 64 с.
4. Малаховский Д.Б., Грейсер Е.Л., Балтийско-Ладужский уступ// Геоморфология, 1987. №1, с. 94–98.
5. Отчет о научно-исследовательской работе по базовому проекту № 7.4-07/13 «Разработать общую стратиграфическую основу Госгеолкарты -1000-3 и -200/2 и актуализировать региональные корреляционные схемы Фанерозоя для основных регионов России», отв. исп. Гогин И.Я., Санкт-Петербург, 2015.
6. Попов Л.Е., Хазанович К. К., Боровко Н. Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф., Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритонесущей оболочевой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989, 222 с.
7. Постановления Межведомственного Стратиграфического Комитета и его постоянных комиссий. Вып. 44, СПб: ВСЕГЕИ, 2016, с. 25–29.
8. Потулова Н. Оболочные песчаники и дикионемовый сланец Ленинградской губ.// Материалы по общей и прикладной геологии, Вып. 68. Издание Геологического Комитета, 1927, 52 с.
9. Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы, 1984 г., с региональными стратиграфическими схемами. Л.:«Недра», 1987. 114 с.
10. Рухин Л.Б., Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области// Ученые записки, Серия геолого-почвенных наук, вып. 4, труды Саблинской научно-учебной станции ЛГУ под ред. П.А. Земятченского. Издание Ленинградского Государственного Университета, Ленинград, 1939, 176 с.

11. Сергеева Э.И., Тугарова М.А., Образование и трансформация нижнекембрийских глин сиверской свиты северо-запада Русской платформы// Вестник Санкт-Петербургского университета, 2002. сер. 7, вып. 1, №7, с 72–77.
12. Bull P., Morgan, R. Sediment Fingerprints: A forensic technique using quartz sand grains// Science and Justice, vol. 46, is. 2, 2006, pp. 107–124.
13. Dronov A.V., Popov L. E., Traces of frost action in the Obolus-Sand: the evidence for subglacial climate on the mid Cambrian to early Ordovician (Tremadocian) of the East Baltic// Abstracts. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate, Erlangen, 2004, 32 pp.
14. Cooper R.A., Sadler P.M. The Ordovician Period. In: F.M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G.M. Ogg (eds). The Geologic Time Scale 2012. Vol. 1, 2012, pp. 489–453.
15. Cherns L., Wheeley J.R., Early Palaeozoic cooling events: peri-Gondwana and beyond// from Basset M.G. (ed) Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography, Geological Society, London, Special Publications, 2009, vol. 325, pp 257–278.
16. Fedorov P.V., Palkina A.I., Surface textures of sand grains from quartz arenite stratotype sections of sablinka formation (Cambrian, Series 3: Saint Petersburg vicinity, Northwest Russia): the key to understanding of the continental processes of the Guzhangian-Furongian Boundary), Vestnik SPSU, 2015, ser.7, no. 4, 37–52 pp.
17. Fitzpatrick K.T., Summersom C.H., Some observations on electron micrographs of quartz sand grains// The Ohio Journal of Science, v.71, no. 2, 1971 pp. 106–119.
18. Fujioka T., Chappel J. Honda M., Yatsevich I., Fifield K., Fabel D., Global cooling initiated stony deserts in central Australia 2-4 Ma, dated by cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$ - $^{10}\text{Be}$ // Geology, 2005, vol. 33, no. 12, 993–996 pp.
19. van de Graaff W.J.E., Silcrete on Western Australia: geomorphological setting, textures, structures, and their genetic implications// Geological Society, London, Special Publications, 1983, vol. 11, 159–166 pp.
20. Golonka J. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Early Paleozoic// Geologia, 2007, tom 35, no. 4, 589–654 pp.
21. Huigen Y., Andriesson P., Thermal effects of Caledonian foreland basin formation, based of fission track analyses applied on basement rocks in central Sweden//Physics and Chemistry of the Earth, vol. 29, 2004, 683–694 pp.
22. Kirsimae K., Kalm V., Jorgensen P., Diagenetic transformation of clay minerals in lower Cambrian Argillaceous Sediments of North Estonia// Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 1999, vol.48, 1, 15–34 pp.

23. Kirsimae K., Jorgensen P., Kalm V., Low-temperature diagenetic illite-smectite in Lower Cambrian clays in North Estonia// *Clay minerals*, 1999, vol. 34, 151–163.
24. Kirsimae K., Jorgensen P., Mineralogical and Rb-Sr Isotope studies of low-temperature diagenesis of Lower Cambrian clays of the Baltic paleobasin of North Estonia// *Clays and clays minerals*, 2000, vol. 48, no.1, 95–105 pp.
25. Krinsley D.H., Doornkamp J.C, Atlas of quartz surface textures// Cambridge University Press, 1973, 90 pp.
26. Kheraskova T. N., Andreeva N.K., Vorontsov A.K., Kagramanyan N.A. Evolution of the Moscow Sedimentary Basin in the Early Paleozoic. *Lithology and Mineral Resources*, vol. 40, no. 2, 2005, 150–166.
27. Lamplugh G.W. The geology of the Zambezi Basin around the Batoka Gorge (Rhodesia)// *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, edited by the assistant-secretary of the geological society, 1907, vol.63., 162–216 pp.
28. Lehnert O., Calner M., Ahlberg P., Ebbestad J.O., Harper D.A.T., Mainhof G. Palaeokarst formation of Baltoscandia – evidence for significant sea-level changes in a shallow epicontinental sea. Eds A. Lindskog, K. Mehlqvist. *Proceedings of the 3re IGCP 591 Annual Meeting*. Lund, Sweden, 9-19 June 2013. Lund University, 2013, pp. 169–170.
29. Lehnert O., Calner M., Ahlberg P., Harper D., Multiple palaeokarst horizons in the Lower Palaeozoic of Baltoscandia challenging the dogma of a deep epicontinental sea// *Geophysical research abstracts*, 2012, vol. 14, EGU2012-preview.
30. Lindquist J.K., Deposition and diagenesis of Landslip silcrete, Gore Lignite Measures (Miocene), New Zealand// *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1990, vol.33, 137–150 pp.
31. Madhavaraju J., Garcia y Barragan J.C., Shaik M.Hussain, Saidapet P.Mohan. Microtextures on quartz grains in the beach sediments of Puerto Penasco and Bahia Kino, Gulf of California, Sonora, Mexico// *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, v.26 , no. 2, 2009, pp. 367–379.
32. Mahaney W.C. Atlas of sand grain surface textures and applications// Oxford University Press, 2002, 235 pp.
33. Mannik P., Viira V., Conodonts. In *Field Meeting Estonia, 1990. An excursion guidebook*, D. Kaljo and H. Nestor, eds., Estonian Academy of Sciences, 84–90 pp.
34. Mears B. Jr. Late Pleistocene periglacial wedge sites in Wyoming: an illustrated compendium. *The geological survey of Wyoming memoirs*, no 3, 1987, pp. 1–90.
35. Milnes A.R., Twidale C.R.. An overview of silification in Cainozoic Landscapes of Arid Central and Southern Australia// *Aust. J. Soil Res.*, 1983, vol. 21, 387–410 pp.

36. Nash D.J., Ulliott J.S. Silcrete. *Geochemical sediment and Landscapes*. Eds D.J. Hash, S.J. McLaren. Blackwell, Oxford, 2007, pp. 95–143.
37. Nash D.J., The development and environmental significance of the dry valley systems (Mekgacha) in the Kalahary, central southern Africa// Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, September 1992. Department of geography, University of Sheffield.
38. Nielsen A.T., Schovsbo N.H., Cambrian to basal Ordovician lithostratigraphy in southern Scandinavia. 2007. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, vol. 53, pp. 47–92.
39. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloethingh S.A.P.L., Furtne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankrejer A., Benbinova E.Yu., Shalimov I.V., Late Precambrian - Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution// *Tectonophysics*, 1996. vol. 268, 23–63 pp.
40. Ollier, C.D. & Pain, C.F. *Regolith, Soils and Landforms*. Chichester: John Wiley, 1996, 326 pp.
41. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., *Sand and sandstone*, Second edition, New-York: Springer Verlag, 1987, 553 pp.
42. Quinton P.C., Percival I.G., Zhen Y.Y., Macleod K.G., Ordovician temperature trends; constraints from  $\delta^{18}\text{O}$  analysis of conodonts from New South Wales, Australia// *Stratigraphy*, 2015, vol. 12 (2), 61–66 pp.
43. Raidla V., Kirsimae K., Bitjukova L., Joeleht A., Shogenova A., Sliapoa S., Lithology and diagenesis of the poorly consolidated Cambrian siliclastic sediments in the northern Baltic Sedimentary Basin// *Geological Quarterly*, 2006, vol.50(4), 395–406 pp.
44. Rains G.E. Paleocene silcrete beds in the San Juan basin// A thesis submitted to the faculty of the Department of geosciences in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science in the graduate college. The University of Arizona, 1981.
45. Samuelsson J., Middleton M.F., The Caledonian foreland basin in Scandinavia: constrained by thermal maturation of the Alum Shale// *GFF*, 1998. vol. 120, 307–314 pp.
46. Scolnick H., The quartzite problem // *Journal of Sedimentary Petrology*, 1965, vol. 35, no. 1, 12–21 pp.
47. Schieber J. Mud re-distribution in epicontinental basins – Exploring likely processes// *Marine and petroleum geology*, 2016, vol.71, 119–133 pp.
48. Smale D. Silcretes and associated silica diagenesis in the southern Africa and Australia// *Journal of Sedimentary Petrology*, 1973, vol. 43, no. 4, 1077–1089 pp.



49. Summerfield M.A. Silcrete as a palaeoclimatic indicator: evidence from Southern Africa// *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 1983. №41: 65–79 pp.
50. Talyzina N.M., Fluorescence intensity in Early Cambrian acritarchs from Estonia// *Review of Paleobotany and Palynology*, 1998, vol. 100, 99–108 pp.
51. Thiry, M. Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In: Thiry, M. & Simon-Coinçon, R. (Eds) *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Special Publication 27, International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell Science, 1999, pp. 87–127.
52. Thiry, M., Simon-Coinçon R., Tertiary palaeoweatherings and silcretes in the southern Paris Basin//1996, *Catena* 26, pp 1–26.
53. Torsvik T.H., Rehnstrom E.F., Cambrian Palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography/ *Journal of the Geological Society*, London, 2001. vol. 158, pp. 321–329.
54. Torsvik T.H., Cocks L R.M., Norway in space and time: A Centennial cavalcade// *Norwegian journal of geology*, 2005, vol. 85, pp. 73–86.
55. Ulyott J.S., Nash D.J., Whiteman C.A., Mortimore R.N. Distribution, petrology and mode of development of silcretes (sarsens and puddingstones) on the Eastern South Downs, UK// *Earth Surface Processes and Landforms*, 2004, vol.209, 1509–1539 pp.
56. Vos K., Vanderberghe N., Elsen J., Surface textural analysis of quartz grain by scanning electron microscopy (SEM): from sample preparation to environmental interpretation// *Earth-Science Reviews*, v. 128, 2014, pp. 93–104.
57. Worden R.H., Burley S.D., Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone// *International association of Sedimentologists*, 2003, vol. 4, 3–44 pp.
58. <http://www.spbumag.nw.ru> – Журнал «Санкт-Петербургский университет», Дронов А.В., Балтийско-Ладожский глинт, 16 марта 2002.
59. <http://scotese.com> – PALEPMAP Project, 2016. Christopher R. Scotese.