

Санкт-Петербургский государственный университет

ШУХВОСТОВ Роман Сергеевич

Выпускная квалификационная работа

***Следы криогенных процессов в позднеледниковых отложениях Онежско-
Ладожского региона***

Уровень образования: бакалавриат

Направление *05.03.02. «География»*

Основная образовательная программа *СВ.5019 «География»*

Научный руководитель:

доцент кафедры геоморфологии,

Институт наук о Земле,

к. г. н. Л.А. Савельева

Научный консультант:

геолог I категории, Отдел четвертичной

геологии и геоморфологии ФГБУ «ВСЕГЕИ»,

к. г.-м. н. М.В. Шитов

Рецензент:

доцент кафедры криолитологии

и гляциологии, МГУ им. М.В. Ломоносова;

к. г.-м. н. И.Д. Стрелецкая

Санкт-Петербург

2021

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.....	6
1.1. Географическое положение района.....	6
1.2. Рельеф.....	6
1.3. Гидрография.....	7
1.4. Климат.....	8
1.5. Почвы и растительный покров.....	8
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	10
2.1. Следы криогенных процессов в осадках.....	10
2.1.1. Морозобойное растрескивание.....	10
2.1.2. Нарушение слоистости.....	18
2.2. Следы криогенных процессов в рельефе.....	21
2.3. Особенности состава и строения осадков.....	23
2.3.1. Гранулометрический анализ.....	23
2.3.2. Минералогический анализ.....	23
2.3.3. Микроморфологический анализ.....	24
ГЛАВА 3. СТРОЕНИЕ КРИОГЕННОЙ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ ТОЛЩИ В РАЗРЕЗАХ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО РЕГИОНА.....	29
3.1. Разрез на правом берегу р. Оять между деревнями Шириничи и Шангиничи.....	29
3.2. Разрез на левом берегу р. Свирь в 2 км ниже г. Лодейное поле в ур. Канома.....	34
3.3. Разрез «Кузьминки» в 2 км ниже устья р. Мга.....	39
3.4. Разрезы в карьере «Толстое» под г. Подпорожье.....	42
3.5. Разрезы на юго-западном побережье Онежского озера в 500 м от устья р. Куковка.....	45
ГЛАВА 4. ЛИТОЛОГИЯ КРИОГЕННЫХ ТОЛЩ.....	50
4.1. Гранулометрический анализ.....	50
4.2. Анализ морфологии песчаных зерен.....	57
4.3. Минералогический анализ.....	66
ГЛАВА 5. О ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ КРИОЛИТОЗОНЕ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО РЕГИОНА.....	72
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	76
ЛИТЕРАТУРА.....	78

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Следы древней мерзлоты к югу от современной границы многолетнемерзлых пород – важный источник палеогеографических и палеоклиматологических данных. Их изучение предоставляет уникальную возможность определения скорости формирования/деградации древней криолитозоны в перигляциальной области при отступании ледника и последующем потеплении климата.

До недавнего времени перигляциальная зона последнего оледенения на территории Ленинградской области оставалась практически не изученной, а известные следы криогенных явлений – клиновидные структуры в позднеледниковых отложениях на побережье Финского залива интерпретировались как сейсмиты (Никонов, Русаков, 2010; Шварев и др., 2018). Их криогенное происхождение было доказано работами И. Д. Стрелецкой последних лет (Стрелецкая, 2017). Криогенные структуры широко представлены в позднеплейстоценовых отложениях северного Приладожья (Donner, Delusin, 1995). Кроме того, были известны находки схожих структур в средне-позднеголоценовых отложениях юго-восточного Приладожья (Бискэ и др., 2009).

Объектом исследования являются разрезы позднеледниковых четвертичных отложений со следами криогенных процессов на территории Онежско-Ладожского региона. **Предмет исследования** – строение и условия формирования криогенных толщ.

Целью настоящей работы является морфологическое описание следов криогенных процессов в позднеледниковых отложениях и реконструкция условий их формирования.

Основными **задачами** работы являлись:

1. Полевая документация геологического строения разрезов позднеледниковых отложений и следов криогенных явлений;
2. Установление взаимоотношения следов криогенных явлений между собой и с парагенетически связанными с ними субэральными образованиями, а также определение последовательности их формирования;
3. Сравнительный анализ некоторых морфогенетических особенностей криогенных структур и текстур в опорных разрезах позднеледниковых отложений на различных высотных отметках, в которых продолжительность развития криогенных процессов была разной;

4. Уточнение генезиса отложений и выявление наложенных следов золотой обработки, а также криогенного изменения песчаных зерен при помощи морфологического и минералогического анализов.

5. Палеогеокриологическая интерпретация полученных данных.

Фактические материалы и личный вклад автора. Работа основана на материалах, собранных автором в ходе полевых геолого-геоморфологических работ 2018–2020 гг. на территории Онежско-Ладожского региона под руководством М.В. Шитова. Автором описано и изучено более 10 разрезов, из которых 5 являются ключевыми. Было отобрано 42 образца, 30 из которых удалось изучить на гранулометрический, микроморфологический и минералогический анализы. Гранулометрический анализ 30 образцов был выполнен автором в лаборатории по пробоподготовке ИНоЗ СПбГУ комбинированным методом (отмучивание пелитовой фракции и сухого ситования песчаной фракции, глава 4.1). На базе научного парка СПбГУ в ресурсном центре Микроскопии и микроанализа автором было изучено 30 образцов и получено более 200 изображений с объемных ненапыленных образцов с целью изучения морфоскопии и морфометрии кварцевых зерен при помощи сканирующей микроскопии (СЭМ) во фракциях 1,0–0,5 мм и 0,315–0,125 мм (глава 4.2). Сотрудниками ресурсного центра Научного парка СПбГУ Рентгендифракционных методов исследования был проведен количественный рентгенофазовый анализ 29 образцов автора из криогенных толщ, что позволило рассчитать коэффициент криогенной контрастности (глава 4.3).

В дипломной работе были использованы результаты исследований по Приневской низменности, полученные В.И. Дудановой совместно с автором (глава 3.3).

Апробация работы. Основные положения дипломной работы докладывались и обсуждались на следующих конференциях:

1. XXX Молодежной научной школе-конференции, посвящённой памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии», Апатиты, 2019;

2. Ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», Санкт-Петербург, 2020;

3. XXVII Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2020», Москва, 2020;

4. Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года: актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена», Москва, 2020;

5. XXVIII Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2021», Москва, 2021;

Публикации. По теме диплома опубликовано 6 работ; все из них входят в базу РИНЦ.

Благодарности. Написание данной работы было бы невозможно без помощи и поддержки моего научного наставника и учителя, за что автор искренне благодарен товарищу М.В. Шитову. Автор благодарен своему научному руководителю Л.А. Савельевой за оказанную помощь в решении организационных вопросов. Автор также благодарен за ценные консультации и помощь в организации работ в Ресурсных центрах Научного парка СПбГУ к.г.-м.н., доценту кафедры осадочной геологии П.В. Федорову.

Автор благодарит начальника лаборатории по пробоподготовке ИНоЗ СПбГУ А.Е. Иванову и других сотрудников лаборатории за помощь в поиске оборудования и возможность проведения исследований. Автор весьма признателен зам. директора Ресурсного центра Микроскопии и микроанализа С.Ю. Янсон, а также зам. директора Ресурсного центра Рентгендифракционных методов исследования Н.В. Платоновой за ценные консультации и предложения по обработке полученных результатов.

Отдельной благодарности заслуживают участники полевых работ 2018–2020 гг. – Е.М. Бобровникова, В.А. Чеботарева, К.С. Додонов и другие, без которых мне не удалось бы собрать материалы для данной работы. Отдельно хотелось бы поблагодарить мою неизменную коллегу, В.И. Дуданову за необходимую помощь и огромную поддержку во время написания данной работы, а также за предоставленные материалы по разрезам Приневья.

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

1.1. Географическое положение района. Район исследования располагается на северо-западе Европейской части России – по юго-восточной периферии Ладожского озера (Приладожская равнина, Приневская низменность), в средней части Онежско-Ладожского перешейка и на юго-западном берегу Онежского озера в пределах Гиморецкой бухты (рис. 1). В административно-территориальном плане район исследований захватывает Всеволожский, Лодейнопольский и Подпорожский районы Ленинградской области, а также Прионежский район Республики Карелия.



Рисунок 1. Карта-схема района исследований

1.2. Рельеф. Рельеф Приладожской равнины последовательно формировался в ходе сменявших друг друга оледенений и межледниковий под влиянием различных процессов рельефообразования, основными из которых являются ледниковая экзарация и аккумуляция, неотектонические (в т.ч. изостатические) движения, озерно-ледниковая и озерная абразия и аккумуляция, речная эрозия и процессы выветривания. Каждое последующее оледенение полностью уничтожило ранее сформированный рельеф. Особенности коренных пород оказали существенное влияние на геоморфологическое

развитие и формирование современного рельефа. Окончательно формирование облика современного рельефа произошло в позднем голоцене под воздействием флювиальных, биогенных и эоловых процессов. (Геология СССР т.1, 1971)

Максимальные абсолютные отметки в пределах нижнего течения р. Свирь достигают 35-40 м. Они наблюдаются на северо-востоке и приурочены к абразионным уступам, минимальные абсолютные отметки – 6-7 м – отмечены на юго-западе территории при впадении в р. Свирь ее левого притока, р. Оять.

В районе Гиморецкой бухты в юго-западном Прионежье береговые террасы имеют отметки 40-45 м, ограниченные с северо-запада тыловым швом высотой 55-60 метров. В строении береговой зоны наблюдается асимметричность: вдоль береговой линии протягиваются обрывы высотой до 3 м к югу и до 10 м к северу от р. Куковка. В целом рельеф представлен как грядово-холмистыми и холмисто-увалистыми равнинами, так и плоско-волнистыми озерно-ледниковыми равнинами (Геология СССР т.1, 1971).

Приневская низменность геоморфологически во многом схожа с Приладожской равниной – это террасированная озерно-ледниковая равнина, за исключением того, что на ней широко распространены камовые и моренные возвышенности. Абсолютные высоты достигают 40 м. Останцы морен чаще всего окружены абразионными уступами с абсолютной высотой около 30 м. Особенности современного рельефа здесь обусловлены строением дочетвертичных пород, которые образуют структурно-денудационные равнины. Террасированные поверхности слабо наклонены в сторону Финского залива и Ладожского озера. Они образовались за счет формирования крупных приледниковых водоемов в разные стадии отступления валдайского ледника (Геология СССР т.1, 1971).

1.3. Гидрография. Формирование гидрографической сети началось после деградации валдайского ледника, в позднеледниковье – начале голоцена (24-11 тыс. лет назад), что обусловлено их слабо выработанным продольным профилем.

На территории Приладожской равнины наиболее ярко речные долины Свири и Ояти выражены в пределах озерно-ледниковой равнины, где прослеживается 3 ступени террас: аллювиальная пойменная – озерно-ледниковая – флювиогляциальная.

Крупнейшим реками являются Свирь и Нева. Река Свирь соединяет Онежское и Ладожское озера, а р. Нева, вытекая из Ладожского озера, впадает в Финский залив. Протяженность Невы составляет 74 км, с перепадом высот устья и истока в 5 м. Длина р. Свирь 224 км с перепадом высот в 23 м, площадь водосбора 83 210 км². Глубина

русла изменяется от 3,5 до 11 м, преобладают глубины 5—7 м (Геология СССР т.1, 1971).

Крупнейшими озерами являются Онежское и Ладожское. Они сформировались вследствие последнего оледенения. Озера представляют остатки более крупных приледниковых водоемов, которые существовали на территории в позднеледниковье-голоцене.

1.4. Климат. Климатические условия участка определяются его положением в умеренных широтах на северо-западе Восточно-Европейской равнины, где проявляется влияние Атлантического океана. Внутренние водоемы – Финский залив Балтийского моря и крупные озера – Ладожское и Онежское смягчают климат. Климат определяется как умеренно-холодный. Для территории характерна циклоническая деятельность. Перемещаясь с запада на восток, циклоны приносят на сушу влажный атлантический воздух. Район находится в зоне действия западного переноса и преобладания умеренных воздушных масс. «Отмечается небольшой сдвиг наиболее низких температур воздуха с января на февраль, большая длительность безморозного периода и периодов со средними суточными температурами выше 5, 10 и 15°, наименьшая длительность периодов со средними суточными температурами ниже – 5 и – 10°, более позднее установление устойчивого снежного покрова. Осадков выпадает меньше, чем в более восточных возвышенных ландшафтах...» (Исаченко и др., 1965).

1.5. Почвы и растительный покров. Зональные биоклиматические условия Северо-Запада определяют развитие почвенного покрова преимущественно по подзолисту типу. (Исаченко и др., 1965). Рассматриваемая территория расположена в лесной зоне, где помимо подзолистых почв, распространены дерновые и болотные. В Приладожской низине преобладают подзолисто-глеевые и другие разновидности болотных почв. (Геология СССР т.1, 1971).

С почвенным субстратом тесно связано формирование растительных сообществ. (Исаченко и др., 1965). Леса являются преобладающим типом растительности и покрывают половину описываемой территории, наиболее широко среди них распространены еловые. Для данной территории также типичны сосновые леса, которые распространены значительно меньше и приурочены главным образом к легким песчаным и супесчаным почвам. Слабо дренируемые пространства занимают заболоченные леса: ельники, долгомошники и сфагновые. На Онежско-Ладожском перешейке на выходе на поверхность диабазов встречаются заросли клена. (Геология СССР т.1, 1971)

Вся территория Ленинградской области входит в зону тайги и только запад области (ордовикское плато) находится в пределах таежно-широколиственной (подтаежной) зоны (Исаченко и др., 1965). Граница подзон в пределах Ленинградской области довольно сложна, что связано с биогеографическим преобразованием и обусловлена общими закономерностями развития географических ландшафтов.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Следы древней мерзлоты и данные о криогенных процессах и явлениях, которые протекали в области ее распространения – важнейший источник палеогеографической информации. Ведущим методом их изучения является палеогеокриологический, который основан на изучении специфических индикаторов в отложениях, подверженных когда-либо влиянию мерзлоты. Следы криогенных процессов и явлений проявляются как в осадках, так и в рельефе – после частичного или полного оттаивания мерзлых пород. До сих пор не существует общепринятой классификации всех посткриогенных образований, поэтому мы будем использовать рабочую предварительную схему, составленную по литературным источникам (рис. 2). Как видно на рис. 2, среди посткриогенных образований можно выделить: псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ПЖЛ), первично-песчаные жилы, изначально-грунтовые жилы, нарушение слоистости осадков – криотурбации деятельного слоя и посткриогенные текстуры (шлиры), а также реликтовый криогенный микрорельеф несколько типов (рис. 2).



Рисунок 2. Схема посткриогенных образований (по Даниловой, Баулину, 1973; Бердникову, 1973, 1976; Романовскому, 1977)

2.1. Следы криогенных процессов в осадках

2.1.1. Морозобойное растрескивание – один из самых распространённых экзогенных процессов, протекающих в области многолетнемерзлых пород (ММП) и глубокого сезонного промерзания. Растрескивание происходит в приповерхностных горизонтах мерзлых отложений под влиянием сезонных и короткопериодных изменений температуры, при которых возникающие температурные объемно-градиентные напряжения превышают предел прочности породы на разрыв (Ершов,

2004). В плане морозобойные трещины образуют полигоны, размер которых изменяется от 1,0–1,5 м до 100 метров и зависит от литологии пород, их влажности (льдистости) и температурных условий (криофациальных условий).

При многократном повторении процесса промерзания – оттаивания по морозобойным трещинам образуются полигонально-жильные структуры (ПЖС), которые делятся на изначально-грунтовые жилы, первично-песчаные жилы, повторно-жильные льды, в реликтовом состоянии сохраняющиеся как псевдоморфозы (Романовский, 1977). В силу специфики условий образования наиболее ценными в палеогеографических реконструкциях являются песчаные жилы и псевдоморфозы по ПЖЛ. Трещины подразделяются на *эпигенетические*, *сингенетические* и *анти-сингенетические* (Маскау, 1995; рис. 3). В первом случае они возникают в уже образовавшихся отложениях и жилы растут преимущественно в ширину. Во втором – они развиваются одновременно с накоплением осадков, поэтому их вертикальная протяженность может достигать десятков метров. Анти-сингенетические трещины развиты в зоне преимущественной денудации и растут вниз (рис. 3). При переходе ледяных жил в реликтовое состояние часть признаков, диагностирующих их генезис, может утрачиваться.

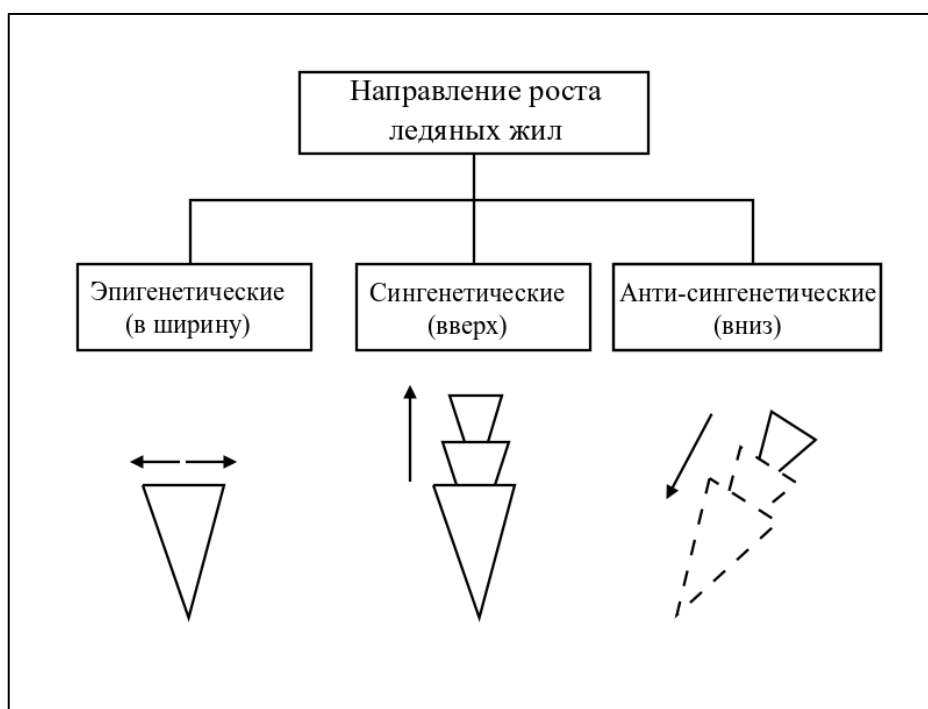


Рисунок 3. Схема роста ледяных жил (по Маскау, 1995)

Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ПЖЛ) образуются при вытаивании ледяного тела жилы, поэтому относятся к вторичным криогенным образованиям. В связи с этим они наследуют морфологические признаки, связанные с развитием

ледяных тел, а также имеют ряд особенностей, которые появляются в процессе вытаявания (Романовский, 1977).

Расстояния между параллельными трещинами изменяется от 3–4 до 20–40 метров. При более частой сети трещин, они сочетаются с изначально-грунтовыми жилами меньших размеров. Если ледяные жилы формируются в непосредственной близости к дневной поверхности, то они могут проявляться в полигональном микрорельефе, с учетом отсутствия воздействия сторонних факторов преобразования рельефа (например, антропогенное влияние или суффозионный вынос материала). Вертикальные размеры псевдоморфоз отличаются в зависимости от их генезиса. Максимально известная вертикальная протяженность эпигенетических жил в малоледистых отложениях достигает 5–6 м, а сингенетические клинья разрастаются до десятков метров (Романовский, 1977).

Форма псевдоморфоз различна – эпигенетические и небольшие сингенетические жилы чаще всего имеют вид V-образного клина. Нередко встречаются двухъярусные псевдоморфозы, где верхняя часть узкая, а нижняя широкая, что указывает на границу развития многолетнемерзлых пород. Также для них характерна и обратная ситуация – широкая верхняя часть, резко переходящая в узкую нижнюю. Эта черта указывает на стабилизацию крио-фациальных условий, при которых седиментация замедляется, и дает возможность благоприятно развиваться ледяной жиле. (Данилова, Баулин, 1972; Романовский, 1977).



Рисунок 4. Псевдоморфоза по ПЖЛ с характерными смещениями блоков вмещающих пород, и заполняющие породы, резко отличающиеся от вмещающих. Правый берег р. Оять между дер. Шириничи и Шангиничи (фото – М.В. Шитова)

Часть деформаций вмещающих пород наследуется при образовании ледяной жилы. Отгибание слоев вверх и вниз – результат давления со стороны растущей жилы. Вытаивание жилы так же ведет за собой отгибание части слоев вмещающих пород вниз по оси трещин. При этом будут образовываться частые микро-сбросовые деформации в процессе просадки целых блоков вмещающих пород (рис. 4). Серии сбросов указывают на неоднократное обрушение на различных уровнях по мере протаивания ледяной жилы (Романовский, 1977).

В образовавшуюся полость после вытаивания жилы обрушаются породы, перекрывавшие ее (рис. 4). В данном случае они становятся заполняющим материалом трещин. По распределению заполняющего вещества удастся воссоздать первоначальное залегание слоев над ледяной жилой. Эту закономерность удастся восстановить, если перекрывавшие отложения имеют слоистость или резко отличаются по составу и цвету (Романовский, 1977).

При изучении псевдоморфоз по ПЖЛ необходимо решить три принципиальных вопроса: 1) как формировался жильный лед, по которому развивались псевдоморфозы – син- или эпигенетически и установить генезис отложений, в которых они росли; 2) в каких условиях произошло вытаивание жильного льда, 3) какими отложениями заполнены псевдоморфозы – условия их заполнения.

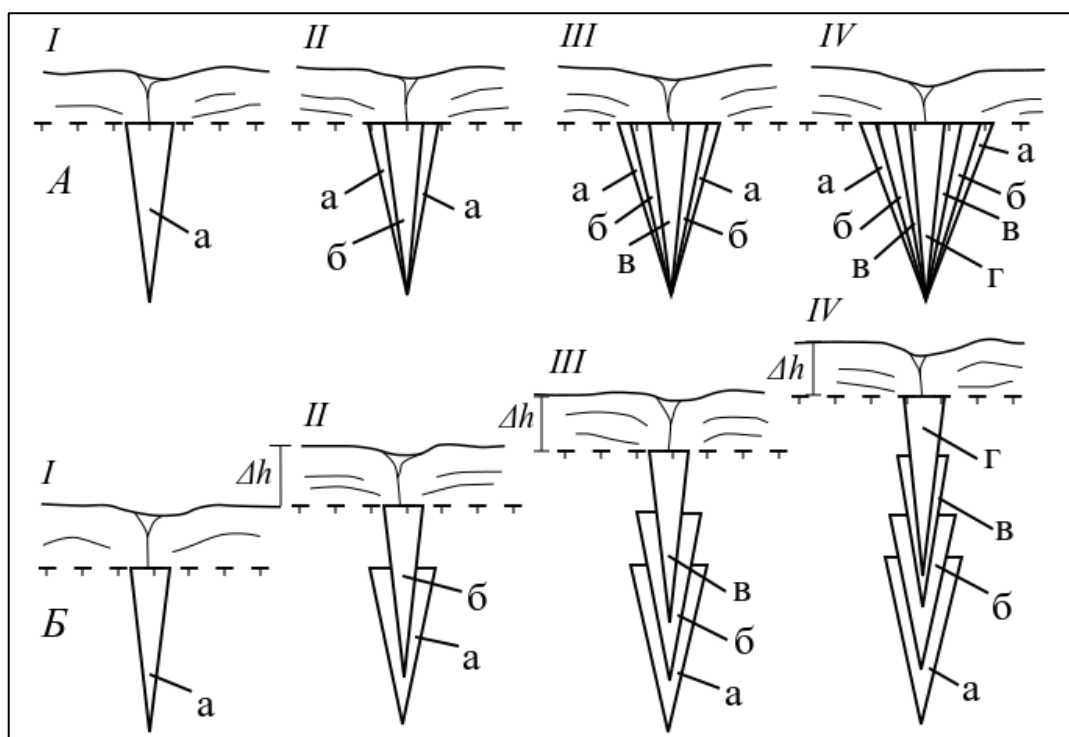


Рисунок 5. Схема роста эпигенетического (А) и сингенетического (Б) повторно-жильного льда (по Б.Н. Достовалову, 1978); а-г – ежегодно образующиеся элементарные жилы; I-IV – последовательные стадии роста жил; Δh – мощность накапливающегося за год слоя при сингенезе.

Согласно Романовскому Н.Н. (Романовский, 1977), сингенетические ПЖЛ растут преимущественно в сильно льдистых суглинках и супесях. Протаивание таких отложений приводит к приобретению сильной текучести, поэтому псевдоморфозы образуются по нижним частям ледяных жил, заключенным в мало льдистых подстилающих отложениях. Сингенетические ПЖЛ, образующиеся только в мало льдистых отложениях, довольно широко распространены, поскольку при оттаивании породы не теряют своей прочности.

Одними из главных признаков сингенеза в трещинах следует считать (Романовский, 1977): сохранение следов телескопирования – «вложения» одной трещины в другую, следы посткриогенных текстур (шлиров; см. главу 2.1.2) в теле трещины, а также изменение толщины жилы на различных гипсометрических уровнях при значительной вертикальной протяженности и волнообразно изогнутые слои вмещающих пород по контакту с телом трещины. Наличие в полигональном блоке небольших захороненных элементарных жилок также свидетельствует о сингенетической природе трещины (Романовский, 1977). Для небольших ледяных жил характерно в обрамление тела наличие элементарных жилок, начинающихся на разных уровнях (Романовский, 1977). Однако при вытаивании ледяных жил большинство признаков сингенеза утрачивается, затрудняя тем самым их определение.

Эпигенетические ПЖЛ развиты в самых разнообразных по генезису, составу и льдистости отложениях и встречаются в разных стратиграфических позициях, поэтому не всегда время образования льдов и псевдоморфоз по ним может быть определено с достаточной точностью. Вопрос установления того или иного типа базового льда решается главным образом на основе фациального анализа отложений (Романовский, 1977).

Важно понимать причины и условия вытаивания жильных льдов, так как псевдоморфозы широко распространены как в области многолетнемерзлых пород, так и за ее пределами, то есть могут образовываться в принципиально разных палеогеографических условиях. Трещины, располагающиеся близко к дневной поверхности, вытаивают за счет увеличения глубин сезонноталого слоя (СТС), вызванного локальными изменениями теплообмена на поверхности или на фоне общих климатических изменений (Романовский, 1977). Вытаивание ПЖЛ не указывает безусловно на деградацию мерзлоты. Чаще это связано с миграцией русла реки или опусканием уровня локального бассейна, за счет чего изменяются фациальные обстановки седиментации (Романовский, 1977).

Заполнение полостей после вытаивания тела жилы происходит двумя способами – путем просадки стенок и перекрывающих отложений или вновь накапливающимися на поверхности отложениями в канавообразных углублениях на месте выхода жил на дневную поверхность (Романовский, 1977). Эти процессы могут происходить как одновременно, так и с интервалами во времени. Основным источником заполнения небольших жил на первом этапе являются породы, оплывающие или обрушающиеся со стенок полости и из перекрывающих отложений. При заполнении более крупных жил, они слагают только нижние части полостей, а глубокие канавообразные понижения на месте устьев трещин могут заполняться субаэральными или водными отложениями (Романовский, 1977). Поскольку современные аналоги псевдоморфоз встречаются как в зоне многолетней мерзлоты, так и за пределами южной границы распространения ММП, следует учитывать прямую зависимость масштабов ПЖЛ от среднегодовых температур грунтов. При этом так называемой «точкой невозврата», при которой начинается зарождение повторно-жильных льдов, является температура от -3°C и ниже (Романовский, 1993).



Рисунок 6. Песчаные жилы. Правый берег р. Оять между дер. Шириничи и Шангиничи. (фото – автора)

Первично-песчаные жилы образуются в суровых криоаридных условиях. Для областей распространения данного типа трещин характерна небольшая мощность снежного покрова или его полного отсутствия, редкий растительный покров, хорошо дренированные возвышенности. Такие условия приводят к развитию на поверхности специфического слоя сухих, несцементированных льдом отложений – ненасыщенной мерзлоты (Романовский, 1977) – мощность которого может превышать 2 м; ниже него залегают мерзлые породы. Образование трещин в таких условиях происходит за счет термических напряжений, исключая криогенное растрескивание. В англоязычной литературе принято разделять песчаные жилы и песчаные клинья, основываясь на морфологических описаниях структур (Murton, 2000). Заполнение структур происходит путем активного ветрового переноса песчаного материала, что находит отражение в хорошей сортировке, свойственной эоловым образованиям.

Песчаные жилы имеют небольшую ширину, как правило, от 1 до 10 мм и не превышают 70 мм (рис. 6), при этом их вертикальная протяженность может достигать 4 м (Murton, 2000). Многие жилки могут раздваиваться и затем обратно воссоединяться, образуя массивное тело. Они развиваются как в латеральном, так и вертикальном направлении, зачастую могут быть прерывистыми. Слои вмещающих пород при их образовании не деформируются (Murton, 2000).

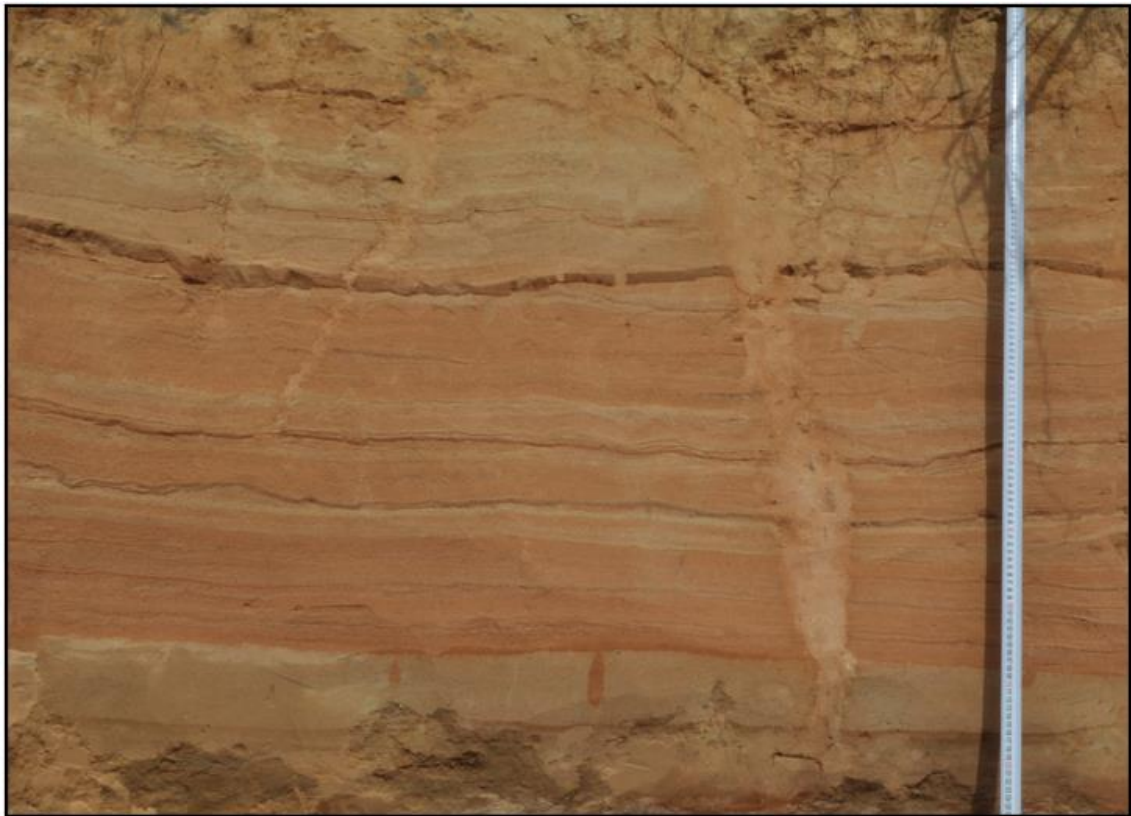


Рисунок 7. Песчаные клинья. Правый берег р. Оять между дер. Шириничи и Шангиничи (фото – М.В. Шитова)

Песчаные клинья имеют разнообразную форму от V-образных до ассиметричных, неправильных (рис. 7). Основание песчаных клиньев может принимать вид «бахромы» или «бороды» – расслаиваясь на жилки толщиной несколько мм (подобно описанному выше), проникая в нижележащие породы. Заполняющие породы в песчаных клиньях могут иметь вертикальную слоистость, где толщина прослоев варьирует от 1 до 5 мм, а высота (глубина проникновения в теле клина) от первых десятков мм до нескольких метров (Murton, 2000). Чаще всего слои вмещающих отложений сохраняют свое первоначальное состояние или слабо приподняты вверх; с увеличением ширины трещины, степень отгибания слоев возрастает.

В настоящее время подходящие условия для их формирования сохранились в «оазисах» Антарктиды, на севере Западной Сибири, Центральной Якутии (Романовский, 1977). В реликтовом состоянии подобные трещины широко распространены в Центральной и Северной Европе на территории современной Польши, Франции, Бельгии и т.д, в областях древних перигляциальных ландшафтов (Elias, Mock, 2013).

Изначально-грунтовые жилы (ИГЖ) образуются в деятельном слое в результате многократно повторяющегося процесса морозобойного растрескивания. Зияющие трещины заполняются водой, которая в зимний период переходит в лед. При

вытаивании элементарных жилок, в образовавшуюся полость обваливаются вмещающие породы со стенок трещины – происходит ее замещение разжиженным грунтом. На разных стадиях развития изначально-грунтовые жилы имеют разный набор отличительных признаков. При небольшом числе циклов растрескивания ИГЖ характеризуются узким телом, слои вмещающих пород могут, как сохраняться в первоначальном состоянии, так и быть отогнутыми вниз по оси трещины. Часто бывает, что слои вмещающих пород могут быть сильно отогнуты вниз и соединены по осевому шву, а тело трещины при этом будет практически отсутствовать. Для жил, которые переходят в ископаемое состояние на начальных стадиях развития, заполняющий материал слабо отличается от строения и состава вмещающих пород. В более развитых формах ИГЖ заполнитель проходит стадии преобразования за счет многократно повторяющегося процесса растрескивания, существенно изменяя свой состав, цвет, структурные особенности и т.д. Большинство изначально-грунтовых жил имеют схожие морфологические черты с псевдоморфозами. К ним относятся отгибание слоев вмещающих пород вниз трещины, клиновидная форма, вертикальные размеры, характер заполнения вмещающими породами. Главные различия между ними проявляются в масштабах данных признаков (Романовский, 1977).

2.1.2. Нарушение слоистости.

«Криотурбации – неоднородные структуры, формирующиеся в породах в результате процессов глубокого промерзания, характеризующиеся складчатыми, разорванными и нарушенными слоями и линзами неконсолидированных отложений, которые включают горизонты с органикой и сцементированные породы...» (Glossary of Permafrost..., 1988). Криотурбации имеют форму слоистых завихрений с максимальными амплитудами до 3–4 м; для их именованя часто применяют термин *инволюции*. В рельефе не выражаются. Механизм образования объясняется нагрузками, возникающими в процессе сортировки грунта, когда более плотные, оттаявшие породы под воздействием гравитационных сил опускаются в неконсолидированные перенасыщенные влагой нижележащие отложения. Поскольку смесь осадка и воды вытесняется за счет гидростатического давления, а процесс происходит в перигляциальных условиях, то для его описания используют термин – «криогидростатическое давление» (J.Vandenberghе, 1988). В перигляциальной области такие условия выполняются при накоплении избыточной влаги в условиях плохого дренирования на границе деятельного слоя и слоя ММП, создавая обратный градиент плотностей в осадках. Очень важно, что в таких условиях деформации развиваются

независимо от последовательности залегания отложений различного состава – мелкозернистые осадки погружаются в крупнозернистые и наоборот (J.Vandenberghe, 1988), а такие условия возникают не только в условиях распространения ММП, но и при сезонном промерзании, где роль непроницаемой поверхности играют прослой или линза замершего грунта (J.Vandenberghe, 1988).

Морфология криотурбаций весьма разнообразна и до сих пор общепринятая их классификация не разработана. Это связано с разнообразием процессов, вовлеченных в их образование. Попытку классифицировать криотурбации с учетом специфических ландшафтно-климатических условий их формирования предпринял недавно (J. Vandenberghe, 2013). В его классификации на основе формы, частоты встречаемости и соотношения амплитуда/длина инволюций, шесть морфологических (отчасти, морфогенетических) типов (рис. 8):

1. к первому типу относятся пологие складки небольшой амплитуды (несколько десятков см) и большой длины волны (несколько м). Развиваются они обычно в условиях сезонного промерзания в однородных по литологии отложениях;

2. второй тип представлен близко расположенными деформациями повторяющихся, правильных и сложных куполообразных форм с амплитудой внедрений от 0,5 до более 2,0 м и плоскими нижними частями. Соотношения глубины и ширины инволюций различны и зависят от литологического состава отложений, вовлеченных в восходящие и нисходящие движения грунтов;

3. третий тип морфологически схож со вторым и отличается масштабами деформаций – незначительной латеральной протяженностью и амплитудой внедрений до нескольких десятков сантиметров. В латеральном направлении возможны постепенные переходы между вторым и третьим типом криотурбаций, что связано с изменением амплитуды деформаций в связи с различной толщиной перенасыщенного слоя, сменой пород, растительности и рельефа, которые оказывают влияние на увлажнение грунтов;

4. четвертый тип криотурбаций характеризуется, в отличие от предыдущих типов, симметричными, чаще отдельными, различной амплитуды, карманообразными внедрениями материала вниз;

5. пятый тип криотурбаций имеет мешковидную форму и образуется на периферии морозобойных трещин в межполигональном пространстве за счет движения материала вдоль трещин, так как грунты в этих местах наиболее ослаблены;

6. к шестому типу относятся все спорадические структуры с разной степенью проявления деформаций. Как и первый тип, такие деформации развиваются в

однородных отложениях, в которых распределение нарушений и криогидростатического давления случайно. Именно это приводит к неравномерному расположению структур в разрезе.

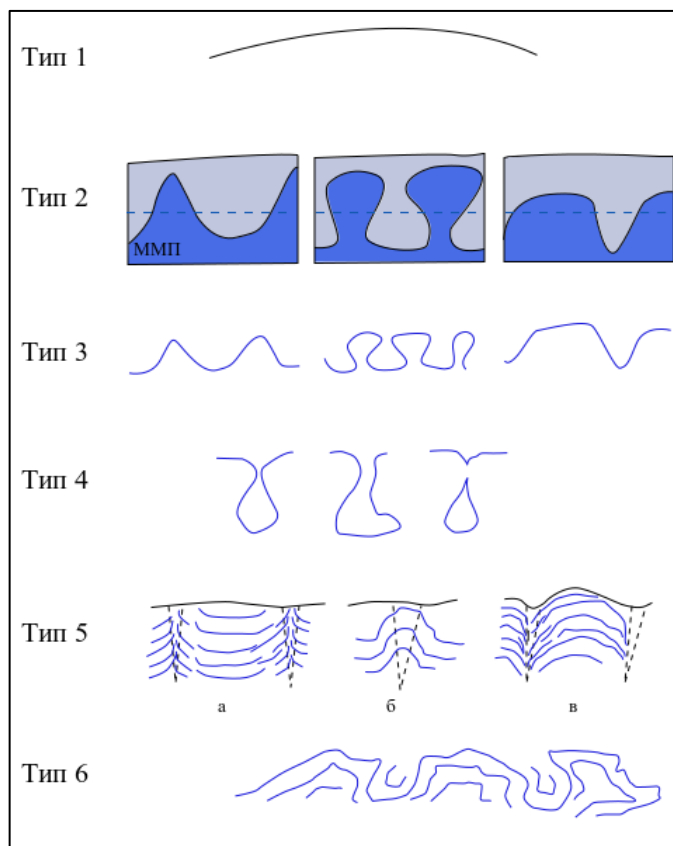


Рисунок 8. Классификация криотурбаций (J.Vandenberghe, 1988, 2013) ММП – многолетнемерзлые породы

Согласно Дж. Вандерберге (J.Vandenberghe, 2013), все типы криотурбаций, кроме второго, образуются в холодных условиях, но не требуют обязательного наличия мерзлоты. Они свидетельствуют о системно чередующихся процессах промерзания и протаивания в условиях глубокого сезонного промерзания. Условия для образования криотурбаций второго типа такие же, как для распространения сплошной мерзлоты.

Образование *посткриогенных текстур* или *шлиров* связано вытаиванием текстурообразующих льдов (Данилова, Баулин 1973). В разрезах они фиксируются по ожелезненным прослоям, которые в большинстве случаев будут дублировать, либо нарушать слоистость осадков. В зависимости от типа промерзания – сингенетического или эпигенетического, слоистость, толщина и интервалы между шлирами изменяются. Например, при сингенезе в разрезе шлировые текстуры снизу вверх будут меняться от частослоистых тонкошлировых к редкослоистым толстошлировым (pers. comm. И.Д. Стрелецкой).

2.2. Следы криогенных процессов в рельефе.

Ведущими процессами в образовании реликтовой криогенной морфоскульптуры являются *термокарст* и *эрозия*. Полный цикл развития микрорельефа укладывается в три этапа: мерзлотный, период деградации мерзлоты и постмерзлотный. Основные типы ископаемого криогенного микрорельефа выделяются с учетом ведущих процессов, определенного геологического строения, выраженности на современной поверхности и литолого-геоморфологической приуроченности. К основным формам криогенного микрорельефа относятся крупноблочный, полигональный, блочный и бугристо-западинный микрорельеф. Все эти типы микрорельефа имеют определенные морфологические черты и своеобразное выражение в разрезе (Бердников 1973, 1976).

Согласно В.В. Бердникову, реликтовый *полигональный микрорельеф* в первую очередь характеризуется размером и формой полигональной сети. Он выделяет мелко-, средне- и крупнополигональные формы с размерами 10–15, 20–30 и 40–50 м, соответственно. Геологическое строение блоков и ложбин резко отличается. Блоки – ненарушенные массивы грунта, ложбины – зоны разрывов по трещинам с внедрением осадочного материала. Высота блока зависит от морфологических особенностей ограничивающих их трещин, в которых выделяется два яруса: верхний, связанный с деятельным слоем, и нижний, слой ММП до основания структуры. Ширина ложбин составляет более 2–5 м и обусловлена степенью захоронения микрорельефа. Для реликтового полигонального микрорельефа характерно развитие на плотных моренных суглинках, не теряющих своей прочности при полной деградации мерзлоты, что обуславливает ограниченное воздействие эрозионных процессов и выраженность в современном рельефе.

Блочный микрорельеф характеризуется ячеистой сеткой, где очертания блоков сглажены, границы нечетки и имеют лучшую выраженность на поверхности, в отличие от полигонального микрорельефа. Размер блока составляет 15–30 м, а разделяющие его межблочные ложбины 6–7 м; мелкие и средние формы не выделяются. Клиновидные структуры, ограничивающие блоки, имеют однородное строение, без отчетливого деления на ярусы. Блочный микрорельеф формируется за счет более интенсивного процесса разрушения и выноса материала в межполигональных понижениях. Он типичен для менее устойчивых пород, которые характеризовались высокой льдистостью на момент заложения сети и распространения мерзлоты (Бердников, 1976).



Рисунок 9. Примеры реликтового полигонального микрорельефа на территории Франции (Eric Andrieux et al., 2016)

Бугристо-западинный (холмисто-западинный) микрорельеф хорошо читается на аэрофотоснимках и четко проявляется на современной поверхности (Бердников, 1976). В поперечнике западины имеют от 15–20 до 30–50 м и глубину 10–15 м, при этом очертания холмов резкие. Он приурочен к мелкозернистым пескам и супесям, исключая территории с развитием моренных отложений. В его формировании главную роль играют, наряду с термокарстовыми, мерзлотно-суффозионные процессы; он является переходной стадией после блочного микрорельефа (Бердников, 1976; Данилов, 1983).

Отдельно выделяется *крупноблочный микрорельеф*. Он развивается только в пределах распространения надморенных суглинков, формирующих верхние 3–4 м разреза (Бердников, 1973). Полигональные блоки достигают размеров от 50 до 100 м с расплывчатыми, округлыми или ломаными границами. Ложбинные понижения и западины шириной до 30 м, чаще всего, на местности выражены слабо. Главным отличием от остальных форм криогенного микрорельефа является характерный размер. Этот тип микрорельефа не имеет взаимосвязи с полигонами трещин.

2.3. Особенности состава и строения осадков.

2.3.1. Гранулометрический анализ часто используют при выявлении литогенетической роли криогенных процессов. Работами ряда авторов давно установлено, что при воздействии систематически чередующихся процессов замерзания и оттаивания в увлажненных грунтах накапливаются частицы крупноалевритовой фракции 0,05-0,01 мм (Конищев, 1981). Это связано с тем, что крупные частицы более 0,1 мм, представленные фрагментами гипогенных минералов, разрушаются за счет морозного выветривания, а менее 0,005 мм – глинистые минералы и органоминеральные соединения, подвергаются коагуляции и агрегированию (Конищев, 1994). Однако весьма однородные по гранулометрическому спектру отложения могут накапливаться и в ходе эоловых процессов, так как при ветровом переносе легко осуществляется сепарация частиц крупноалевритовой размерности (Кригер, 1965), что применяется, например, для определения генезиса лёсса и лёссовидных пород (Лёссовые породы..., 1986; Конищев, 1994, 2016). При сравнении гистограмм распределения алевритовых фракций в отложениях различного генезиса из разных районов часто фиксируется их сходство, что осложняет использование гранулометрических критериев для генетических интерпретаций. Так, например, в составе едомных толщ северо-востока России выделяются как алевритовые и алевропесчаные, так и песчаные разновидности (Конищев, Рогов, 1994). При этом алевритовые разности обладают большим сходством гранулометрических параметров, несмотря на резко отличимые условия распространения толщ, тем самым вступая в противоречия с другими характеристиками, которые учитываются при генетических выводах (Конищев, 1994). Поэтому гранулометрический анализ грунтов является полезным методом определения генезиса, но совершенно недостаточными для надежного определения роли криогенных процессов в их формировании (Конищев, 1994).

2.3.2. Минералогический анализ

По сравнению с классической схемой Страхова Н.М. (1962), которая применяется для отложений, накапливающихся в теплых и в умеренных широтах, при воздействии криогенеза на отложения происходит смещение некоторых максимумов содержания минералов по отдельным фракциям (Конищев, 1981). Так как кварц характеризуется высокой степенью криогенной дробимости по сравнению с рядом других минералов и стабильностью частиц размером фракций 0,05–0,01 мм, смещение максимума его содержания происходит в сторону мелких фракций и по мере развития процесса

дробления он становится единственным. В результате исходное распределение минералов деформируется и происходит смещение максимума тяжелых минералов в сторону более крупных фракций (рис 10).

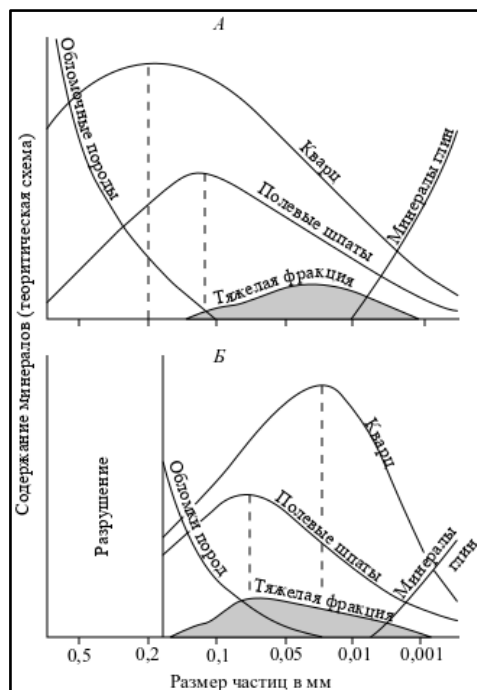


Рисунок 10 Изменение содержаний минералов в дисперсных породах по гранулометрическому спектру в отложениях, сформированных в условиях теплого климата (а) (Страхов, 1962) и зоне криогенеза (б) (Конищев, 1981).

Конкретным показателем, характеризующим роль криогенного выветривания в формировании отложений, является коэффициент криогенной контрастности (ККК) (Конищев, 1994). Он основан на распределении кварца и полевых шпатов по предельным размерам фракций гранулометрического спектра, в которых накапливаются эти минералы в ходе криогенеза.

$$ККК = (Q_1/F_1) : (Q_2/F_2)$$

где Q_1, F_1 – процентное содержание кварца и полевых шпатов во фракции 0,05-0,01 мм; Q_2, F_2 – процентное содержание кварца и полевых шпатов во фракции 0,1-0,05 мм.

Отложения, сформировавшиеся в пределах многолетней мерзлоты, имеют значения $ККК > 1$, а вне зоны их распространения $ККК < 1$ (Конищев, 1981).

2.3.3. Микроморфологический анализ

Морфологический анализ песчаных зерен, широко применяемый в литологии, давно известен как в зарубежной, так и в отечественной практике палеогеокриологических исследований (Campbell, 1963, Кайе, 1969, Higgs, 1979). Вследствие широкой распространенности, высокой химической стабильности, твердости и устойчивости к механическому разрушению (истиранию), кварцевые зерна

являются самым подходящим материалом, на поверхности которого происходит «запись» характерных особенностей, связанных с переносом, захоронением и постседиментационными изменениями обломочных частиц, что позволяет использовать их в палеогеографических реконструкциях (Krinsley and Doornkamp, 1973). При этом, обломочные частицы сохраняют отпечаток последней среды осадконакопления (Warrier, 2016), что открывает широкие возможности для определения генезиса отложений на основе изучения морфометрии и морфоскопии кварцевых зерен при помощи сканирующей (СЭМ) и трансмиссионной электронной микроскопии (ТЭМ).

За счет определения генезиса механических следов на поверхности песчаных зерен СЭМ позволяет довольно точно различать зерна водно-осадочных обстановок осадконакопления от субаэральных. Известные морфоскопические классификации (Krinsley and Doornkamp, 1973, Mahaney, 2002) значительно упрощают диагностику следов на поверхности песчаных зерен. Наиболее удобной для практического использования для определения генезиса отложений и диагностики следов криогенеза представляется классификация К. Воца с соавторами (Vos et al., 2014), основанная на учете все микроструктур, присутствующих на зерне их частотном распределении в образце. Ниже приведены основные диагностические признаки морфометрии и морфоскопии кварцевых зерен согласно этой классификации.

Форма и размер зерен отражают способ их транспортировки, энергию среды переноса, расстояние и время перемещения (Vos et al., 2014). Окатанная форма зерен чаще всего является признаком эолового переноса путем сальтации, а угловатые зерна характерны для флювиальных потоков высокой энергией с переносом частиц на ограниченное расстояние – в таких условиях дробление частиц происходит без закругления краев. Субугловатые и округлые зерна также характерны для приливных зон крупных водоемов или для менее энергичных речных потоков, в которых происходит сильное истирание, образующее округленные края частиц (рис. 11-а).

Шероховатость или гладкость поверхности зерен – их рельеф – разделяется на низкий, средний и высокий (Warrier, 2016). Большинство неровностей на поверхности зерен вызваны их взаимодействием друг с другом – столкновениями высокой силы или интенсивным истиранием. Высокий и частично средний рельеф (рис.11-б, в) зерен свидетельствует о высокой активности потоков, а более низкий рельеф указывает на диагенетическое химическое выветривание (Warrier, 2016). Выступающие и закругленные края зерен параболической формы образуются во время вращения зерен при сальтации (рис. 11-о). При этом одновременно на поверхности частиц могут

возникать хорошо отполированные и удлиненные углубления (рис.11-к), выбоины (рис. 11-ж) (Vos et al., 2014), а также низкий микрорельеф в виде микроямчатости (рис. 11-д). Данные признаки являются диагностирующими для эолового переноса (Mahaney, 2002).

Раковистые изломы и трещины являются характерными следами механического воздействия на частицы. Они возникают при ударе или возрастающем давлении на поверхность зерна. Такие трещины возникают в самых разных средах, что делает их самыми распространенными элементами морфоскопии зерен (Vos et al., 2014). Большое количество раковистых изломов на поверхности частиц с сильно различающимися размерами типичны для ледникового дробления, которое встречается как в моренах, так и во флювиогляциальных отложениях. На эоловых зернах такие трещины более однородны по размеру (Vos et al., 2014).

Часто на плоскостях раковистых сколов фиксируются *дугообразные и прямые ступени* (рис. 11-о). Они небольшого размера и не превышают несколько микрометров. Такие структурные элементы генетически связаны с раковистыми сколами, так как они образуются так же при ударах и давлении (Vos et al., 2014).

V-образные ударные трещины (рис. 11-н) представляют собой небольшие по размерам около треугольной формы углубления на поверхности зерен. Они имеют случайную ориентацию, отражая случайно возникающие столкновения между зернами. Образуются данные трещины исключительно в результате ударов в высокоэнергитических субаквальных условиях, например во флювиогляциальных потоках (Krinsley and Doornkamp, 1973).

Прямые и изогнутые царапины и бороздки (рис. 11-и) возникают при столкновении зерен, у одного из которых имеются острые субмикроскопические края. Поэтому их распространение сильно ограничено исключительно крупными зернами (0,4 мм и более), которые обладают достаточной силой, способной вызвать проникновение острого края в поверхность зерна. Характерны такие трещины для зерен из низкоэнергитических прибрежных зон водоемов (Krinsley and Doornkamp, 1973, Mahaney, 2002).

Перевернутые пластинки на поверхности зерен образуются в виде тонких серий, ориентированных под определенным углом к поверхности частиц (рис. 11-г). Пластины имеют неровный контур, невыдержанную высоту, т.е. микрорельеф. Такие структуры наиболее характерны почти исключительно для эоловых песков, однако встречаются и в ледниковых отложениях, хоть и в меньшей степени (Krinsley et al., 1976).

Серповидные трещины представляют собой изогнутые разломы на поверхностях зерен (рис. 11-з). Образование данных структур происходит в менее энергичных условиях переноса по сравнению с раковистыми сколами или V-образными трещинами. Считается, что они типичны для ветрового переноса в условиях сальтации или волочения частиц, что позволяет избежать сильных ударов (Campbell, 1963).

Контур и поверхность зерна могут быть изменены химическими процессами химического растворения и перекристаллизации, следы которых легко отличить от механической обработки (рис. 11-п) (Vos et al., 2014).

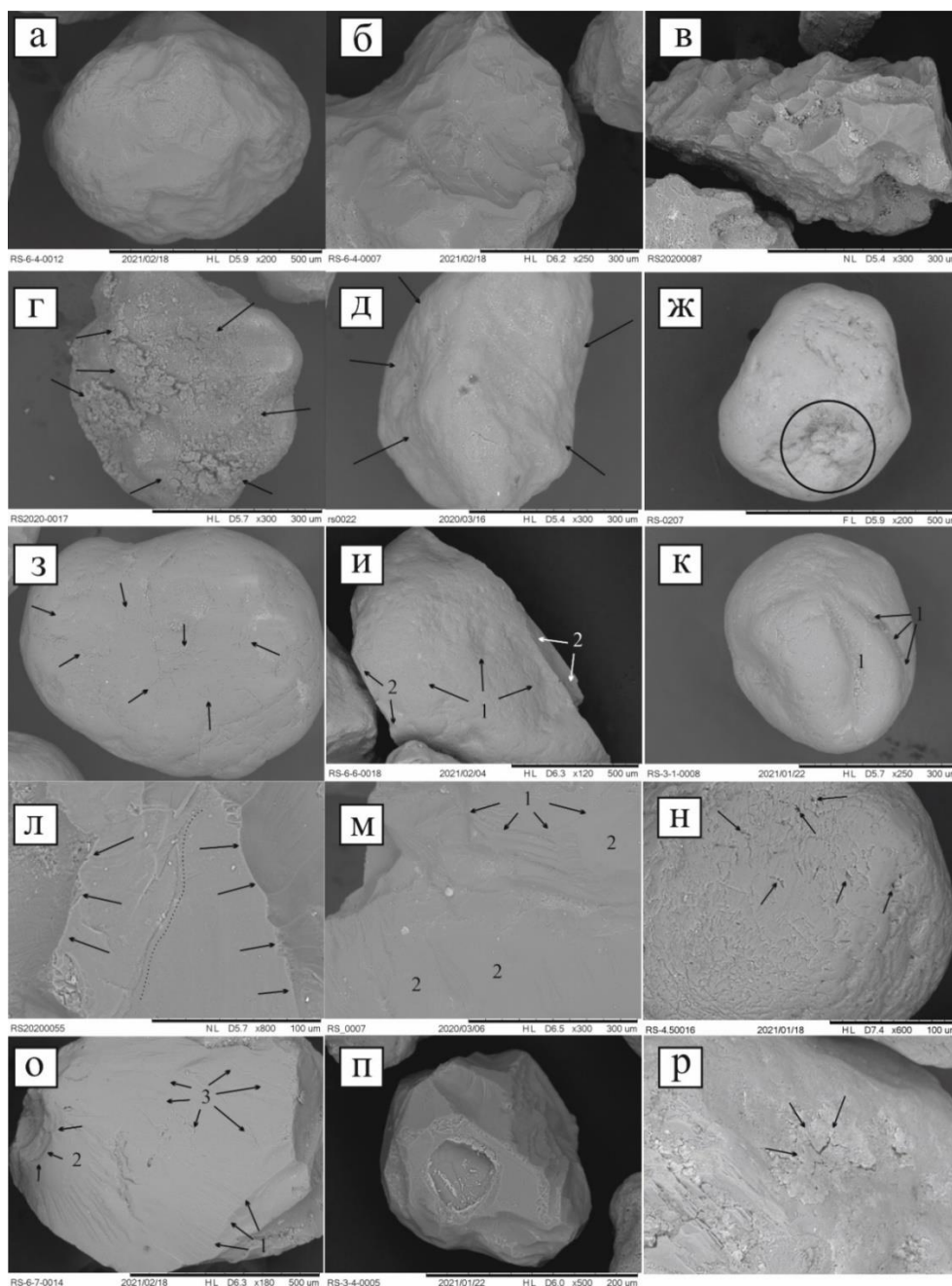


Рисунок 11. Форма и характерные особенности поверхности песчаных зерен.

а – окатанное зерно с истертыми краями и сколами; *б* – субугловатое зерно; *в* – угловатое зерно с острыми краями и микротрещинами на поверхности,

флювиогляциальные отложения, разрез «Толстое». г – окатанное зерно с перевернутыми пластинками на поверхности (стрелками), золотые отложения, разрез «Кузьминки». д – окатанное зерно с низким микрорельефом – микроямчатость (стрелками); ж – окатанное зерно с характерной выбоиной (обведено), niveйно-золотые отложения, разрез «Шириничи-Шангиничи». з – окатанное зерно с серповидными трещинами (стрелками), золотые отложения, разрез «Кузьминки». и – окатанное зерно с крупной сколовой поверхностью (2) и протяженной царапиной (1), флювиогляциальные отложения, разрез «Толстое». к – окатанное зерно с невысокими и выпуклыми краями с двумя удлиненными впадинами (1), золотые отложения, разрез «Калач». л – поверхность угловатого зерна с острыми краями (стрелками) и микротрещиной (обведено), озерно-ледниковые отложения, разрез «Шириничи-Шангиничи». м – поверхность угловатого зерна с микротрещиной (1) и гладкими поверхностями сколов (2), флювиогляциальные отложения, разрез «Канона». н – поверхность окатанного зерна с V-образными трещинами (стрелками), озерно-ледниковые отложения, разрез «Конев». О – субгловатое зерно со ступеньчатыми раковистыми сколами: прямыми (1) и дугообразными (2), а также с ударными трещинами (3), флювиогляциальные отложения, разрез «Толстое». П – окатанное зерно со следами растворения, озерно-ледниковые отложения, разрез «Калач». Р – окатанное зерно с раскрывающейся микротрещиной (стрелками), золотые отложения, разрез «Кузьминки». (Фото – автора).

В условиях чередующегося процесса промерзания-оттаивания частицы песчаной и алевритовой фракций приобретают разнообразные дефекты (Рогов, 2000) Наряду с механическим дроблением частиц широко развиты процессы агрегации или коагуляции тонкодисперсного материала. Степень развития дефектов в первую очередь связывают с разрушающей способностью газовой-жидких включений внутри минералов и механизмом криогидратации – взаимодействием воды с минералом и только потом с активностью криогенного дробления или первичной трещиноватостью любого генезиса (Рогов, 2000). На поверхности частиц, подверженных агрегации, фиксируется образование корочек игольчатых минералов, таких как гетит и гематит, которые могут покрывать более половины поверхности этих частиц (Рогов, 2000). Активное «склеивание» тонкодисперсных частиц наблюдается у железосодержащих минералов, которые образуют крупноалевритовые и тонкопесчаные гетерогенные агрегаты.

К дефектам относятся специфическая форма частиц и внешний вид сколов, а также полости, каверны и многочисленные трещины, развивающиеся по поверхностям сколов. Трещины имеют разную конфигурацию и отличное распространение по поверхности частицы. Выделяют следующие виды трещин: радиальные трещины, исходящие из полостей; трещины расщепления, стенки которых связаны фрагментами частиц; трещины в виде зигзагообразных и ломаных линий (Рогов, 2000). Сколы подразделяются на: раковистые, связанные с полостями в частицах; сколы, раскалывающие частицы с высокой окатанностью на несколько частей; сколы, отщепляющие от зерен клинообразные фрагменты (Рогов, 2000).

ГЛАВА 3. СТРОЕНИЕ КРИОГЕННОЙ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ ТОЛЩИ В РАЗРЕЗАХ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО РЕГИОНА

3.1. Разрез на правом берегу р. Оять между деревнями Шириничи и Шангиничи (рис. 1)

Здесь ($60^{\circ}29'13,9''N$; $33^{\circ}27'12,8''E$) была изучена верхняя 4-метровая часть позднеледниковой толщи, которая составляет озерно-ледниковую террасу с площадкой на отметке 25 м абс. высоты (рис. 12).

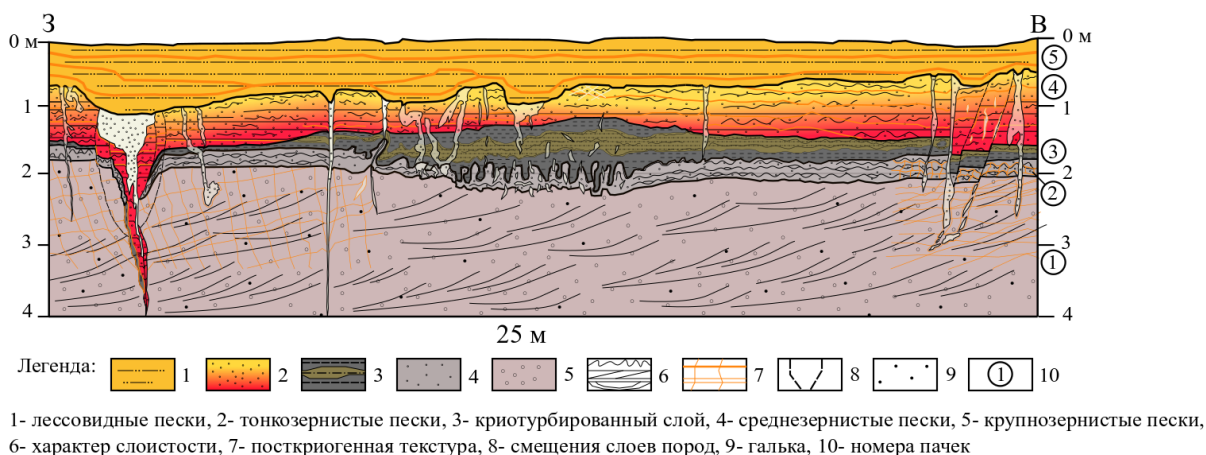


Рисунок 12. Строение позднеледниковой толщи в разрезе «Шириничи-Шангиничи»

В расчистке протяженностью 25 м снизу вверх вскрываются:

1. Грубозернистые светло-серые, коричневатые пески с единичными зернами гальки и линзами гравия видимой мощностью 0,8 м. В нижних 0,5 м развита плоскостная однонаправленная косая слоистость с наклоном косых слоев по направлению современного течения р. Оять под углом около 20° (рис. 13-г), выше – троговая. Верхняя граница резкая по изменению гранулометрического состава и цвета, без следов явного размыва.

2. Среднезернистые пески с волнистой и линзовидной слоистостью с маломощными линзами грубозернистых песков общей мощностью 0,25 м (рис. 13-д). Граница с вышележащей маскируется деформациями.

3. Супеси и суглинки (алеврит глинистый тонкопесчаный) голубовато-серый, зеленовато-серый, серый, желтоватый, иногда – с линзочками или невыдержанными слоями грубозернистого песка в основании (рис. 13-б). Пачка имеет изменчивую мощность, которая в значительной степени контролируется развитием криотурбаций – инволюциями, внедрениями и языковидными затеками в нижележащую пачку. В центральной части разреза пачка 3 достигает максимальной мощности – до 0,5 м, а с учетом затеков – до 1 м. К западу, вниз по течению р. Оять мощность пачки

уменьшается до первых сантиметров, а в восточном направлении, вверх по течению, сокращается до 0,1–0,2 м. В наиболее полной части разреза пачку удается разделить на три слоя (рис. 13-ж). Нижний, существенно глинистый серовато-синего цвета иногда с реликтами слоистости вовлечен в деформации. Средний слой существенного алевроитовый тонкопесчаный серовато-зеленого цвета. Верхний, как и нижний, существенно глинистый, но без каких-либо следов слоистости. По всей мощности пачки 3 развиты деформации различной амплитуды.

4. Розовые, красноватые мелкозернистые пески с прослоями среднезернистых грубых песков. Слоистость неясная горизонтальная, с частыми разрывами, не сплошная. На слоевых поверхностях прослеживаются бугорки и ямки, придающие неправильную волнистую слоистость (рис. 13-ж, з). Слоистость прослеживается по сильно ожелезненным песчинкам черного цвета. Мощность слоев 1–2 мм. Общая мощность пачки 0,6–0,8 м. Верхние 0,1 – 0,2 м светлее с охристым оттенком. Верхний контакт резкий по гранулометрическому составу и цвету без явных признаков размыва.

5. Пылеватые, тонкозернистые пористые желтовато-палевые пески. В нижних 0,1 м видна плохо выраженная слоистость (реликтовая) (рис. 13-в). Пески пористые, степень пористости увеличивается к дневной поверхности. В верхней части встречаются цементированные стяжения белесого цвета (рис. 13-е). Общая мощность пачки до 0,7 м; ее по незначительным различиям цвета, плотности и гранулометрического состава можно разделить на три части (5.1–5.3 на рис. 14).

На протяжении 25-метровой расчистки были вскрыты крупные клиновидные структуры, образующие полигональную сеть с периодом от 2–3 до 5–6 м и небольшие трещины следующих генераций. Направление простирание клиньев – субширотное и в северо-восточных румбах. Крупные клиновидные структуры имеют вертикальную протяженность до 3–4 метров, прорезая все изученные горизонты, и толщину около 10 см с заметным расширением (до 1,0 м) в верхней приустьевой части. Расширенная часть трещин имеет мощность 1,3–1,5 м. Они, как правило, берут начало с одного стратиграфического уровня – границы красноцветных желтовато-бежевых песков и заполнены белёсым пылеватым песком из нижней части пачки № 5 (рис 14-а, б). Реже устьевая часть трещин захватывает пачку № 5. Слои вмещающих пород на краях трещин отгибаются вниз, реже вверх, а в самих вмещающих породах у трещин развиты серии миниатюрных ступенчатых сбросов амплитудой до 10 сантиметров (рис 14-а, б; вовлеченная в просадки часть вмещающих пород пачек 1, 2, 4 – 1.1, 2.1, 4.1 соответственно). Согласно Романовскому Н.Н. (Романовский, 1977), данные трещины стоит относить к типу псевдоморфоз по повторно-жильному льду.

Небольшие трещины вертикальной протяженностью до 0,5–1,5 м берут начало с разных уровней – как с границы пачек № 4 и № 5, так выше или ниже нее. Чаще всего они имеют клиновидную, V-образную форму (рис 14-г). У некоторых трещин тело сильно деформировано, а также наблюдается наличие нескольких «корней» – разветвлений в нижней части (рис. 14-в). Небольшие трещины вертикальной протяженностью до 0,5–1,5 м берут начало с разных уровней – как с границы пачек № 4 и № 5, так выше

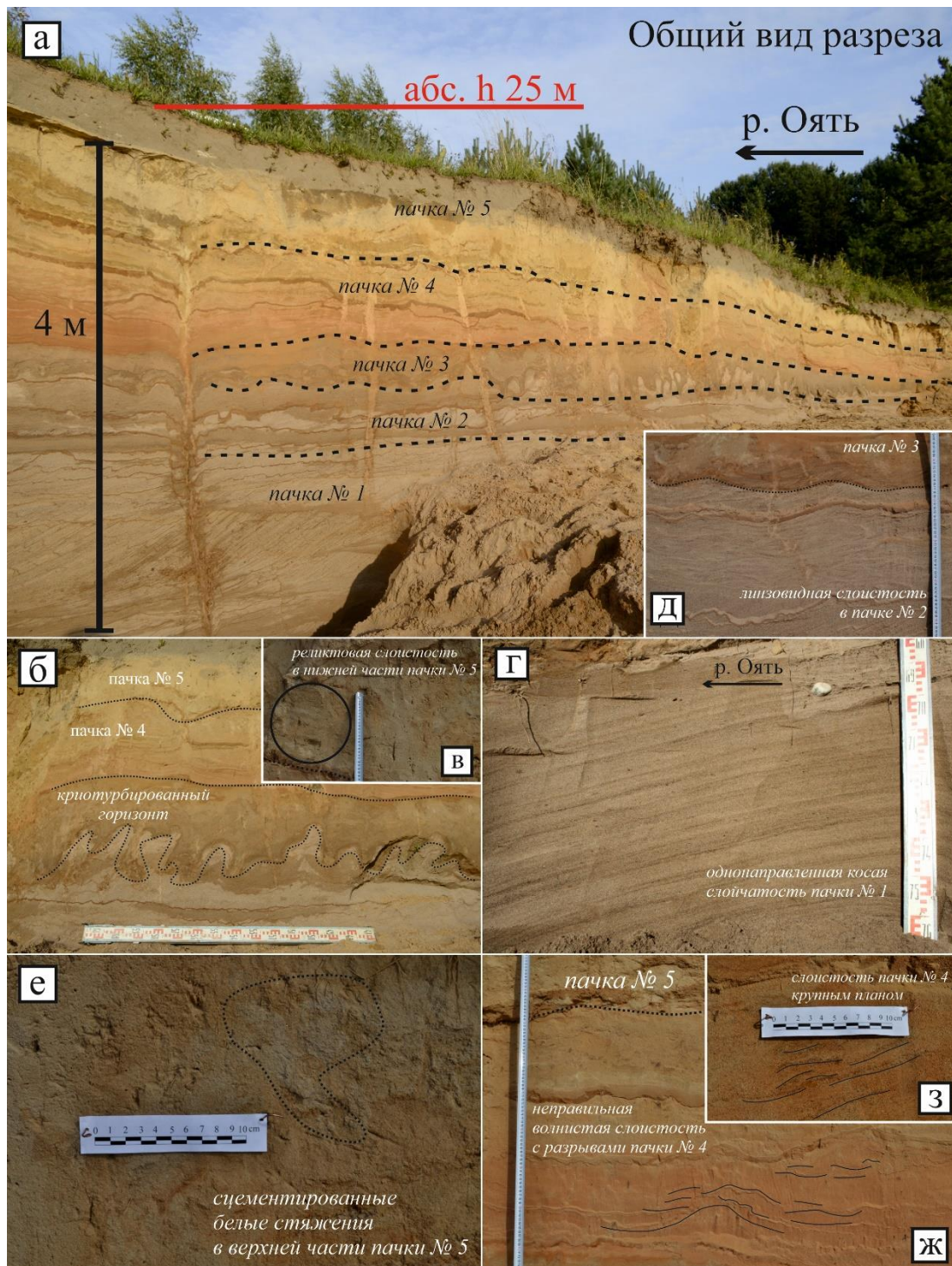


Рисунок 13. Структурно-текстурные особенности разреза «Шириничи-Шангиничи» (фото – М.В. Шитова)

или ниже нее. Чаще всего они имеют клиновидную, V-образную форму (рис 14-г). У некоторых трещин тело сильно деформировано, а также наблюдается наличие нескольких «корней» – разветвлений в нижней части (рис. 14-в). В слоях вмещающих отложений отсутствуют деформации сбросового типа. Слои вмещающих пород не нарушены. Эти трещины либо упираются в криотурбированный горизонт, либо прорезают его, не доходя до пачки грубозернистых косослоистых песков. Заполняют

такие трещины неслоистые пески белого цвета с красным оттенком, отличающиеся от вмещающих пород (рис 14-в, г). Перечисленные признаки позволяют диагностировать данный тип клиновидных структур как песчаные клинья (Murton, 2000).

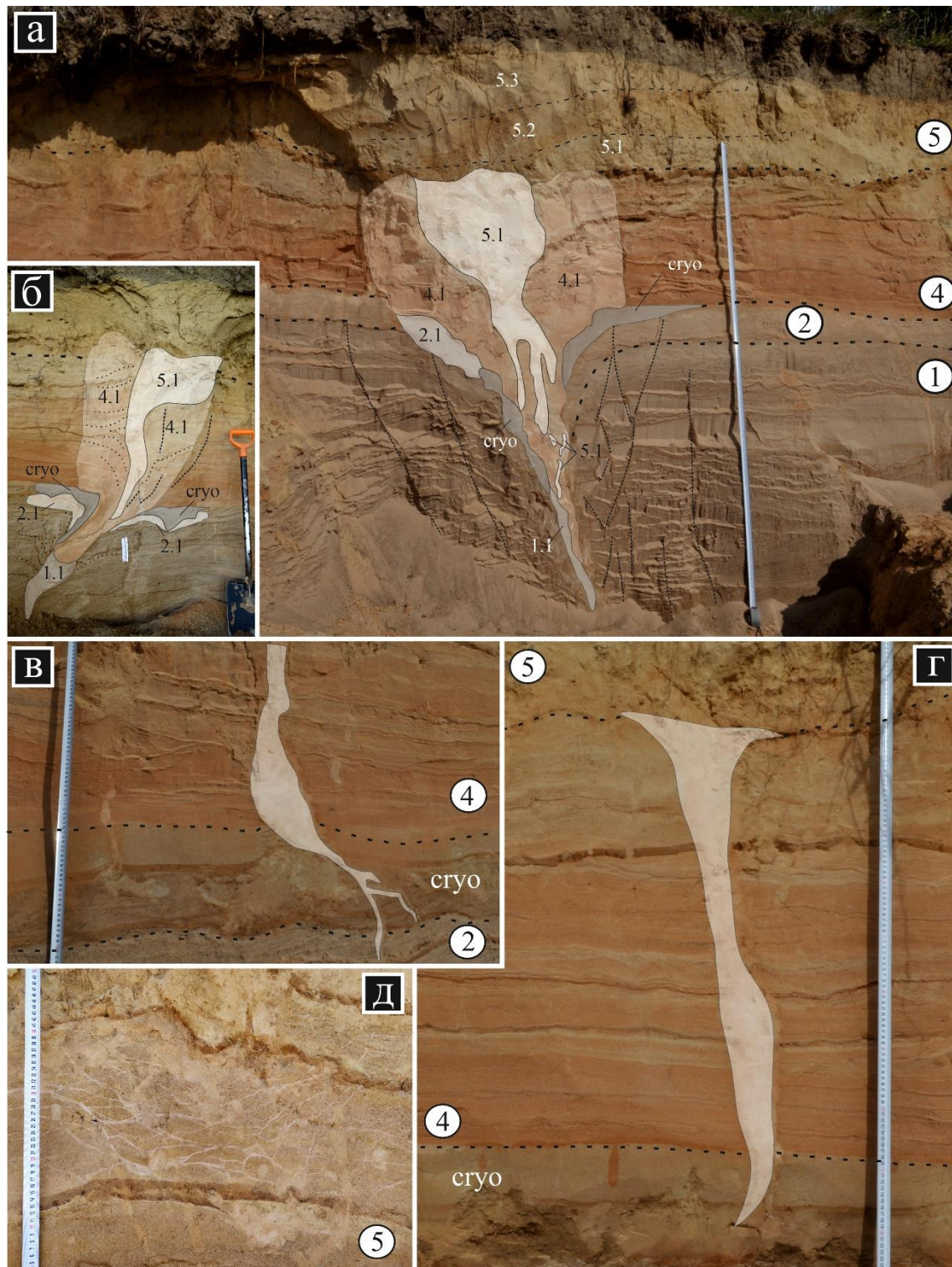


Рисунок 14. Строение криогенной толщи в разрезе Шириничи-Шангиничи. А, Б – псевдоморфозы по ПЖЛ; В – песчаный клин с несколькими «корнями»; Г – V-образный песчаный клин; Д – песчаные жилки; Ж – криотурбированный горизонт; цифрами в кружках показаны номера пачек согласно описанию в тексте; cryo –

криотурбированный горизонт в стенках трещин (фото А, Б, В и Г, – М.В. Шитова, фото Д – автора).

Единично встречены маленькие жилы, заполненные белым песком (рис 14-д). Они обнаружены в нижней части тонкозернистых песков пачки № 4. Толщина жилок не превышает 2–3 мм, а протяженность 20 см. Они развиваются как в вертикальном, так и в латеральном направлении, образуя целую сеть и, вероятнее всего, являются песчаными жилами (Murton, 2000).

Отдельно стоит обратить внимание на характерные ожелезненные прослойки. Они имеют определенную закономерность в своем развитии. В нижних частях разреза прослойки имеют толщину от 1–2 мм до 1 см, с интервалами до 5 см (рис. 14-ж, з). Вблизи трещин они приобретают сетчатую слоистость, но в целом по разрезу преобладает горизонтальная слоистость. В верхних частях толщина прослоев увеличивается до 5 см, а интервалы до 15 см. Ожелезненные прослойки четко проявляются на границах всех пачек, полностью отсутствуют в пачке № 2 и в криотурбированной пачке № 3.

3.2. Разрез на левом берегу р. Свирь в 2 км ниже г. Лодейное поле в ур. Канона (рис. 1)

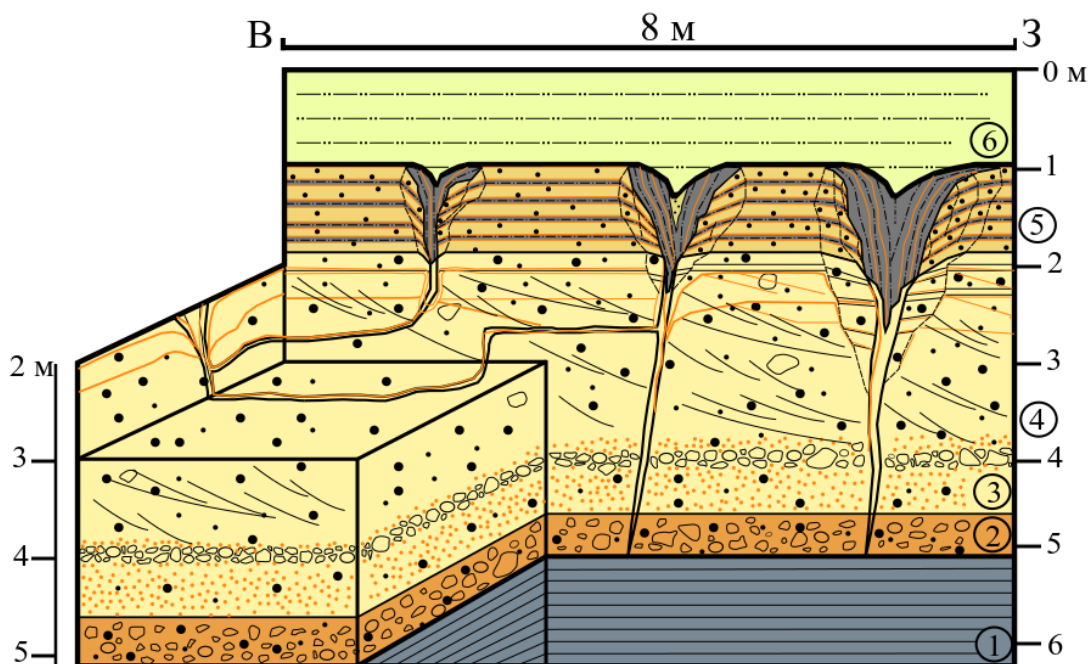
Разрез находится в 2 км ниже по течению от г. Лодейное Поле. В береговом обрыве (60°43'45,08''N; 33°26'25,39''E) вскрывается толща позднеледниковых отложений, слагающих террасу пра-Свири (долинного зандра) с отметкой площадки около 13 м абс. высоты (рис. 15).

Снизу вверх от уреза воды в нем выходят:

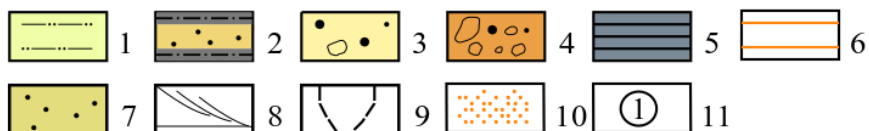
1. Микрослоистые ленточные глины серо-коричневого цвета, мощностью 2,5 м. Мощность уменьшается вверх и вниз по течению, где кровля скрывается под урезом воды. Изредка наблюдаются деформированные горизонты, которые перекрываются параллельно слоистыми ритмами. В кровле встречаются следы ожелезнений по корням современных растений. Редко встречаются мелкие гальки и гравийные зерна. Верхний контакт – с глубоким размывом;

2. Гравий и окатанная галька кристаллических пород мощностью 0,2–0,3 м;

3. Грубозернистый желтовато-бурый песок с гравием и галькой, с параллельной косой слоистостью. Слоистость перекрестная, падение косых серий как вверх, так и вниз по современному течению реки Свирь. Мощность – до 0,5 м;



Легенда:



- 1 - лессовидные суглинки, 2 - переслаивающиеся алевриты с песками, 3 - разнозернистые пески с обломочным материалом, 4 - грубообломочный материал, 5 - ленточные глины, 6 - посткриогенная текстура
 7 - эолий, заполняющий некоторые трещины, 8- характер слоистости, 9 - линии смещения слоев пород, 10 - базальная текстура, 11 - номера пачек

Рисунок 15. Строение позднеледниковой толщи в разрезе «Канома»

4. Чередование крупно- и среднезернистого песка с параллельной косою слоистостью с наклоном слойков в сторону современного течения р. Свирь. Угол падения слойков 15° - 20° , а мощность косых серий до 25 см (рис. 16-а). Часто встречаются крупные гравийные зерна и галька. В верхней части пачки косая слоистость сменяется на горизонтальную. Мощность до 2,0–2,5 м;

5. Переслаивание коричневатых алевритов и светлых мелко-среднезернистых песков. Мощность алевритовых слоев 5–10 см, песчаных до 5 см (рис. 16-б). В песчаных слоях иногда встречаются зерна гравия и дресвы. Мощность пачки до 0,5–1,0 м;

6. Тонкозернистый песок с неявной слоистостью бежевого цвета. Контакт с нижележащей толщей имеет сложную морфологию, он неявный, отсутствуют признаки эрозионной поверхности. В приконтактной зоне встречаются плохо различимые фрагменты с реликтовой слоистостью (рис. 16-в). Иногда подстилающие пески включены в толщу пятнами с нечеткими размытыми краями, распределены пятна

неоднородно и бессистемно (рис.16-в). На некоторых участках породы верхней и песчаной толщ взаимно проникают друг в друга на расстояние около 20 см, при этом их «языки», в общем, довольно бесформенны и размыты. В целом четко выраженных текстурных признаков в толще не наблюдается. Она однообразна и массивна, с редко встречающимися линзами гравия.

На контакте алевро-песчаного переслаивания (пачка № 5) и тонкозернистых песков (пачка № 6) берут начало 5 клиновидных структур, 4 из которых имеют северо-западное и одна – северо-восточное простирание. Они образуют полигональную сеть с расстоянием между соседними трещинами от 2–3 до 7 м.

Большинство структур имеет клиновидную форму. Вертикальная протяженность клиньев составляет 2–4 м. Клинья либо упираются в подстилающие ленточные глины, либо остаются в косослоистых грубозернистых песках. Они имеют двурусное строение – широкую (от 0,3 до 1,5 м) верхнюю часть и очень тонкую – в первые сантиметры – нижнюю (рис. 13-а), что позволяет их определять как псевдоморфозы по повторно-жильному льду (Романовский, 1977), формирование которых шло одновременно с накоплением отложений.

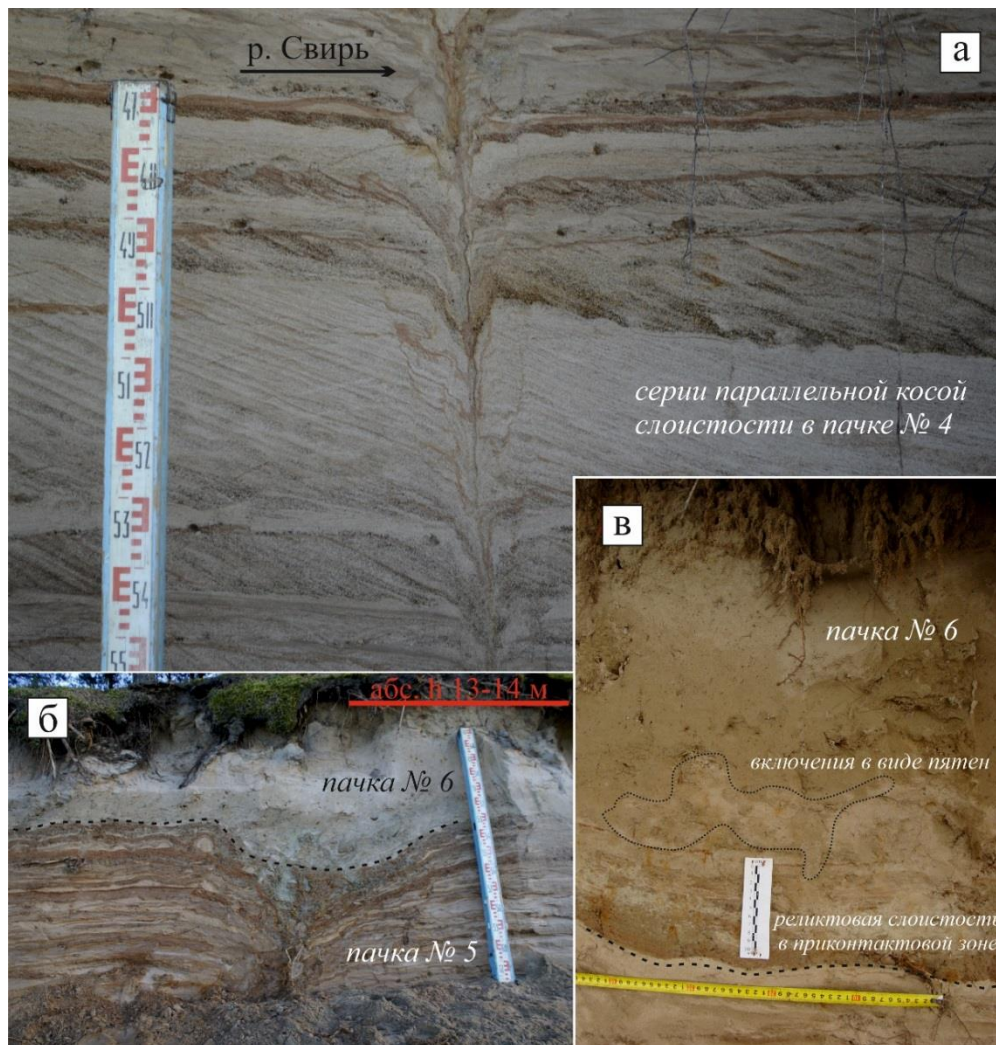


Рисунок 16. Структурно-текстурные особенности разреза «Канома» (фото – М.В. Шитова)

Отгибание слоев вмещающих пород происходит вниз по оси трещин, а по их бортам во вмещающих породах развиты сбросы амплитудой до 15 сантиметров (рис. 13-б). Заполнителем в клиньях выступают вмещающие породы: в широких частях – это сцементированный алевро-песчаный материал, а в узких – разнозернистые пески. В расширенных частях отчетливо прослеживается вертикальная слоистость в заполняющих породах. Над структурами располагаются углубления мощностью до 0,5 м, заполненные венчающими разрез, тонкозернистыми песками (рис 17-а). В современном рельефе углубления не прослеживаются.

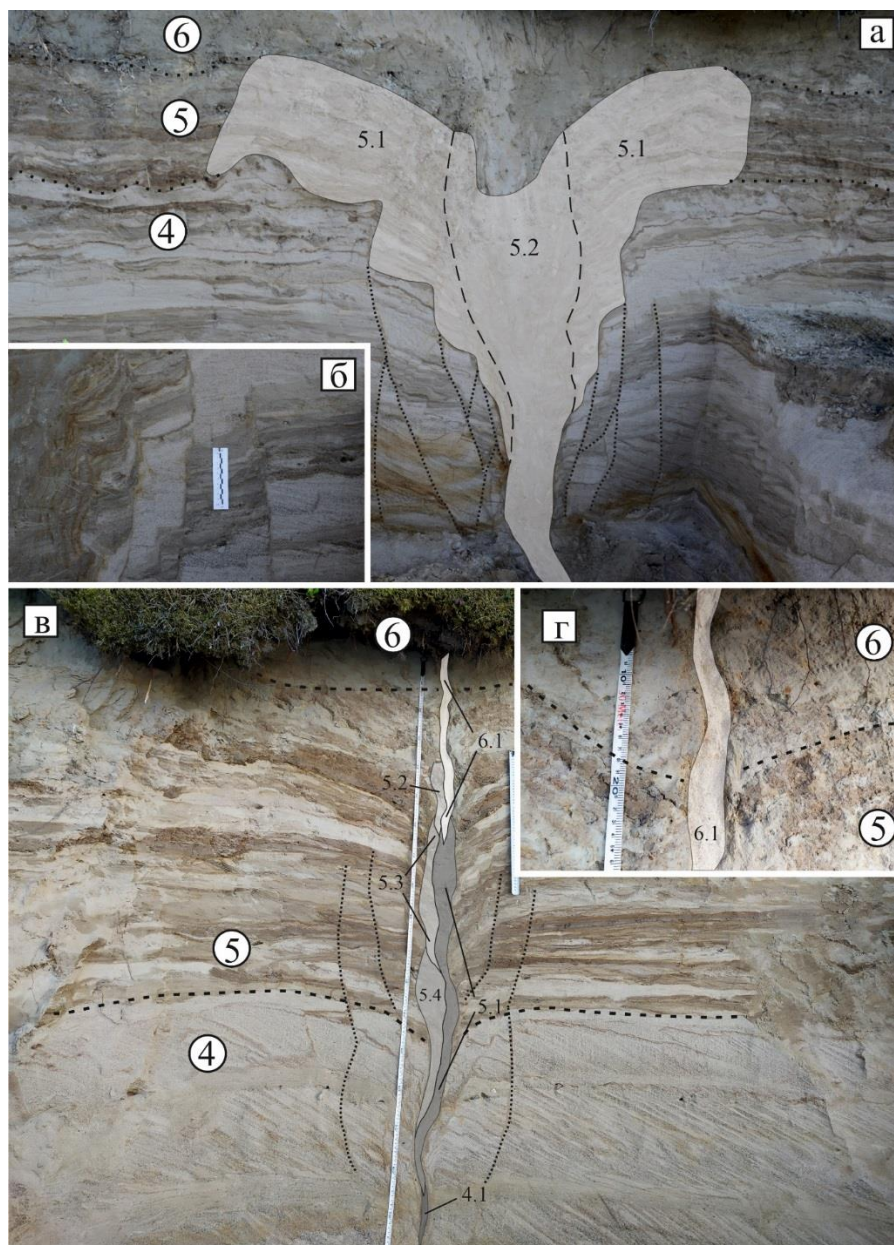


Рисунок 17. Строение криогенной толщи в разрезе «Канома». Цифрами обозначены номера пачек. а – крупная псевдоморфоза по ПЖЛ; б – сбросовые деформации; в – узкая псевдоморфоза по ПЖЛ; г – забой с крупнозернистым песком в верхней части клина. 5.1 – деформированная часть пачки № 5; 5.2 – криогенный забой с отложениями пачки № 5; 6.1, 5.1–5.4, 4.1 – телескопирование криогенных забоев. Пунктирными линиями показаны сбросовые деформации. (Фото – М.В. Шитова)

Другие трещины имеют единое узкое тело по всей величине. Вертикальная мощность составляет 3–4 м, не доходя до ленточных глин (рис. 13-в, г). По всей мощности трещин наблюдаются отогнутые вниз по оси трещины вмещающие породы. Сбросовые деформации фиксируются на разных гипсометрических уровнях, их величина и мощность довольно малы и не превышают 5 сантиметров. Выполнены трещины вмещающими породами.

Ожелезненные прослои появляются в верхних 0,7 м пачки, представленных переслаиванием алевритов и песков (рис. 13-д). Полностью отсутствуют в

завершающих разрез тонкозернистых песках. Закономерности в изменении толщины и интервалов между ними не наблюдается. В целом толщина прослоев варьирует от 1–3 мм до 2–3 см, а интервалы от 2–3 см до 15 см. Ожелезненными прослоями связаны между собой некоторые трещины, то есть трещины развиты еще и в горизонтальном направлении.

3.3. Разрез «Кузьминки» в 2 км ниже устья р. Мга (рис. 1)

В самом центре гипотетического Мгинско-Тосненского водораздела в 2017 г. М.В. Шитовым был обнаружен и в 2019–2020 гг. подробно изучен новый, неизвестный ранее, разрез позднеледниковых–голоценовых отложений на правом берегу р. Нева (рис. 18). Описание приводится согласно В.И. Дудановой (Дуданова и др., 2020). В нем снизу вверх от уреза воды (3,2 м абс) наблюдаются:

1. Ледниковые отложения – тилл, представленный плотными валунными глинами темно-серого цвета видимой мощностью 3,2 м (отметка кровли – 6,8 м абс.) с многочисленными включениями дресвяно-щебнистого материала, мелкой гальки и валунов различного размера, на поверхности которых часто фиксируется ледниковая штриховка. Валуны, преимущественно, представлены гранитами, реже амфиболитовыми и хлоритовыми сланцами, слабо метаморфизованными средне- и крупнозернистыми красноцветными олигомиктовыми песчаниками. Часто на отмытой поверхности тилла на урезе воды фиксируется система ортогональных трещин; в верхней части разреза диамиктон приобретает скорлуповатую и плитчатую отдельность, а его кровля представляет собой однородную алевро-глинистую массу, более светлого цвета, чем нижележащие отложения. Контакт с вышележащими породами несогласный, резкий, подчеркивается ожелезненным слойком и базальным слоем гальки в подошве пачки 2.

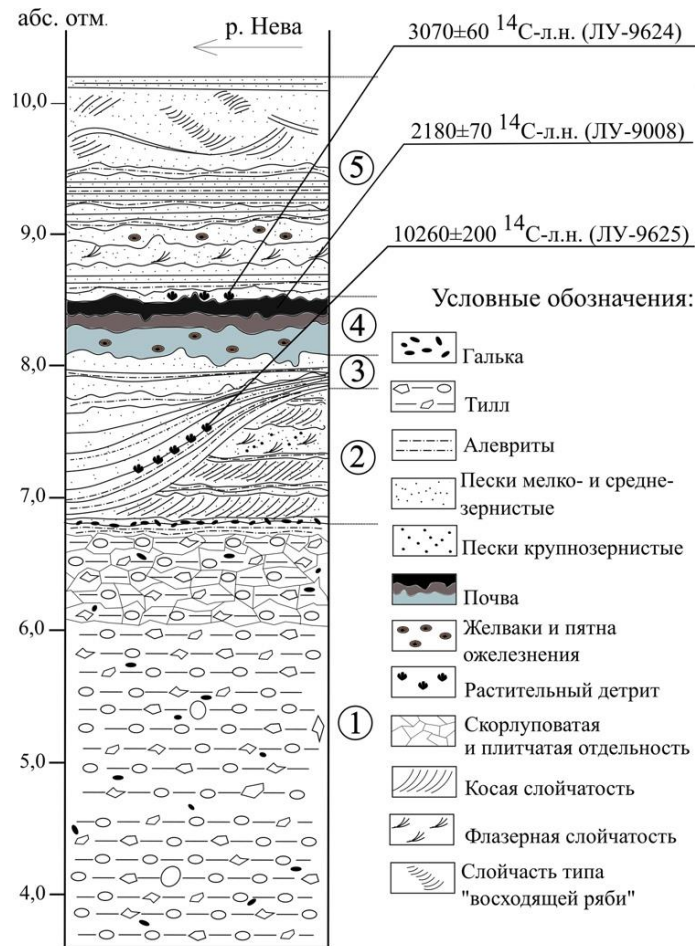


Рисунок 18. Строение поздне- послеледниковой толщи в разрезе «Кузьминки» согласно Дудановой В.И. (Дуданова и др., 2020)

2. Мелко-среднезернистые пески цвета от светло-бежевого до рыжевато-коричневого с разнообразной косой слойчатостью – плоскостной с наклоном слойков по направлению современного течения р. Нева (т.е. на запад-юго-запад), а также слойчатостью типа лингоидной ряби с наклоном слойков в север-северо-восточном направлении, что свидетельствует, вероятно, о потоке в направлении Финского залива. Мощность косых серий варьирует от 5 до 15 см, а слоевые швы между ними – иногда волнистые – часто подчеркиваются ожелезнением, иногда – примазками алевролитового материала; к ним часто приурочены округлые и изометричные ожелезненные стяжения диаметром до 1 см, развитые, видимо, по корням древних растений. Мощность слойков в косых сериях составляет от нескольких мм до 1 см; косые слойки также подчеркиваются ожелезнением. В средней части пачки отмечается слоистость типа флазерной, песчаные косослоистые линзочки, а также прослои косослоистого крупнозернистого песка и мелкого гравия; эти флювиальные пески мощностью 1,0 м (абс. отметка кровли – 7,8 м) слагают валообразную аккумулятивную форму, западный склон которой был вскрыт расчисткой. Контакт с вышележащими породами резкий, отчетливый по гранулометрическому составу.

3. Переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты бежевого, голубого и, реже, коричневатого цвета с преимущественно волнистой, местами горизонтальной слойчатостью. Эти отложения выполняют и компенсируют понижение в палеорельефе на склоне валообразной формы (рис. 20-а), кроме того, в них развиты разнообразные деформации – конволюции и внедрения амплитудой до 10-15 см (рис. 20-в), которые являются, видимо, криотурбациями, что говорит, вероятно, о позднеледниковом возрасте формирования отложений данной пачки. Позднеледниковый возраст осадков подтверждает, и полученная радиоуглеродная датировка по растительному детриту из нижней части этих алевритов с возрастом 10260 ± 200 л.н. (ЛУ-9625). Мощность пачки варьирует от 0,3 до 1,3 м, абсолютная отметка кровли – 8,1 м; контакт с вышележащими отложениями постепенный, так как в кровле развита палеопочва (пачка 4).

4. Погребенная почва мощностью 0,4 м (абсолютная высота кровли – 8,5 м), серо-гумусовая из отдела аккумулятивно-гумусовых почв, в которой можно выделить три генетических горизонта (согласно устному сообщению А.В. Русакова): а) глееватый горизонт Сg бежево-зеленого цвета с желваками гидроокислов железа диаметром до 1 см; мощность горизонта – 10 см; б) генетический горизонт АСg, более темный, буроватого цвета, мощностью 9 см; образует затеки и градиентно переходит в нижележащий горизонт; в) гумусовый горизонт АУg(Aug), черного цвета, мощностью 10–16 см; в кровле почвенного профиля фиксируется маломощная прослойка, сложенная лесным опадом (перегнойный горизонт АТ), радиоуглеродная датировка которого составила 2180 ± 70 л.н. (ЛУ-9008); контакт с вышележащими породами резкий, несогласный, с признаками размыва.

5. Переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты светло-бежевого цвета мощностью 1,7 м (абс. высота кровли – 10,2 м), в которых снизу вверх по разрезу текстурные особенности отражают постепенное изменение гидродинамических условий: от более спокойных, для которых характерно накопление осадков с преимущественно волнистой и флазерной слойчатостью, до относительно подвижных и динамичных со слойчатостью типа «восходящей ряби»; по остаткам древесины из подошвы этого песчано-алевритового переслаивания была получена $14C$ -датировка 3070 ± 60 л.н. (ЛУ-9624). Таким образом, радиоуглеродный возраст мелких веточек в подошве перекрывающих почву песков с текстурами «восходящей ряби» оказывается древнее кровли погребенной почвы и равен возрасту максимума ладожской трансгрессии. Возможно, это связано с тем, что источником детрита в подошве

отложений ладожской трансгрессии послужил размытый торфяник, образование которого происходило гипсометрически выше.

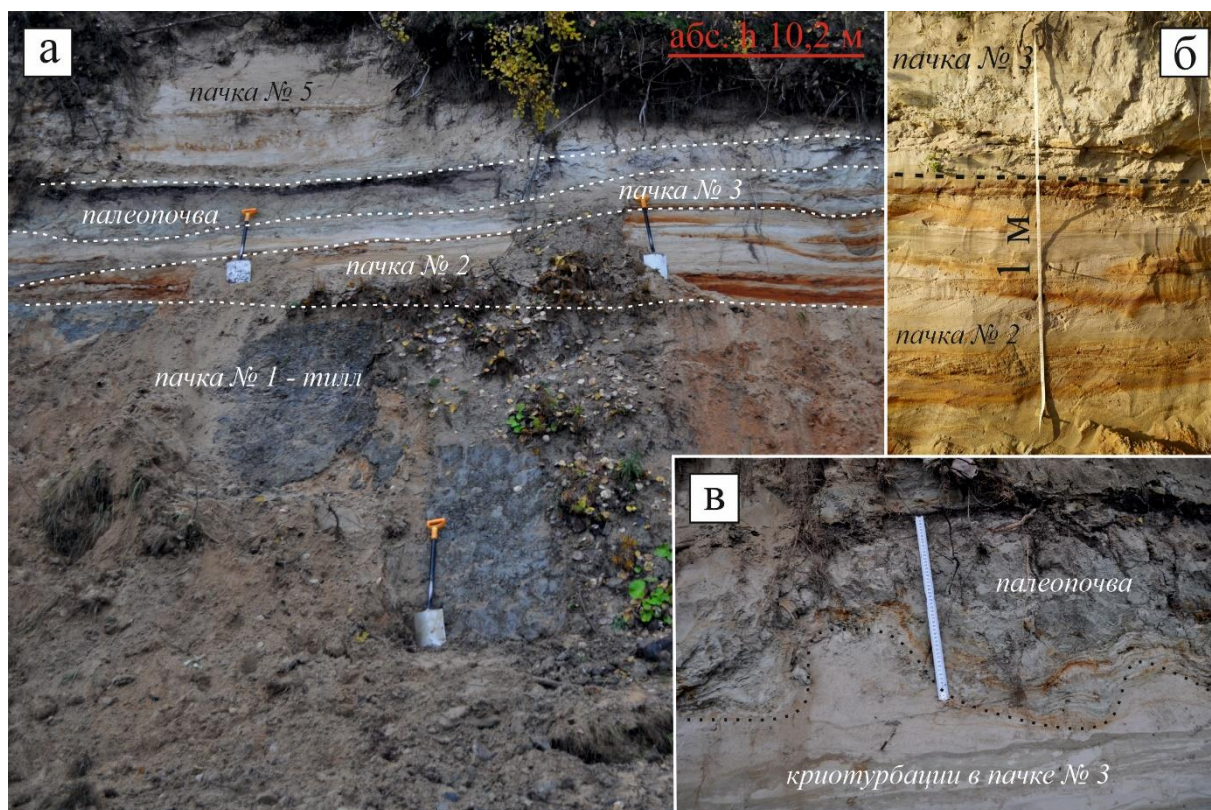


Рисунок 19. Инволюции в кровле пачки № 3 в разрезе «Кузьминки» (фото – М.В. Шитова)

3.4. Разрезы в карьере «Толстое» под г. Подпорожье (рис. 1)

Обнажения располагаются в северной ($60^{\circ}57'20,2''N$, $33^{\circ}52'19,4''E$) и в юго-западной частях карьера ($60^{\circ}55'41,9''N$; $33^{\circ}52'26,5''E$) в 0,5 и 1,5 км восточнее русла р. Свирь, соответственно.

На северной площади в стенке карьера высотой около 10–12 м на абсолютных высотах 25–30 м вскрываются:

1. Тилл осташковский – валунно-галечный диамиктон с алевро-глинистым матриксом (рис. 20-б). На крупных валунах (до 0,3 м по длинной оси) фиксируются следы ледниковой штриховки. Валунно-галечный материал представлен кристаллическими породами – гранитами, гранито-гнейсами, аплитами, амфиболитами, хлоритовыми сланцами и шокшинскими кварцитами, очень редко встречаются мелкие гальки девонских известняков и вендских песчаников. Алевро-глинистый материал хорошо сцементирован, имеет бордовый, чаще светло-серый цвет. Видимая мощность до 1–2 м.

2. Гравий, галька, грубозернистый песок с редкими валунами кристаллических пород. Слоистость косая плоскостная однонаправленная (рис. 20-а). Мощность – 1,5 м. Верхний контакт резкий по гранулометрическому составу и цвету.

3. Пески грубозернистые с косой однонаправленной слоистостью с наклоном слойков по азимуту 200° юг-юго-запад с галькой, гравием и редкими валунами (рис. 20-а, в). В толще встречаются хаотичные включения валунов, галек и гравия. Мощность пачки 7–8 м.

На южной площади карьера «Толстое» в юго-восточной стенке карьера высотой 8–9 м, вскрывается толща позднеледниковых отложений флювиогляциальной дельты пра-Свири на отметках около 35-40 м абс. высоты. Изученная стенка карьера протягивается параллельно современному течению р. Свирь. Снизу вверх здесь наблюдаются:

1. Преимущественно крупнозернистые пески с гравием и галькой, а также редкими валунами коричневого и светло-серого цвета с однонаправленной косой слоистостью. Косые серии наклонены в направлениях южных румбов. Иногда встречается слойчатость в виде широких глубоких трогов с косым сериями мощностью до 1 м. Грубообломочный материал, как правило, встречается на слоевых поверхностях косых серий и достигает мощности 0,1 м. Часто в обнажении на разной высоте встречаются линзы, обогащенные грубообломочным материалом. Верхние 0,4 м толщи сложены среднезернистым песком с полого-наклонной слоистостью. Видимая мощность пачки 7–8 м.

2. Слегка сцементированные мелкозернистые пески темно-зеленого цвета без следов сколько-нибудь заметной слоистости. Из-за вскрышных работ на карьере эта пачка удалена на значительном протяжении. Там, где она наблюдается, ее максимальная мощность достигает 1 м.

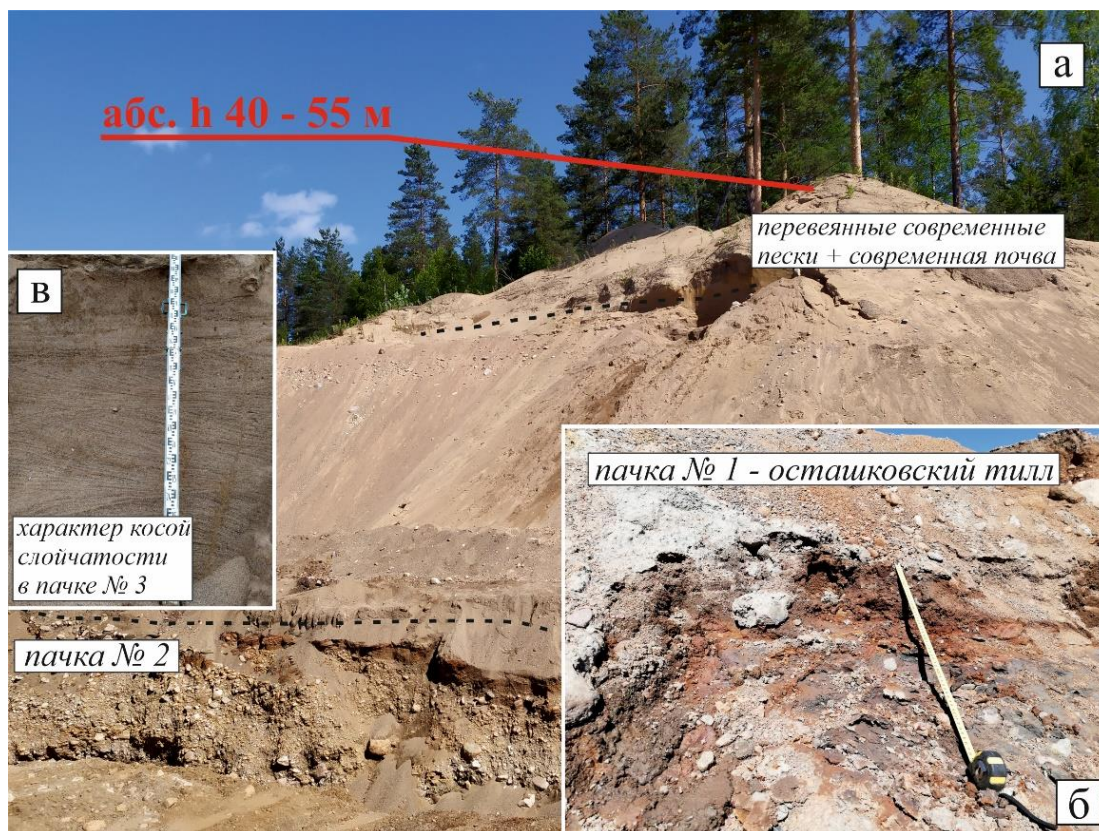


Рисунок 20. Структурно-текстурные особенности отложений северной стенки карьера «Толстое» (фото – автора)

От границы этих двух пачек берут начало хорошо выраженные клиновидные структуры, образующие полигональную сеть с периодом около 3–5 м (рис. 21). Вертикальная протяженность трещин достигает 4–5 м. Тело трещин узкое, редко превышает 5 см, верхняя устьевая часть расширяется до 0,4 м при вертикальной протяженности от 0,5 до 1,0 м. Устье заполнено породами пачки № 2, а остальная часть трещин – измененными вмещающими породами. Деформаций по краям клиньев нет. Изредка наблюдается отгибание слоев вмещающих пород вниз по оси некоторых трещин. В совокупности, данные параметры позволяют относить данные трещины к типу изначально-грунтовых криогенных структур, которые в дальнейшем могли развиваться как повторно-жильные льды (Романовский, 1977). Образование их шло одновременно с накоплением осадка (Романовский, 1977).

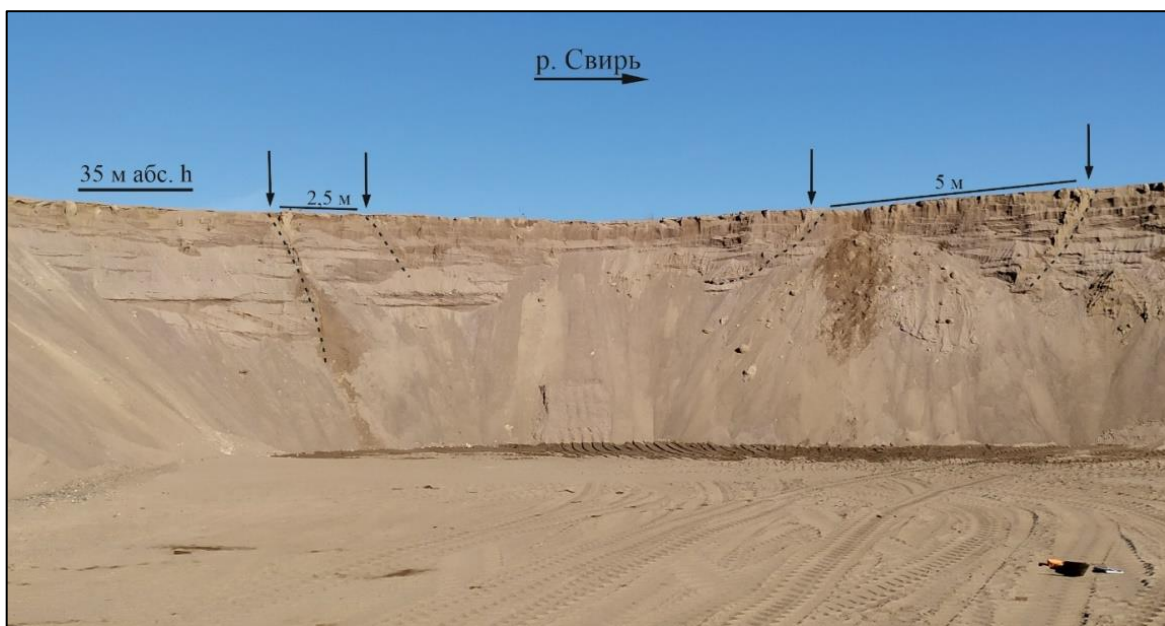


Рисунок 21. Полигональная сеть в фациях дистальной дельты (фото – автора).

3.5. Разрезы на юго-западном побережье Онежского озера в 500 м от устья р. Куковка (рис. 1)

Разрез расположен в 500 м севернее от устья р. Куковка на абразионном участке юго-западного берега Онежского озера и вскрыт серией расчисток на протяжении 100 метров. Участок ограничен координатами N 61°11'11,6'' E 35°35'43,3'' и N 61°11'06,6'' E 35° 35'45,2''. В береговом обрыве высотой 5 метров вскрывается разрез террасы с абсолютными отметками тылового шва около 40 м абс. высоты. Здесь снизу вверх наблюдаются

1. Тилл – диамиктон суглинистый валунный хорошо сцементированный буро-красного цвета. Имеет характерную скорлуповатую отдельность. Не выдержан по простиранию, видимая мощность меняется от 0 до 1,0 – 2,0 м. Кровля пачки либо сильно размыта, либо представлена гомогенизированными тонкозернистыми песками с реликтами слоистости, в которых встречаются частые прослойки алевро-глинистого материала. Мощность приконтактной зоны не превышает 0,4 м, а глинистых прослоев – 0,1 м (рис. 22-е);

2. Пески розовые мелко- и среднезернистые с галькой и гравием с однонаправленной плоскостной и троговой слоистостью; слойки наклонены в северном направлении (рис. 22-б). Встречаются линзы и тонкие слои алевро-глинистого материала. Мощность пачки около 2 метров. Граница с вышележащей пачкой резкая, с явным размывом. В северном направлении пачка полностью выклинивается;

3. Светло-серые тонко- и мелкозернистые пески с флазерной и линзовидной слоистостью. В пачке встречаются характерные знаки ряби течения (рис. 22-а). В этой пачке развиты разнообразные деформации, описание которых приведено ниже. Контакт с вышележащей пачкой четкий по гранулометрическому составу и со следами размыва;

4. Пачка светло-серых грубозернистых песков с редкими галькой и зернами гравия. Слоистость горизонтальная, местами волнистая. Контакт с вышележащей пачкой резкий, со следами размыва. В одной из северных расчисток в верхней части пачки была вскрыта протяженная линза валунного диамиктона с матриксом из дресвяно-гравийного материала с небольшими прослоями алевритов (рис. 22-в, д). Максимальный размер валунов по длинной оси до 1 метра. Протяженность линзы в горизонтальном направлении около 7 м при мощности до 0,4 м. Кровля линзы размыва, а по контакту встречаются гравийно-галечный материал. Мощность пачки варьирует от 1 до 1,5 м. Отчетливо видны следы пенетрации одной пачки в другую в виде небольших прослоев. Также в кровле и подошве пачки распространены деформации в виде инволюций (рис. 22-г). Амплитуды завихрений достигают 0,5 м. Мощность инволюций – 0,2-0,3 м. Встречаются группы из нескольких каплевидных завихрений, так и единичные купола. Мощность пачки до 0,2–0,5 м.

5. Венчают разрез грубый песок с гравийно-галечным материалом темного, местами охристого цвета (рис. 22-д). В пачке прослеживается слабовыраженная горизонтальная слоистость. Максимальная мощность пачки до 0,3 м.

В северных расчистках широко распространены клиновидные структуры разной мощности. Часть трещин начинаются из венчающей разрез пачки, а другие берут начало с границы пачки № 2 и № 3. Всего было вскрыто около 5 структур. По строению их удастся разделить на несколько типов.

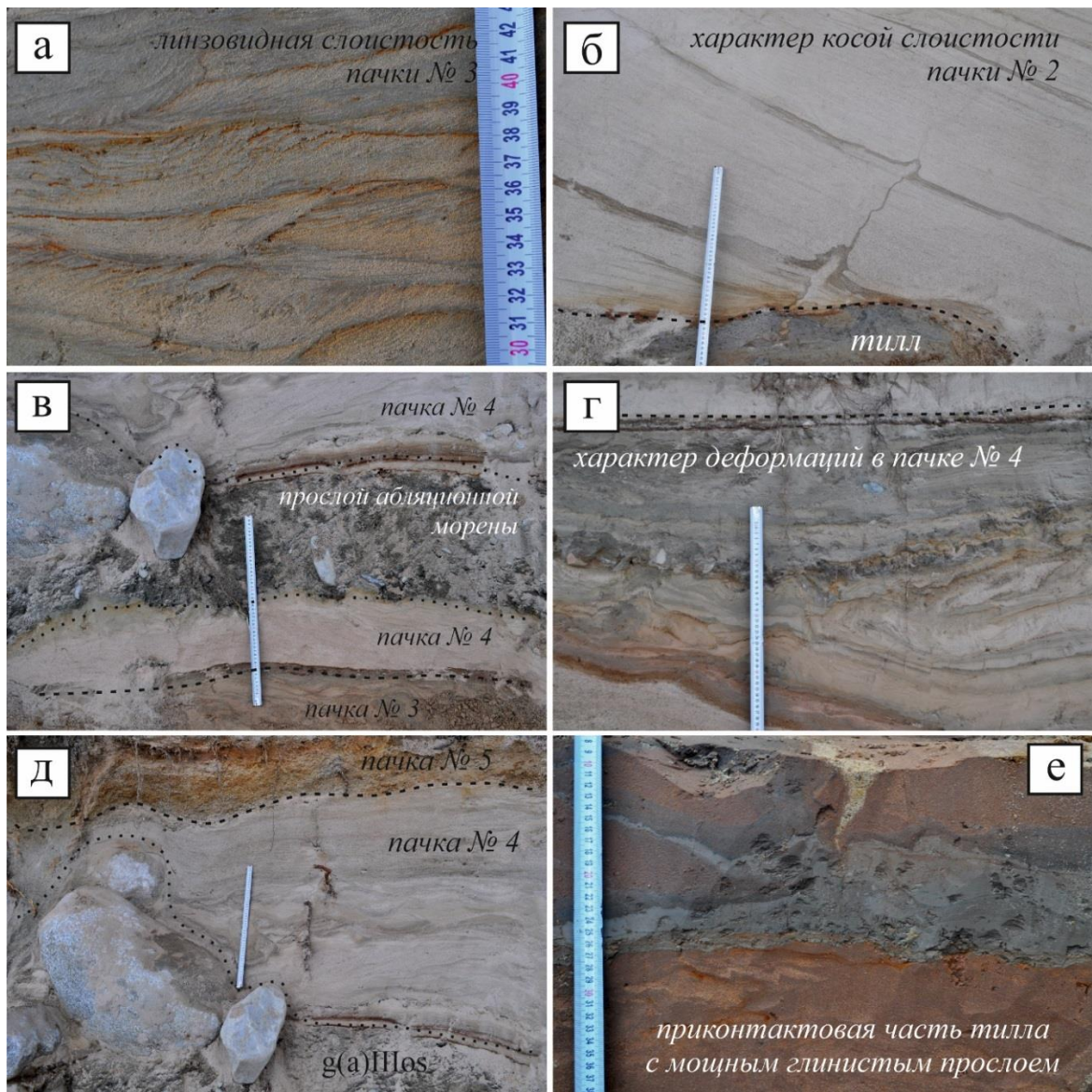


Рисунок 22. Структурно-текстурные особенности разреза «Куковка» (фото – М.В. Шитова)

К первому относятся трещины, вертикальная протяженность которых достигает 4 м (рис. 23-а). Они секут все изученные пачки сверху вниз вплоть до гомогенизированного горизонта диамиктона. Расстояние между такими трещинами составляет 15–20 м. Тело клиньев преимущественно узкое от нескольких миллиметров до 5 сантиметров и только в верхней части заметно расширяется до 1 метра (рис. 23-б).

В средней и нижней части клиньев наблюдаются следы телескопирования – вложения одной трещины в другую, в результате чего происходит смещение оси её относительно первоначального забоя (рис. 23-в). При этом стоит отметить, что встречается и сразу несколько забоев – «корней», на одном гипсометрическом уровне (рис. 23-г). По границе тела трещины фиксируются текстуры течения вмещающих пород. Заполняют структуры отложения из вмещающих пород. По контакту с

вмещающими породами развиты деформации. К ним относятся микросбросы с амплитудой 2–3 см и отгибание слоев вмещающих пород.

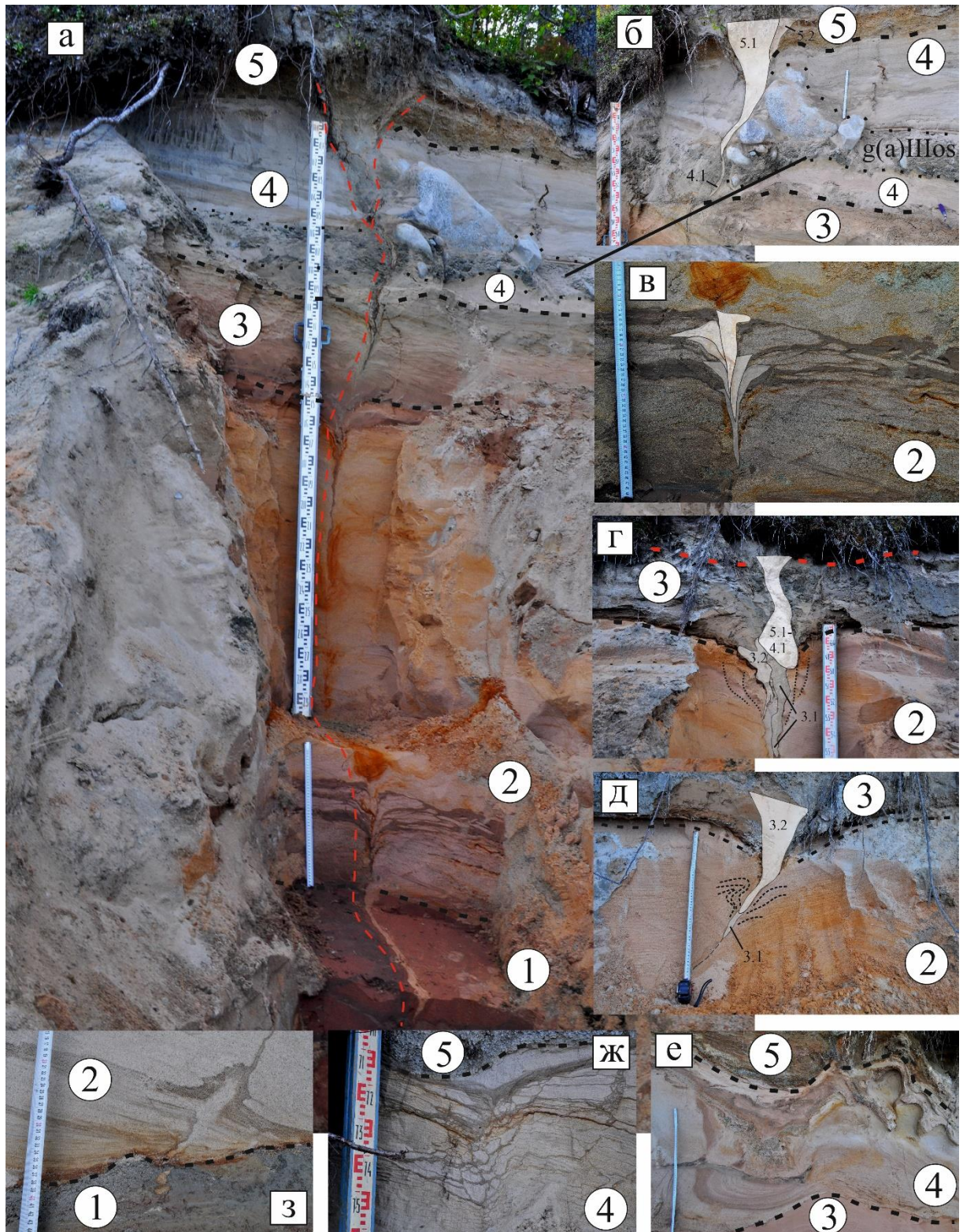


Рисунок 23. Строение криогенной толщи в разрезе «Куковка», цифрами – номера пачек, 5.1, 5.2, 4.1, 3.1, 3.2 – телескопирование забоев; А – крупная псевдоморфоза по ПЖЛ. Б – расширенная устьевая часть псевдоморфозы; В – средняя часть псевдоморфозы со следами телескопирования; Г – псевдоморфоза по ПЖЛ с двумя «корнями»; Д – псевдоморфоза по ПЖЛ следующих генераций; Е – инволюции; Ж – морозобойная трещина неясного генезиса; З – следы ликвифакции.

Единично вскрыта трещина схожая по строению, но значительно меньшего размера. Она берет начало с границы пачек № 3 и № 4 (рис. 23-д). Данные признаки позволяют относить клинья к псевдоморфозам по повторно-жильным льдам, образование которых начиналось сингенетически, т.е. одновременно с осадком. Дальнейшее развитие – рост ледяных жил происходил эпигенетически (Романовский, 1977)

Ко второму типу трещин будут относиться менее масштабные клиновидные структуры. Они берут начало на границе пачки № 3 и № 4. Их вертикальная протяженность не превышает 1,5 метров (рис. 23-ж). Расстояние между соседними трещинами не превышает 1 м. Их ширина значительно не изменяется на протяжении всей мощности и составляет примерно 3–5 сантиметров, за исключением нижних частей, где толщина структур не превышает 2–3 мм. По краям трещины развиты исключительно только отгибания слоев вмещающих пород без других каких-либо деформаций. Рядом с некоторыми трещинами наблюдаются следы других забоев. Заполняют трещины, как правило, отложения из вышележащей пачки. Данные структуры упираются в плотную толщу диамиктона, где по его границе широко развиты ликвифационные деформации (рис. 23-з). Вероятнее всего, такие трещины стоит интерпретировать как изначально-грунтовые жилы (Романовский, 1977).

ГЛАВА 4. ЛИТОЛОГИЯ КРИОГЕННЫХ ТОЛЩ

Для детального определения структуры субэразальных и водно-осадочных отложений, а также для выявления роли криогенеза в формировании изученных толщ применялся комплекс лабораторных анализов. К ним относятся – гранулометрический анализ, анализ морфологии кварцевых зерен и минералогический анализ, на основе которого рассчитан коэффициент криогенной контрастности. Для этого использовались образцы, отобранные с пяти ключевых разрезов: «Канома», «Шириничи-Шангиничи», «Голстое», «Кузьминки» и «Куковка». Образцы отбирались равномерно из заполняющих и вмещающих клиновидные структуры пород, а также из перекрывающих и подстилающих их пород. Всего было отобрано 42 образца осадочного материала, а изучить удалось 30 образца.

4.1. Гранулометрический анализ

Гранулометрический состав был определен в ходе камеральных работ за 2020-2021 г. комбинированным способом по Л.Б. Рухину (Рухин, 1969). Методом квартования образцов брались навески около 50 г., которые затем доводились до сухого состояния в сушильном шкафу при температуре 105°C в течение суток. Отмучивание частиц меньше 0,01 мм производилось в градуированной колбе, при помощи сифона, один конец которого располагался в 4 см от дна. Подготовленная навеска помещалась в колбу и заливалась водой до уровня 84 мм (анализ проводился при температуре суспензии равной 20°C), далее образец взмучивали, и по истечению 480 секунд, суспензию, находящуюся выше 4 см от дна стакана с частицами менее 0,01 мм сливали. Операция повторялась до момента, пока столб жидкости выше устья сифона не становился полностью прозрачным. Полученный остаток с частицами крупнее 0,01 мм вновь высушивался в сушильном шкафу, после чего рассеивался на стандартном наборе сит с наименьшими размерами ячеек 0,04 мм (14-фракционный ситовой анализ).

Как следует из таблицы № 1, почти все изученные образцы по классификации Рухина (Рухин, 1969) являются чистым песком. Исключение составляют покровные отложения с заметным содержанием алевро-пелитового материала, которые венчают изученные разрезы – они перекрывают или из них берут начало клиновидные структуры, а также само заполнение этих структур.

Разрез «Шириничи-Шангиничи».

Судя по полевым наблюдениям за структурно-текстурными особенностями и характером залегания отложений пачек № 4 и № 5, венчающих разрез в разрезе «Шириничи-Шангиничи» они представлены, соответственно, нивейно-эоловыми

песками и эоловыми лёссовидными суглинками. Гранулометрический спектр образцов из пачки № 5 (РШ-1/1) показывает равномерное распределение осадочного материала во фракции мелкозернистых песков и крупных алевритов. Дальнейшее накопление осадка происходит в пелитовой фракции (рис. 24-в). По Л. Б. Рухину (Рухин, 1969) образец из устья трещины это песчаный суглинок.

Таблица 1. Данные гранулометрического анализа по изученным разрезам

Разрез и номер образца		Положение в разрезе/гнезис	Содержание фракций, вес. %		
			0,05–2,5 мм	0,05–0,01 мм	<0,01 мм
Шириничи- Шангиничи	РШ-1/1	Перекрывающие лёссовидные суглинки, верхняя часть; глубина - 0,2 м от поверхности (пачка № 5)	74,13	15,78	8,44
	РШ-1/3	Заполняющие устье трещины лёссовидные суглинки; глубина - 0,6 м	68,07	19,73	9,98
	РШ-1/7	Вмещающие породы, пачка № 1; глубина – 2,4 м	97,92	0,0	1,89
	РШ-1/9	Заполняющие породы, белёсый песок из нижней части суглинков; глубина – 1,5 м	77,73	12,73	7,05
	РШ-1/10	Вмещающие породы, нивейно-эоловые (пачка № 4), нижняя часть, глубина – 1,6 м	93,32	2,41	3,15
	РШ-1/19	Вмещающие породы, нивейно-эоловые (пачка № 4), верхняя часть, глубина – 0,8 м	93,2	0,66	2,41
Канома	РШ-2/1	Заполняющие породы, крупнозернистые пески не присутствующие в разрезе, глубина – 0,4 м	87,99	5,44	4,32
	РШ-2/2	Вмещающие породы, переслаивание песков и алевритов, песчаный слой, глубина от границы с лёссовидными суглинками – 0,3 м (пачка № 5)	92,98	3,72	2,27
	РШ-2/3	Вмещающие породы, косослоистые пески, глубина 1,3 м (пачка № 4)	96,29	0,0	1,11
	РШ-2/4	Заполняющие породы, сложены вмещающими песками косослоистой пачки, глубина 1,3 м	87,85	4,38	4,98
	РШ-2/5	Перекрывающие породы, лёссовидные суглинки, 0,2 м над границей с нижележащей пачкой	60,8	19,82	14,03
	РШ-2/6	Лёссовидные суглинки из канавообразного понижения другой трещины, глубина от поверхности – 1,4 м	93,37	3,76	1,25
Кузьминки	ВД-11	Палевые пески с неявно выраженной линзоидной слоистостью в 0,2 м от кровли тилла (пачка № 3)	96,99	1,24	1,06
	ВД-12	Белёлые пески с четко выраженной линзоидной слоистостью в 0,5 м от прошлого образца (пачка № 3)	98,18	0,55	1,09
	ВД-13	Светло-серые пески, без слоистости в 0,4 м от прошлого образца (пачка № 3)	77,31	14,7	7,08
	ВД-14	Неслоистые светло-желтые пески, в	75,20	8,66	14,37

		0,3 м от прошлого образца (пачка № 3)			
Толстое	РШ-6/1	Устье трещины, зеленые суглинистые пески, в 0,1 м от дневной поверхности;	72,9	9,0	13,7
	РШ-6/2	Вмещающие пески в 1,1 м от поверхности	99,2	0,4	0,2
	РШ-6/3	Заполняющие пески в 1,1 м	93,8	0,6	0,6
	РШ-6/4	Вмещающие 2,2 м	96,5	0,4	0,4
	РШ-6/5	Заполняющие 2,2 м	97,5	0,2	0,5
	РШ-6/6	Вмещающие 3,4 м	93,9	0,6	0,6
	РШ-6/7	Заполняющие 3,4 м	95,7	0,4	0,8
Куковка	РШ-7/1	Устье трещины	81,8	9,8	6,2
	РШ-7/2	Заполняющие 0,4 м от прошлого	89,4	3,7	4,5
	РШ-7/3	Вмещающие 0,4 м	99,1	0,0	0,2
	РШ-7/6	Вмещающие 1,2 м	97,8	0,0	0,4
	РШ-7/7	Заполняющие 2,0 м	89,9	4,3	3,6
	РШ-7/10	Заполняющие 4,5 м	97,5	0,0	0,6
	РШ-7/11	Вмещающие 4,5 м	89,3	8,5	1,6

Гранулометрический спектр для образцов из пачки № 4 (РШ-1/10, РШ-1/19) характеризуется относительно узким распределением осадка по фракциям и показывает максимум в мелкозернистых песках (рис. 24-б), что является типичным признаком эолового механизма накопления осадка. Также наблюдается незначительное увеличение алевро-пелитового материала. Согласно классификации (Рухин, 1969), эти отложения представляют собой чистый мелкозернистый песок.

Образцы из заполняющих трещину пород являются глинисто-алевритовым песком (РШ-1/3, РШ-1/9). Гранулометрический спектр данных образцов имеет схожее распределение с образцом из перекрывающих клин осадков, в котором на алевро-пелитовую фракцию приходится до 20-30 % осадочного материала (рис. 24-в). Содержание алевро-пелитового материала с глубиной по клину незначительно уменьшается.

Образец из вмещающих пород пачки № 1 (РШ-1/7) является чистым разнозернистым песком. В данном образце почти полностью отсутствует алевро-пелитовый материал, и преобладают частицы песчаного класса (рис. 24-г). Максимум накопления осадка приходится на фракцию мелкозернистых песков.

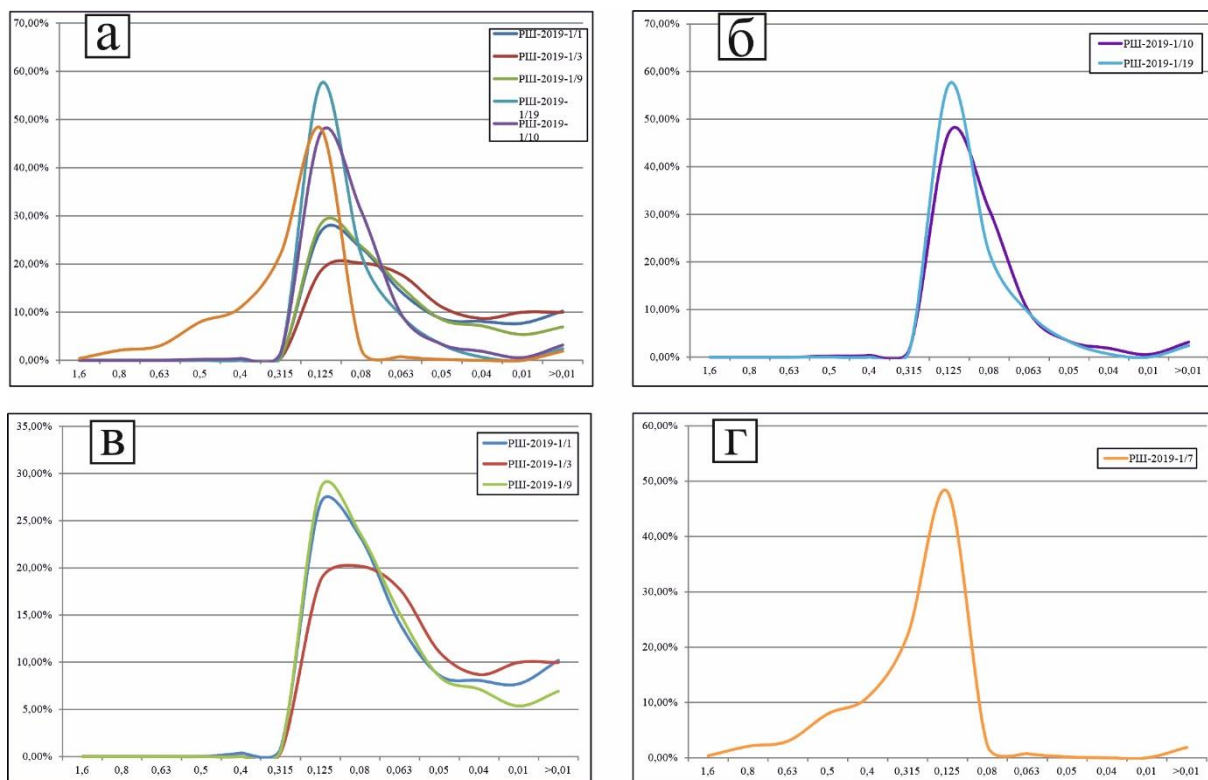


Рисунок 24. Распределение осадка в гранулометрическом спектре в разрезе «Ширинчи-Шангиничи»; А) Для всех отложений в разрезе, Б) Для нивейно-эоловых песков, В) Для лёссовидных суглинков из заполняющих и перекрывающих пород трещину, Г) Для водно-осадочных отложений.

Гранулометрический анализ в целом подтверждает полевые наблюдения. Пористые отложения, венчающие разрез, представлены лёссовидным суглинком, в которых мелкодисперсный материал доминирует в гранулометрическом спектре (Лёссовые породы..., 1986). Красноватые отложения пачки № 4 со специфической слоистостью являются нивейно-эоловыми песками, накопление которых происходит в очень своеобразных криоаридных условиях. Наравне с ветровой обработкой значительную роль в их образовании играли криогенные процессы. Об эоловой природе данных осадков нам говорит их однородный узкий гранулометрический спектр (Кригер, 1965), а о морозном влиянии – накопление частиц в алевро-пелитовых фракциях. На основе многочисленных экспериментов установлено, что при систематически чередующемся процессе замерзания и оттаивания в увлажненных грунтах происходит накопление частиц алевритовой фракции (Конищев, 1994). Этим же можно объяснить причины повышенного содержания алевро-пелитового материала в образцах из заполняющих пород трещины.

Разрез «Канома».

Как видно в табл. 1 и на рис. 25, гранулометрический состав отложений (по классификации Л.Б. Рухина, 1969), в которых развиты клиновидные структуры,

представлены чистым песком, их заполнение – песком алевритовым, а покровные лессовидные отложения из кановообразного понижения в устье трещин – глинисто-алеваитовыми песками, которые в 0,5 выше по разрезу сменяются чистым мелкозернистым песком.

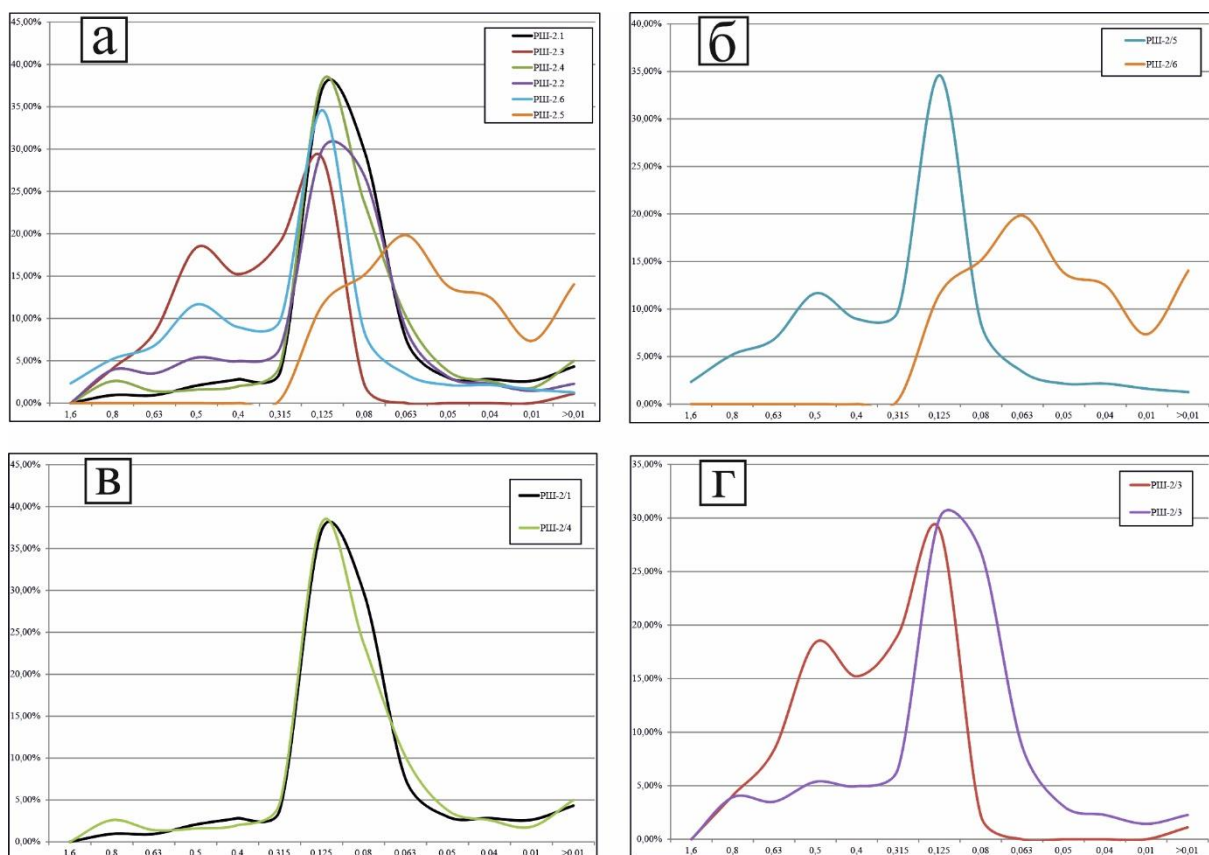


Рисунок 25. Распределение осадка в гранулометрическом спектре разреза «Канома»; А) Для всех отложений в разрезе, Б) Для перекрывающих трещину лёссовидных суглинков, В) Для заполняющих трещины пород, Г) Для вмещающих трещину пород.

При этом, как видно на рис. 25, судя по двум изученным образцам, гранулометрические спектры водноосадочных отложения характеризуются значительным разнообразием: они могут быть бимодальным с двумя максимумами во фракции средне- и мелкозернистых песков (образец PШ-2/3) или унимодальным с максимумом во фракции мелкозернистых песков и «хвостом» до 5% во алевритовой фракции (рис. 25-г). Образцы из заполняющих трещины отложений (PШ-2/1, PШ-2/4) имеют узкий гранулометрический спектр с одним максимумом во фракции мелкозернистых песков (рис. 25-в), что можно объяснить заполнением трещин хорошо сортированным эоловым материалом в сезоны, когда трещина была свободна ото льда (Романовский, 1977). В образце из лессовидных суглинков, выполняющих канавообразное понижение в устье трещины (PШ-2/6) распределение растянуто по фракциям мелкозернистых песков, алевритов и пелитов со слабо выраженным максимумом на границе песчаных и алевритовых фракций. В 0,5 м выше по разрезу над

канавообразным понижением покровные отложения характеризуются песчаным составом с отчетливым максимумом во фракции среднезернистых песков (рис. 25-б). Близкие данные по гранулометрическому составу покровных отложений в разрезе «Канома» получила А. Воробьева, которая отнесла эти отложения к эоловым лессовидным суглинкам с горизонтом дефляции в средней части пачки, где происходит обогащение более грубым материалом (Воробьева, 2017). Этим, видимо, и объясняются существенно разный гранулометрический состав двух образцов из одной пачки.

Разрез «Кузьминки».

Образцы из пачки № 2 (ВД-11, ВД-12) с четкой волнистой слоистостью обладают узким гранулометрическим спектром (рис. 26). По Л.Б. Рухину, это чистые мелкозернистые пески, где на песчаный класс приходится более 95% всего осадочного материала.

В образцах из пачки № 3 (ВД-13, ВД-14), не было обнаружено частиц из крупных и средних песчаных фракций. Так же как и в двух предыдущих образцах, максимум приходится на мелкозернистые пески, однако значительно большее количество частиц алевритовой и пелитовой размерностей (рис. 26). По классификации это глинисто-алевритовые пески.

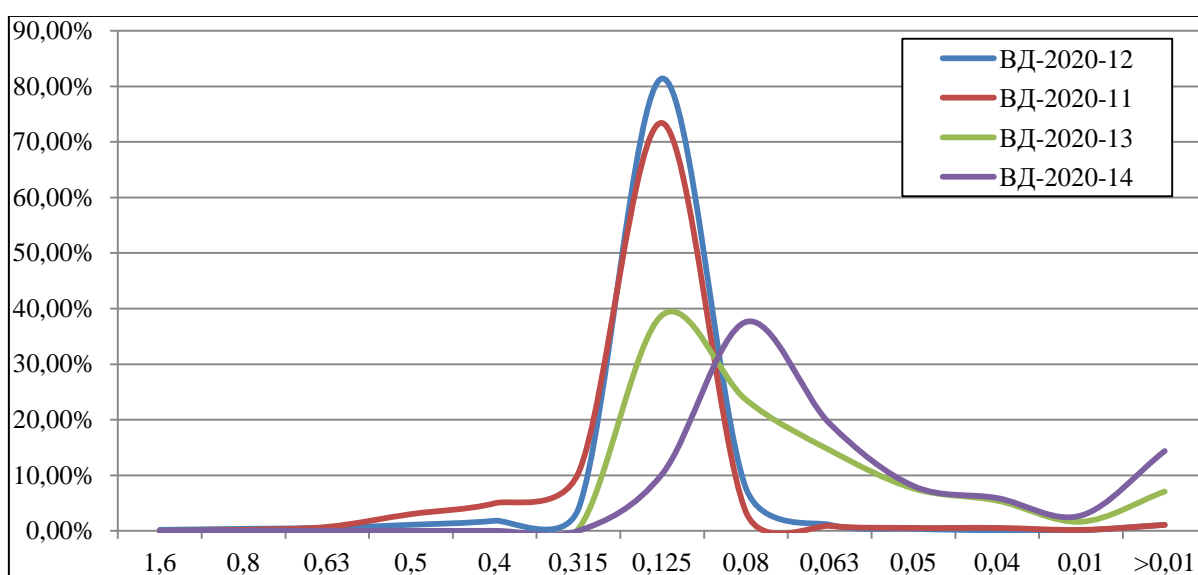


Рисунок 26. Распределение осадка в гранулометрическом спектре разреза «Кузьминки»

Пачка проблематичных отложений (пачка № 3) из разреза в среднем течение р. Нева по полевым наблюдениям определена как пойменные отложения. При сравнении распределения осадочного материала по гранулометрическому спектру из отложений других разрезов (рис. 24-в, 25-б) удастся сделать вывод о том, что данные отложения, вероятнее всего, испытывали сильное влияние криогенных процессов, чем обусловлено значительное содержание алевро-пелитового материала (Конищев, 1994).

Разрез «Толстое»

Все образцы из флювиогляциальных отложений древнесви́рского зандра характеризуются исключительно песчаным составом, хорошей сортировкой и бимодальным распределением по гранулометрическому составу во фракциях крупно- и среднезернистых песков (табл. 1; рис. 27). Гранулометрический спектр образца покровных отложений из заполнения устьев трещин (РШ-6/1, табл. 1; рис. 27) – алевритовых песков – более растянут, смещен в сторону алевритовых фракций и имеет, видимо, два максимума – во фракции среднезернистых песков и пелитов – тонких алевритов, что может быть связано с влиянием криогенных процессов (Конищев, 1994).

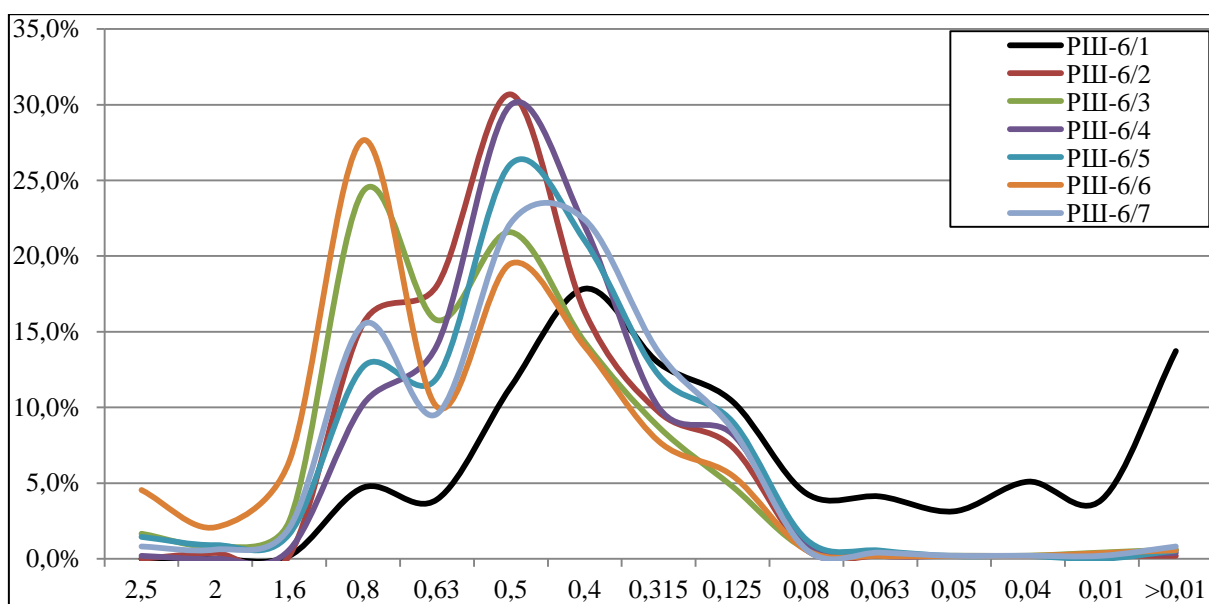


Рисунок 27. Распределение осадка в гранулометрическом спектре разреза «Толстое»

Разрез «Куковка».

В образцах с Онежского побережья не наблюдается значимых изменений в гранулометрическом спектре в зависимости от пробоотбора. Однако, в образце (РШ-7/11) из вмещающих трещину пород отмечается повышенное содержание алевроглинистого материала. Представлен он глинистыми песками. Остальные же образцы являются чистыми песками: РШ-7/2, РШ-7/7 – крупнозернистыми, РШ-7/3 – разнозернистыми, РШ-7/6, РШ-7/10 и РШ-7/11 – мелкозернистыми. Для каждого образца гранулометрический спектр довольно своеобразен. В образцах РШ-7/6, РШ-7/10, РШ-7/11 отмечается один четко выраженный максимум накопления материала. В РШ-7/1 и РШ-7/3 – два максимума, а в РШ-7/2 и РШ-7/7 – один максимум с последующими незначительными флуктуациями в мелкодисперсных фракциях (рис. 28).

Закономерностей между перекрывающимися, вмещающими и заполняющими трещину породами в распределении гранулометрического спектра не наблюдается.

Однако если брать данные исключительно по классам осадочных пород (табл. 1) видно, что в образцах из перекрывающих (РШ-7/1) и заполняющих пород (РШ-7/12, РШ-7/7, РШ-7/11) содержание алевро-пелитовых частиц значительно превышают количество таковых во вмещающих породах. Данный факт указывает на криогенную природу образования клиновидной структуры (Конищев, 1994), а значит и на влияние криогенеза на все толщи, через которые проходит трещина.

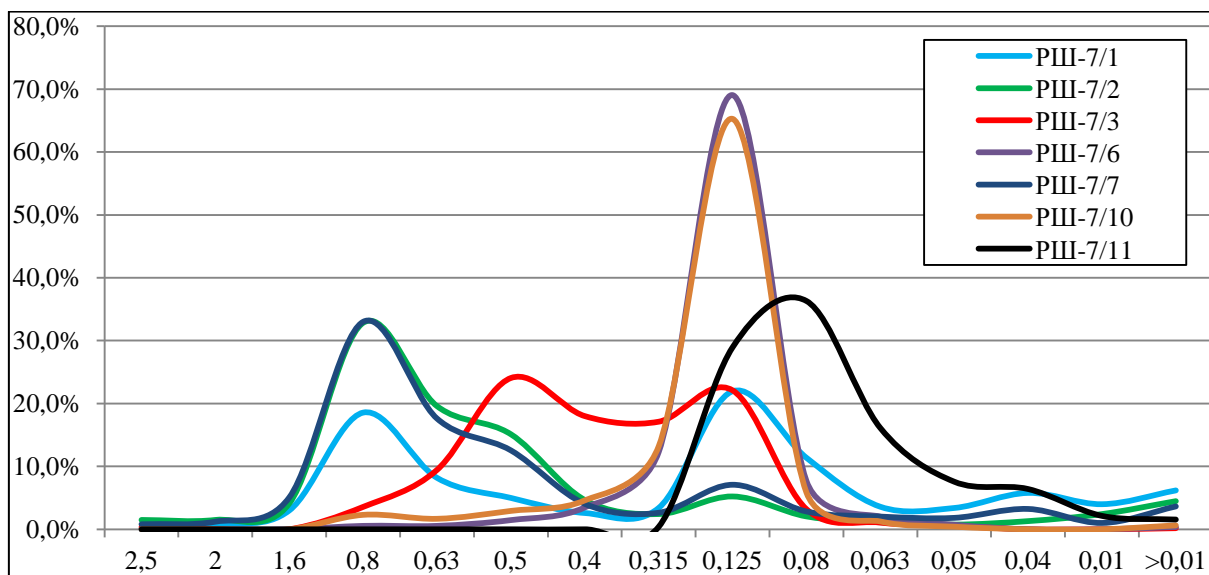


Рисунок 28. Распределение осадка в гранулометрическом спектре разреза «Куковка»

4.2. Анализ морфологии песчаных зерен

Анализ проводился в Ресурсном центре микроскопии и микроанализа СПбГУ на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM3000 и на стереомикроскопе Leica M205 С при 40–200-кратном увеличении с объемных ненапыленных образцов. Методом квартования они доводились до навески в 10 г, из которой потом изучалась выборка из 20–30 зерен. Для изучения морфоскопии и морфометрии песчаных зерен использовались фракции 1,0–0,5 мм и 0,315–0,125 мм (Vos et al., 2014). В данных фракциях достоверно проявляются следы криогенного разрушения минералов кварца (Рогов, 2000), а также следы эоловой корразии в перигляциальных условиях (Vos et al., 2014). Определение диагностирующих признаков на зернах принято согласно классификации Воза с соавторами (Vos et al., 2014). Окатанность частиц проводилась по шкале Хабакова по пяти классам, где 0 – остроугольные формы, 1 – угольные формы, 2 – угольно-окатанные, 3 – окатанные, 4 – хорошо окатанные (Атлас структур... 1962).

Разрез «Шириничи-Шангиничи».

Около 50% кварцевых зерен из лёссовидных суглинков из выборки имеют остроугольные формы, остальная часть зерен в равной степени распределена между

угольными и окатанно-угольными, единично встречаются хорошо окатанные зерна (рис. 29-а). Это характерно как для крупнопесчаной размерности, так и для мелкопесчаной. На поверхности зерен четко удается разделить следы механического воздействия в динамической среде от наложенных криогенных преобразований.

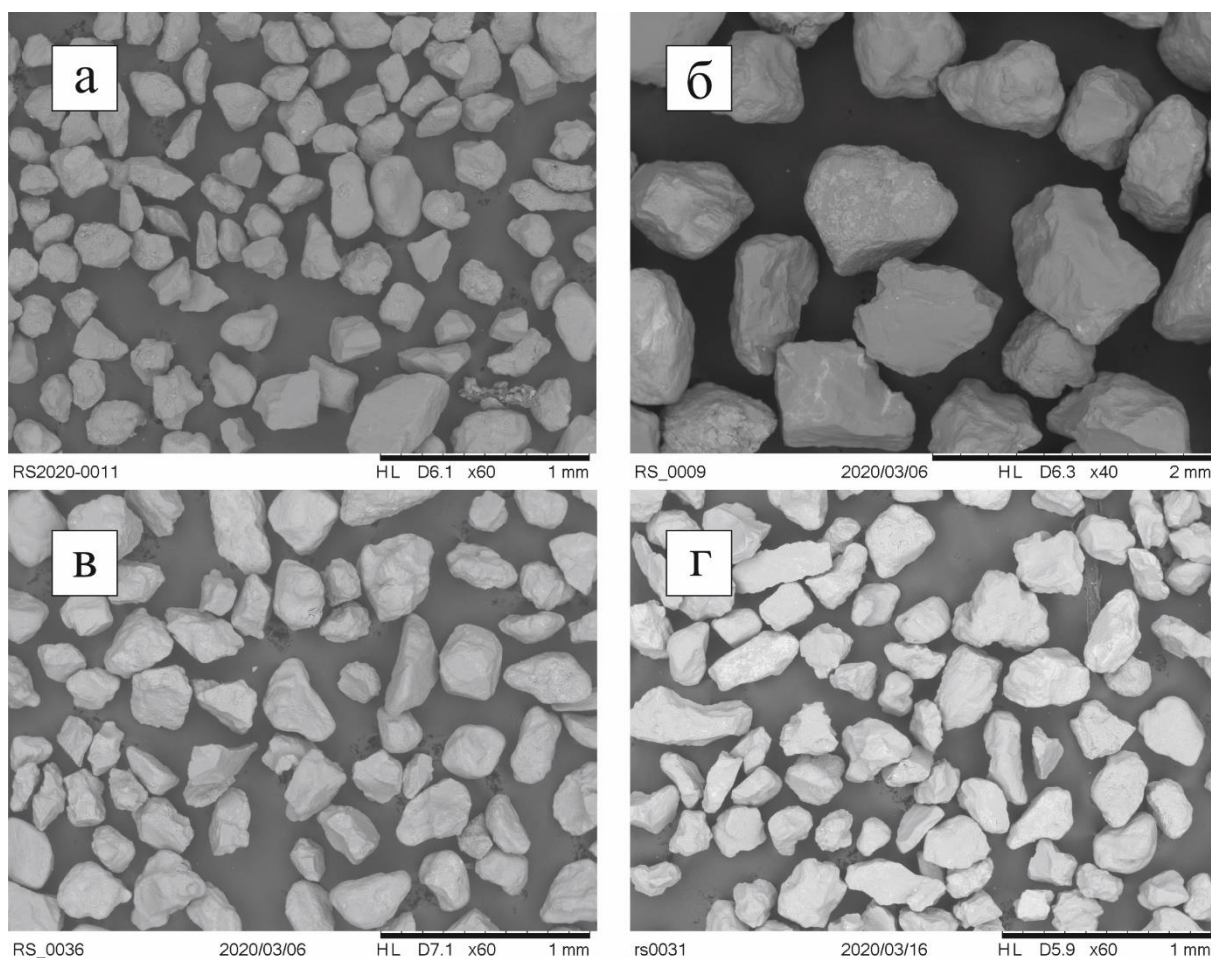


Рисунок 29. Общий вид зерен из разных отложений разреза «Шириничи-Шангиничи»; А) мелкопесчаная фракция лёссовидных суглинков, венчающих разрез; Б) крупнопесчаная фракция озерно-ледниковых отложений; В) мелкопесчаная фракция нивейно-эоловых песков, Г) мелкопесчаная фракция заполняющих трещину пород (фото - автора)

Наиболее распространёнными микроструктурами на поверхностях зерен являются серповидные трещины и перевернутые пластинки (рис. 30-б). Они фиксируются на уцелевших частях частиц, подвергшихся разрушению. Микрорельеф на окатанных зернах в целом можно охарактеризовать как низкий, с частыми микроямчатостями, что наравне с серповидными трещинами является диагностирующим признаком эоловой обработки зерен в условиях сальтации. Среди наложенных структур особо выделяются крупные раковистые сколы, а также микротрещины разной ориентации на поверхности зерен (рис. 30-а). Также характерной особенностью большинства зерен является

наличие крупных гладких поверхностей, образованных вследствие криогенного разрушения зерна на несколько частиц.

В зернах из нивейно-эоловых песков степень окатанности возрастает, однако количество остроугольных зерен по-прежнему заметно преобладает (рис. 30-в). На поверхности частиц встречаются характерные следы механической обработки в подвижной среде. К ним относятся микроямчатости, характерные выбоины (рис. 31-б) и удлиненные углубления. На зернах встречаются серповидные и дугообразные трещины.

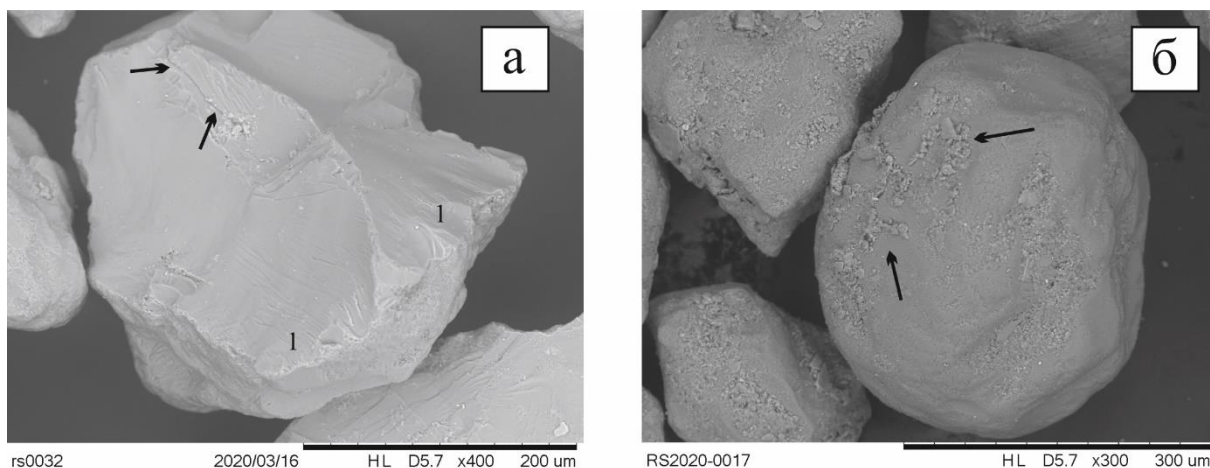


Рисунок 30. Зерна из лёссовидных суглинков. Разрез «Шириничи-Шангиничи»; А) Зерно, преобразованное криогенными процессами, стрелками – микротрещина, (1) – раковистые сколы; Б) Окатанное зерно с характерным микрорельефом и перевернутыми пластинками на его поверхности, стрелками – перевернутые пластинки (фото – автора)

На стереомикроскопе заметно преобладает количество матовых зерен, плохо пропускающих свет. Матовые зерна почти все без исключения покрыты тонкой пленкой ожелезнения по гематиту (рис. 31-г). Также на них возрастает степень трещиноватости, микроструктуры становятся более масштабными (рис. 31-а). Присутствуют радиально расходящиеся трещины, а также трещины в виде ломаных линий. На остроугольных частицах широко распространены гладкие поверхности с раковистые сколы (рис. 31-в).

В озерно-ледниковых отложениях пачки № 1 окатанность частиц заметно растет, но по-прежнему доминируют зерна неправильной и ассиметричной формы. Для них характерно наличие большинства признаков криогенного преобразования частиц. Например, часть окатанного или остроугольного зерна с одним или несколькими крупными сколами (рис. 32-а). На поверхности частиц широко распространены раковистые сколы с гладкими поверхностями и микротрещины, трещин (рис. 32-б). Края зерен по сколам чаще всего сильно истерты, что указывает на активное преобразование в динамической среде после дробления.

Данные морфологического анализа кварцевых зерен подтверждают данные гранулометрического анализа и полевых наблюдений. На основе морфометрии и морфоскопии кварцевых зерен удастся отличить их первичные структурные изменения – субаэральные и водно-осадочные, от вторичных признаков – криогенеза. Зерна из лёссовидных суглинков и нивейно-эоловых песков обладают полным набором признаков, характерных для эолового осадконакопления, что позволяет их выделить в один субаэральный комплекс отложений. Также на частицах присутствуют и следы криогенного воздействия. Для частиц из обоих горизонтов присущи одинаковые криогенные микроструктуры: микротрещины разной ориентации, раковистые сколы, а также неправильная форма зерен с острыми краями. Зерна в данных отложениях отличаются лишь степенью окатанности, что, вероятнее всего, отражается в интенсивности криогенных процессов на данные толщи, выявление которой возможно при помощи расчета коэффициента криогенной контрастности (ККК) (Конищев, 1981).

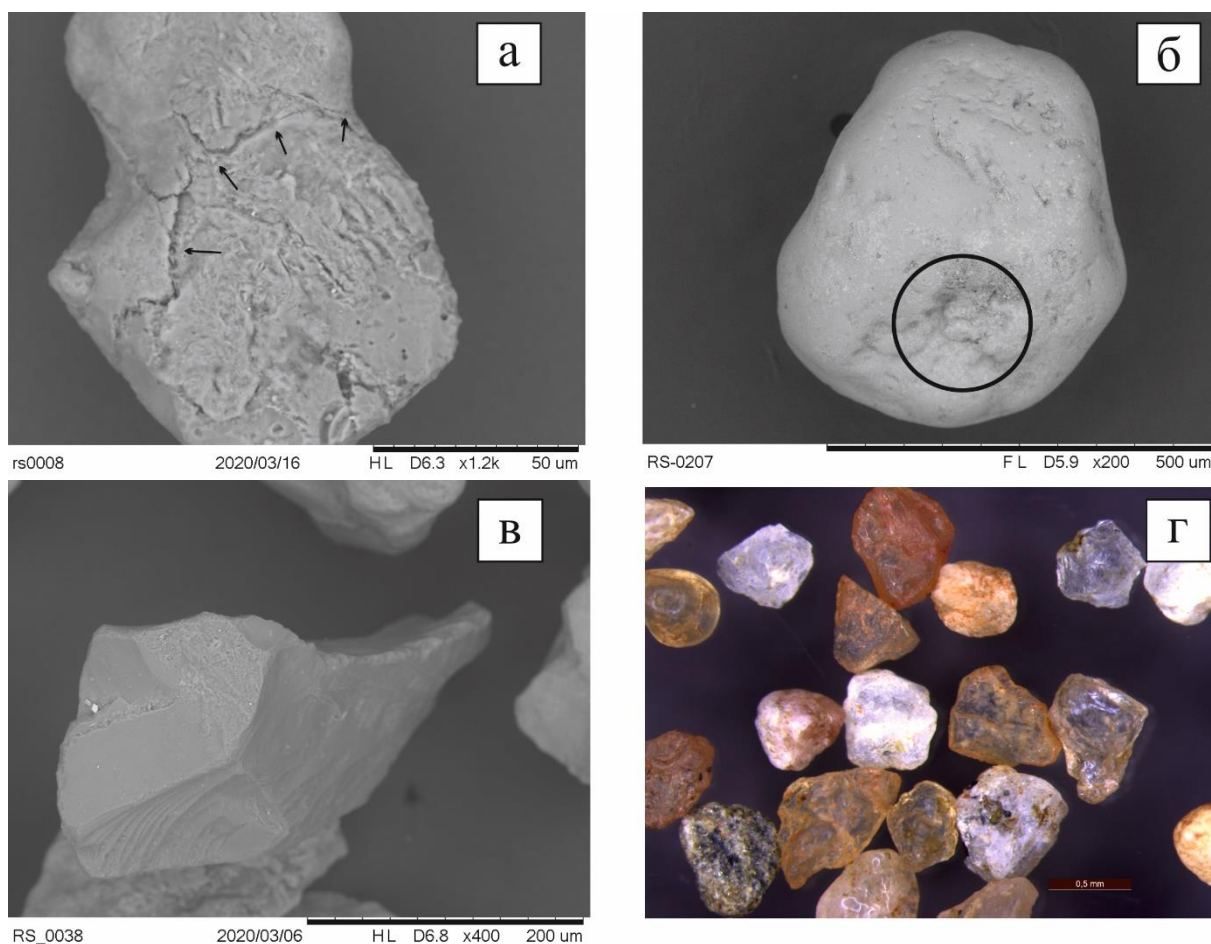


Рисунок 31. Разрез «Шириничи-Шангиничи», нивейно-эоловые пески. А) окатанное зерно с протяженной микротрещиной; Б) окатанное зерно с характерной выбоиной; В) Остроугольное зерно с раковистыми сколами и гладкими поверхностями, Г) Матовые зерна с гематитовой «рубашкой» (фото – автора)

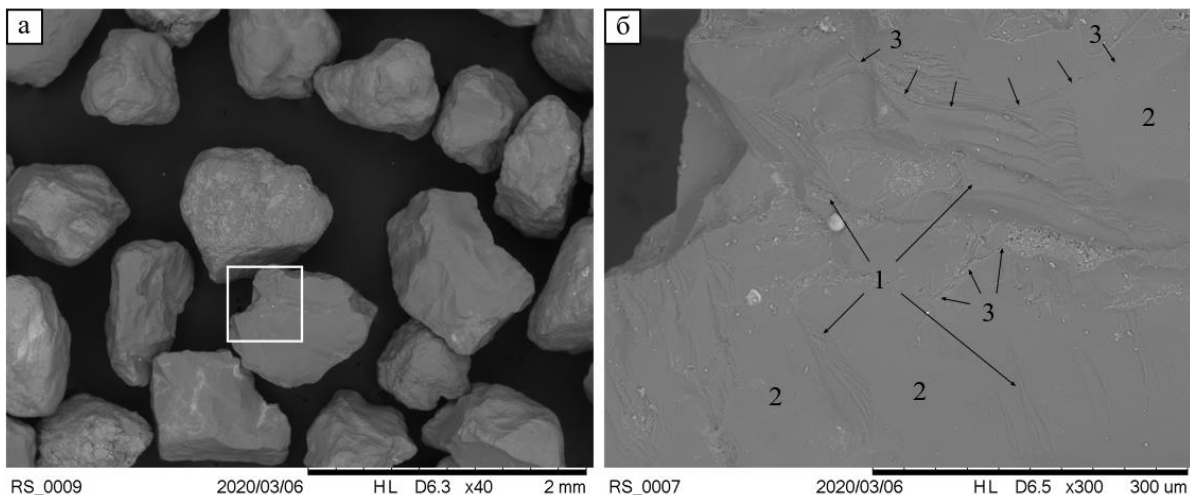


Рисунок 32. Разрез «Шириничи-Шангиничи», песчаные зерна озерно-ледниковых отложений. А) – общий вид; Б) – поверхность песчинок: 1 – раковистые сколы, 2 – гладкие поверхности сколов, 3 – микротрещины расщепления (фото – автора).

Разрез «Канома».

Песчинки из лёссовидных суглинков, венчающих разрез (пачка № 6), характеризуются относительно низкой долей окатанных песчинок – до 30–40 %. Остальные зерна остро-угольные или частично разрушены (рис. 33-а). На поверхности почти всех хорошо окатанных частиц встречаются выбоины и удлиненные углубления (рис. 34-а). Зерна обладают низким рельефом, который представлен в виде микроямчатостей. Из ударных структур на зернах доминируют серповидные и V-образные трещины. Перечисленные структурные признаки кварцевых зерен подтверждают вывод о том, что накопление пачки № 6 происходило в субэразальных условиях. На разрушенных и расколотых трещинах встречается множество крупных раковистых сколов с острыми краями. Такие зерна чаще всего имеют неправильную и ассиметричную форму (рис. 34-б).

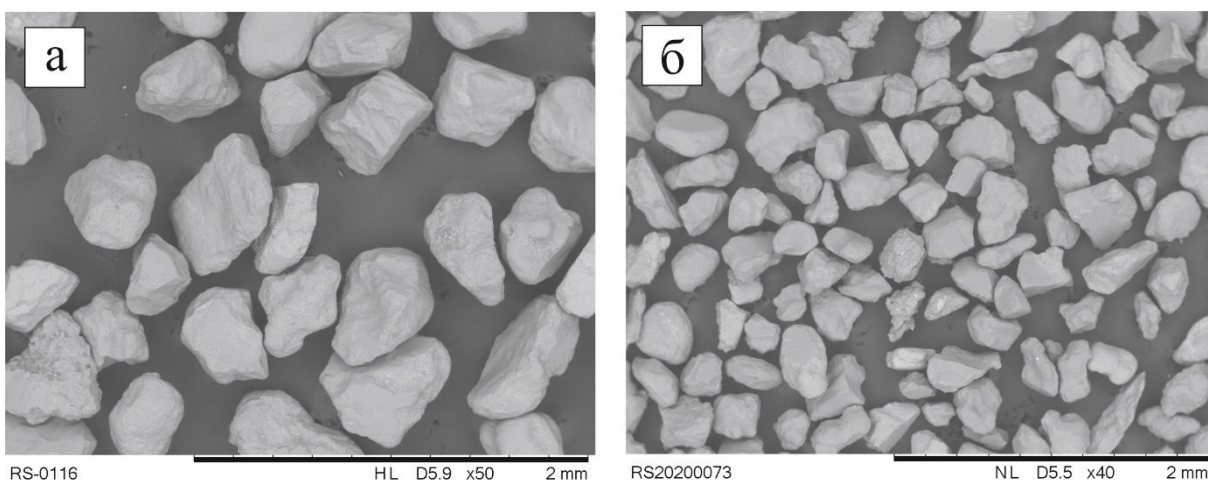


Рисунок 33. Общий вид кварцевых зерен. Разрез «Канома»; А) общий вид зерен из лёссовидных суглинков в крупнопесчаной фракции, Б) зерна из заполняющих трещину пород в мелкопесчаной фракции (фото – автора)

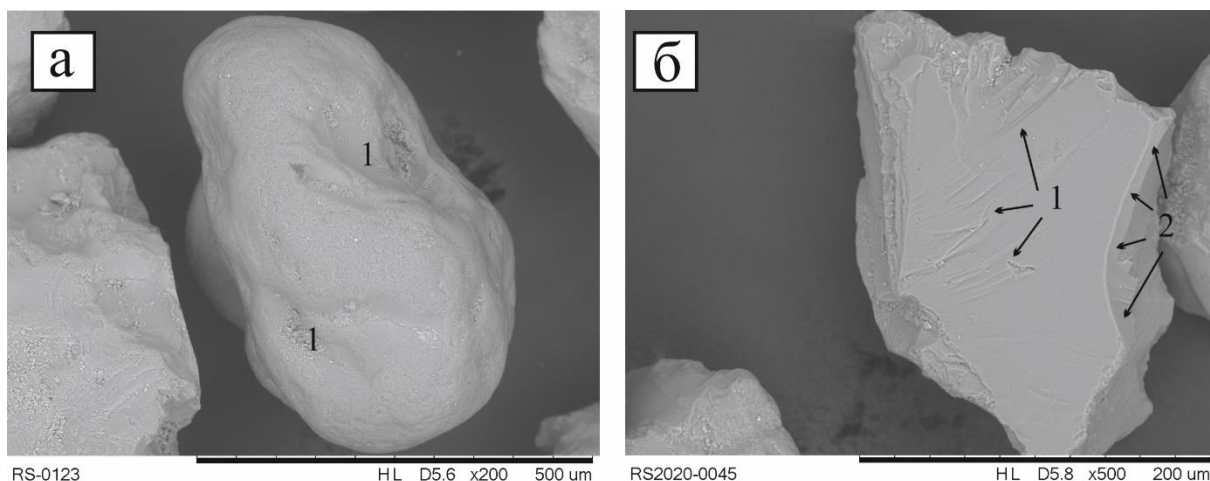


Рисунок 34. Зерна из лёссовидных суглинков. Разрез «Канома»; А) Окатанное зерно, (1) – удлиненные углубления; Б) Неокатанное зерно, (1) – раковистые сколы, (2) – острые края (фото – автора)

Большее половины всех зерен из флювиогляциальных отложений являются угольными или остро-угольными. Окатанных зерен встречается мало, около 15–20% из всей выборки. На зернах широко распространены как крупные, так и мелкие раковистые сколы в огромном количестве. Преобладающая часть краев зерен сильно сглажена (рис. 35-а). Рельеф зерен неоднороден, присутствуют зерна как с низким, почти отсутствующим рельефом, так и высоким. Около половины остро-угольных зерен имеют крупные поверхности сколов, образованные вследствие разделения одного крупного зерна на два меньших. На поверхности зерен удается зафиксировать ударные v-образные трещины, расклинивающиеся микротрещины (рис. 35-б). Прямые и дугообразные ступени раковистых сколов (рис. 35-б).

На зернах из заполняющих трещину пород отмечаются те же следы эоловой проработки материала, что в лёссовидных суглинках (рис. 33-б). К ним относятся серповидные трещины на поверхности хорошо окатанных зерен, микроямчатость, а также типичные выбоины, а доля окатанных зерен в них не превышает 50 % от всей выборки. Такие выводы подтверждают данные гранулометрического анализа – заполнение части трещин в разрезе «Канома» происходило эоловым материалом.

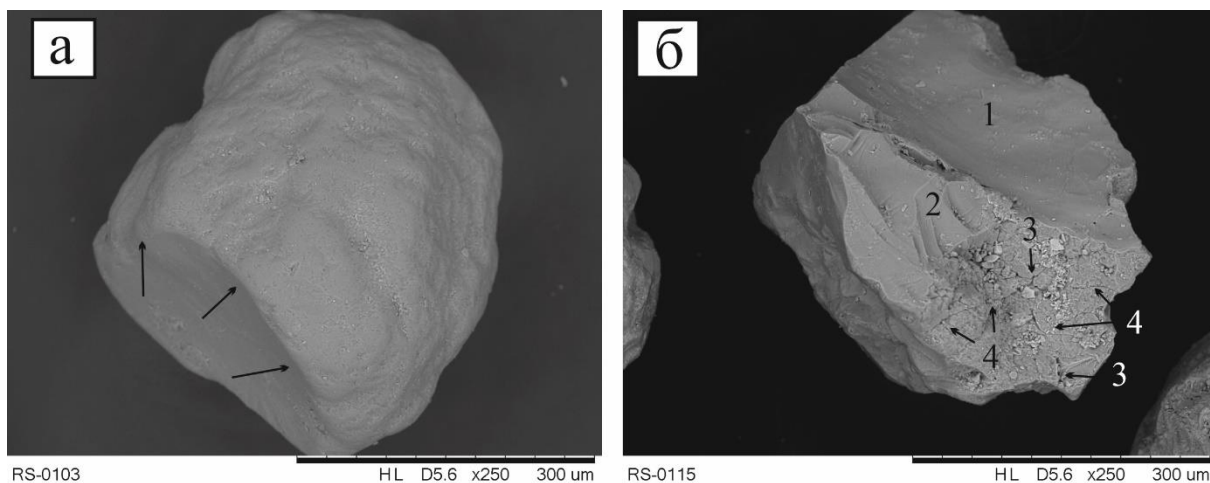


Рисунок 35. Зерна из флювиогляциальных отложений. Разрез «Канома»; А) Угольно-окатанное зерно с хорошо сглаженными краями; Б) Неокатанное зерно неправильной формы, (1) – крупная гладкая поверхность, (2) – раковистые сколы, (3) – V-образные трещины, (4) – расклинивающиеся трещины (фото – автора)

Разрез «Кузьминки».

Форма большинства зерен из верхней пачки № 3 преимущественно хорошо окатанная, нередко встречаются разрушенные окатанные зерна с раковистыми сколами. На поверхности песчинок встречаются многочисленные выбоины, микроямчатость и сильновыпуклые округлые края, что свидетельствует об эоловой обработке отложений (Vos et al., 2014). На поверхностях более крупных частиц встречаются разнообразные серповидные трещины (рис. 36-б), а также перевернутые пластинки.

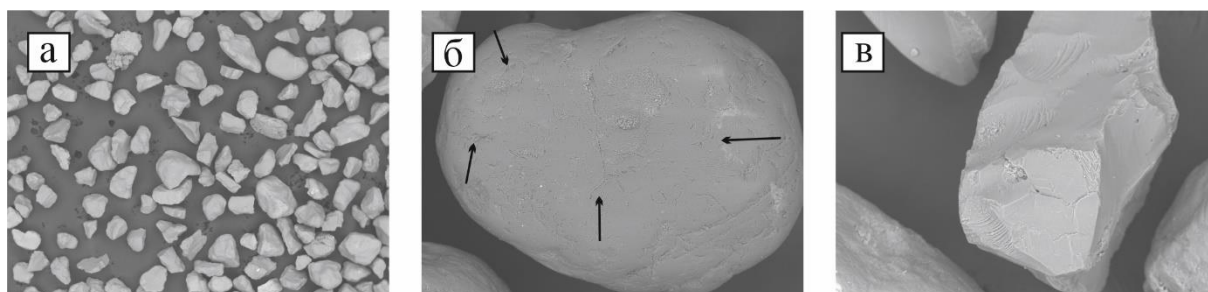


Рисунок 36. Кварцевые зерна из пойменных отложений. Разрез «Кузьминки»; А) Общий вид частиц, Б) Окатанное зерно с серповидными трещинами, В) Неокатанное зерно с острыми краями; (фото – автора)

Помимо данных структур на песчинках распространены разного рода микротрещины и сопутствующие им крупные раковистые сколы. Края таких зерен острые, без явных следов истирания (рис. 36-в). Как уже упоминалось, нередко встречаются окатанные, но наполовину разрушенные зерна (рис. 36-а). Такие структуры являются типичным результатом влияния криогенеза (Рогов, 2000). Структурно-текстурные особенности толщи и характер контакта с нижележащей пачкой свидетельствуют о пойменном генезисе исследуемых отложений. Однако результаты анализа морфометрии и морфоскопии кварцевых зерен показывают

значительную степень преобразования верхней части пачки ветровыми и криогенными процессами.

Разрез «Толстое».

Около 75 % зерен из всех образцов в данном разрезе имеют угольную и угольно-окатанную форму. Хорошо окатанные зерна были встречены единично. На этом фоне выделяется пачка № 2 с южной площади карьера, которая частично удалена при вскрышных работах. Количество окатанных и хорошо окатанных зерен в ней достигает 30 %, по сравнению с 10–15 % в других образцах. Большинство остро-угольных зерен имеют крупные гладкие поверхности сколов, острые края трещин (рис. 37-б). Часто они имеют совершенно неправильную форму. Субугольные или угольно-окатанные зерна представлены с хорошо истертыми краями. На поверхности многих зерен присутствуют следы соударений в виде V-образных трещин, а также тонких и протяженных царапин. Раковистые сколы разных размеров являются наиболее распространенной структурой в данных образцах. На окатанных зернах часто встречаются выбоины (рис. 37-в). Редко на окатанных зернах можно выделить низкий рельеф в виде микроямчатости.

Вероятнее всего, отложения пачки, венчающей разрез в карьере, были образованы в водно-осадочных условиях. Однако с активизацией эоловых и криогенных процессов она была сильно преобразована, чем объясняется наличие такого широкого спектра разных признаков на кварцевых частицах (Vos et al., 2014).

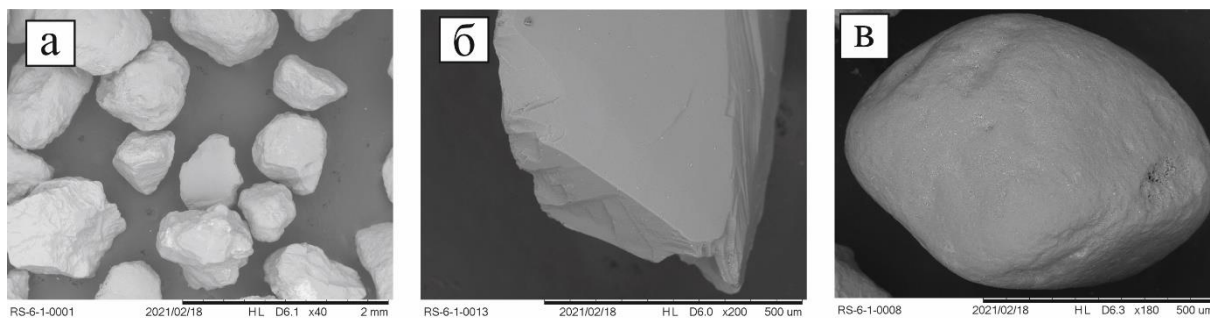


Рисунок 37. Кварцевые зерна из венчающих разрез отложений разреза «Толстое»; А) Общий вид зерен, Б) Остро-угольное зерно с гладкими поверхностями и ступеньчатыми структурами от сколов, В) Хорошо окатанное зерно с характерной выбоиной на поверхности, (фото – автора)

Как уже было отмечено, главным отличием зерен из двух пачек является их степень окатанности. Для зерен из нижележащей пачки справедливы все выше перечисленные структуры поверхности частиц – разбитые на несколько частей окатанные зерна (рис. 38-б), истертые края угольно-окатанных и угольных зерен (рис. 38-а). На зернах можно выделить средний и высокий рельеф. В целом перечисленные

особенности морфологии кварцевых зерен характерны для отложений, образованных во флювиогляциальных условиях (Vos et al., 2014).

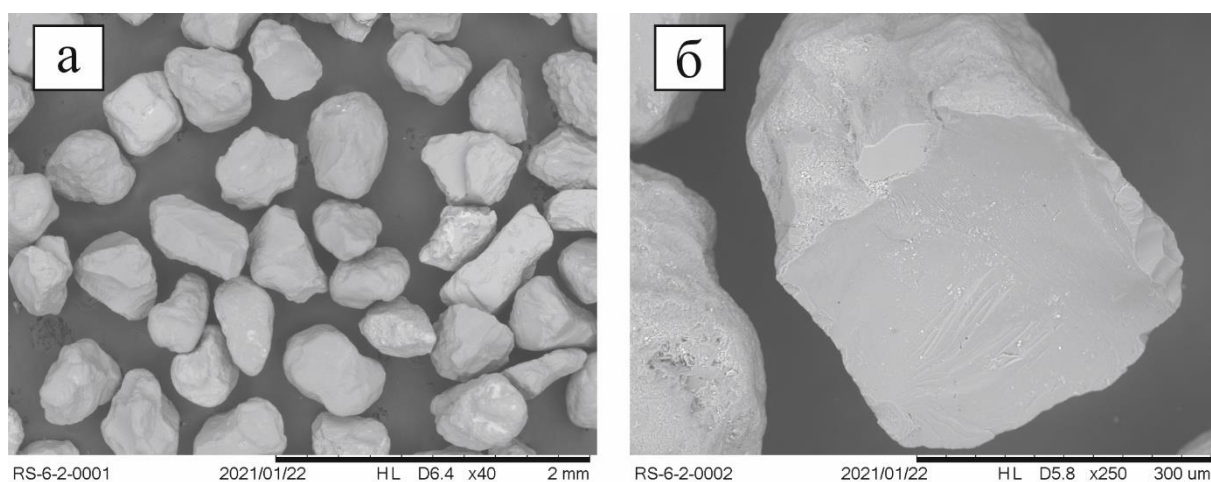


Рисунок 38. Кварцевые зерна из флювиогляциальных отложений пачки № 2 разреза «Толстое»; А) Общий вид зерен, Б) Половина окатанного зерна с крупной гладкой поверхностью, (фото – автора)

Разрез «Куковка».

Степень окатанности зерен из образцов в данном разрезе изменяется в зависимости от места пробоотбора. Однако, количество остро-угольных зерен примерно везде одинаковое. Все частицы этого класса характеризуется неправильной и ассиметричной формой. На их поверхности фиксируется огромное количество разнообразных раковистых сколов (рис. 39-а). Края таких зерен почти всегда острые. Количество разрушенных пополам зерен максимально в сравнении с другими разрезами.

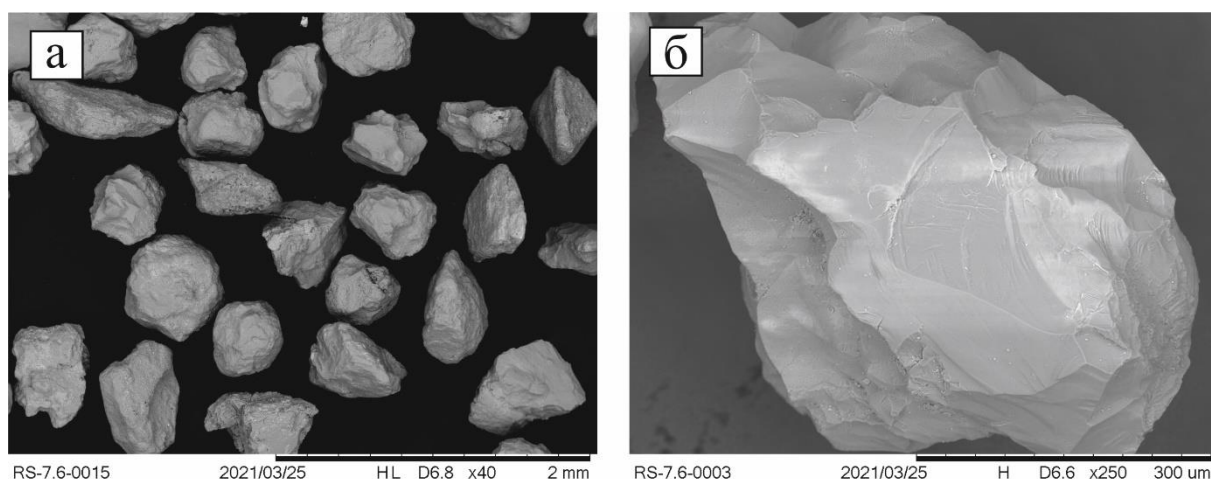


Рисунок 39. Кварцевые зерна из вмещающих трещину отложений в разрезе «Куковка»; А) Общий вид зерен, Б) Неокатанное зерно с острыми углами и раковистыми сколами разных размеров, (фото – автора)

Поверхности окатанных и угловато-окатанных зерен характеризуются хорошо истертыми краями, ударными трещинами, а также протяженными царапинами и

неглубокими бороздками, что говорит о водно-осадочном генезисе отложений (Vos et al., 2014). Определенных закономерностей при анализе морфоскопии и морфометрии кварцевых частиц выявить не удастся. Признаки криогенного разрушения зерен в равной степени присутствуют во всех образцах, не зависимо от места пробоотбора (перекрывающие, вмещающие и заполняющие трещину породы).

4.3. Минералогический анализ

Минеральный состав 29 образцов во фракциях 0,1-0,05 и 0,05-0,01 мм определялся на основе качественного и количественного рентгенофазового анализа сотрудниками Ресурсного центра рентгенодифракционных методов СПбГУ на настольном порошковом дифрактометре Bruker «D2 Phaser». На основе полученных данных был рассчитан коэффициент криогенной контрастности (ККК).

Коэффициент криогенной контрастности (ККК) отражает распределение кварца и полевых шпатов по предельным размерам фракций гранулометрического спектра, в которых накапливаются эти минералы в ходе криогенеза, и рассчитывается по следующей формуле (Конищев, 1981):

$$\text{ККК} = \left(\frac{Q_1}{F_1} \right) : \left(\frac{Q_2}{F_2} \right),$$

где Q_1, F_1 – процентное содержание кварца и полевых шпатов во фракции 0,05-0,01 мм; Q_2, F_2 – процентное содержание кварца и полевых шпатов во фракции 0,1-0,05 мм.

Отложения, сформировавшиеся в пределах сплошной многолетней мерзлоты, имеют значения $\text{ККК} > 1$ или близкие к нему ($\text{ККК} = 0,9-0,6$ свидетельствуют об условиях сезонного промерзания), а вне зоны их распространения $\text{ККК} < 1$ (Конищев, 2016).

Разрез «Шириничи-Шангиничи».

В данном разрезе было изучено 6 образцов с глубины от 0,2 до 1,7 м от дневной поверхности. Очевидной закономерности в распределении значений ККК по глубине не наблюдается. Наиболее близкое значение ККК к 1 (0,85) наблюдается в одном из 6 образцов, который был отобран из заполняющих клин пород в верхней расширенной части. Значения ККК, полученные по крупнозернистым пескам Балтийского Ледникового Озера, имеют наименьшие показатели (0,26). Данные ККК из пород, заполняющих трещины, превышают значения таковых из вмещающих на одинаковых глубинах пробоотбора (рис. 40). Значения из лёссовидных суглинков (0,65) и нивейно-эоловых песков (0,66; 0,73) также имеют крайне низкие показатели ККК. Они свидетельствуют о глубоком сезонном промерзании толщ, исключая сплошное распространение мерзлоты (Конищев, 1994). Однако это противоречит

многочисленным разнообразным следам древней мерзлоты с полигональной сетью псевдоморфоз по ПЖЛ, изначально-песчаными клиньями и жилами, которые вместе с весьма специфическими образованиями – нивейно-эоловыми песками, образуют единый парагенез, указывающий на экстремальные криоаридные условия (Романовский, 1977; Murton, 2000; Dijkmans, 1990). Это противоречие, видимо, является следствием суровых криоаридных условий и формирования горизонта сухой ненасыщенной мерзлоты (Романовский, 1977), в котором отложения на протяжении всего года не проходили через 0°C. Из-за отсутствия воды в жидкой форме механическое разрушение песчаных частиц происходило только за счет термических напряжений с образованием микротрещин, развитие которых с дальнейшим криогенным дроблением было сильно заторможено, из-за чего не произошло смещения максимума содержания кварца в сторону мелких фракций и, тем самым, возникло существенное ограничение принципа, на котором основано применение коэффициента криогенной контрастности.

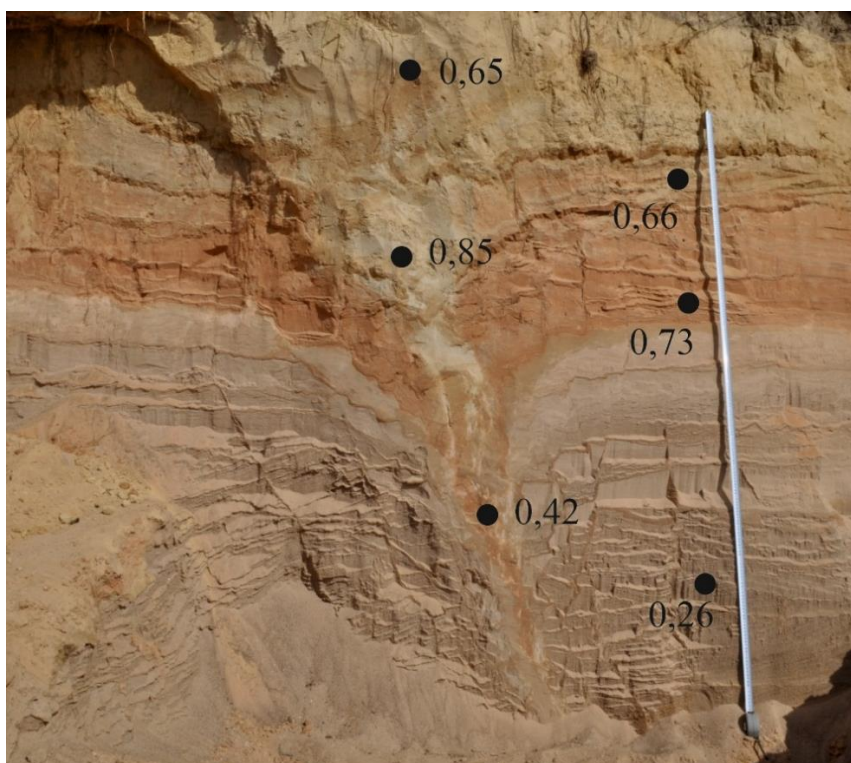


Рисунок 40. Распределение значений ККК в разрезе «Шириничи-Шангиничи» (фото – М.В. Шитова)

Разрез «Канома».

В данном разрезе образцы отбирались из двух клиновидных структур. Всего на минеральный состав здесь было изучено 5 образцов (рис. 41). Трещины находятся на расстоянии 25–30 м, между ними не было зафиксировано других клиньев. Из лёссовидных суглинков, которые перекрывает клиновидные структуры, было отобрано два образца – один из канавообразного понижения над трещиной (ККК = 0,89), а второй в 0,5 м выше (ККК = 0,81). Значения ККК в заполняющих трещину породах имеют наибольшие значения (0,93; 0,83). Во вмещающих породах ККК = 0,73. Согласно Конищеву, образование данных толщ должно было происходить в условиях островной мерзлоты или глубокого сезонного промерзания (Конищев, 1994), хотя полигональная сеть ПЖЛ указывают на существование многолетней мерзлоты.

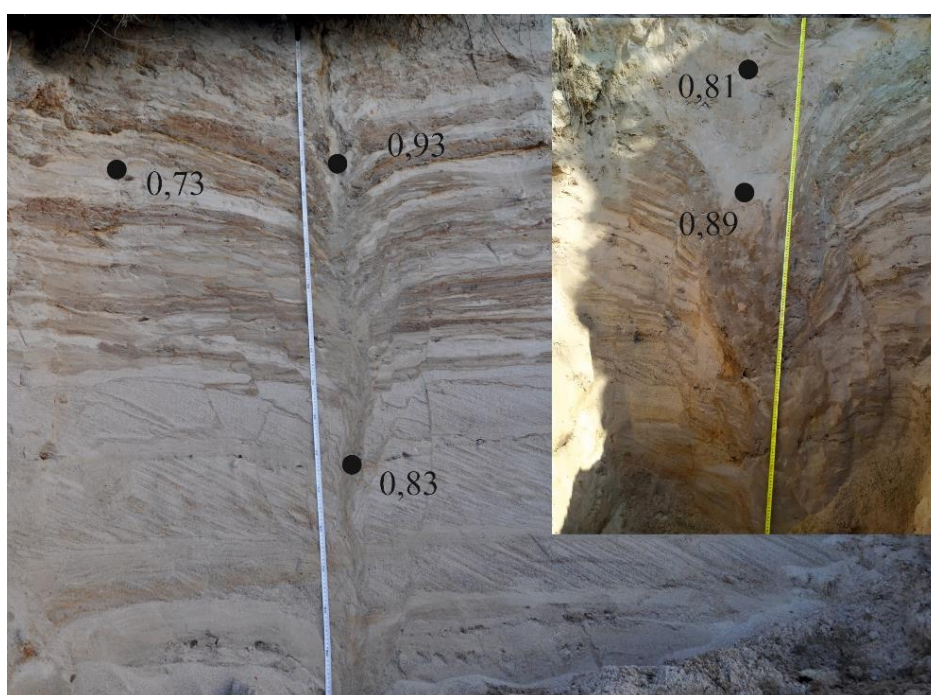


Рисунок 41. Распределение значений ККК в разрезе «Канома» (фото – автора)

Разрез «Кузьминки».

Здесь было отобрано 2 образца из пачки № 3 и 2 образца из пачки № 2. В кровле пачки № 3 развиты текстуры инволюций. В распределении значений ККК по глубине не наблюдается закономерностей (рис. 42). Единственный разрез, где получены значения ККК больше 1. Наибольшее значение ККК (1,2) приходится на отложения пачки № 3. Это позволяет говорить о существенном влиянии криогенеза на формирование данной толщи. Вероятнее всего, накопление данных осадков происходило в условиях островной или маломощной высокотемпературной мерзлоты. Во время формирования нижележащей пачки № 2, где значение ККК = 1,04 могла существовать спорадическая мерзлота (Конищев, 2016), которая могла мигрировать во время накопления отложений, чем объясняется низкое значение (0,59) из второго образца из данной пачки. Второй образец из пачки № 3 имеет значение ККК (0,75), которое не отражает криогенных процессов, что объясняется процессами почвообразования (выше пачки № 3 залегает палеопочва).



Рисунок 42. Распределение значений ККК в разрезе «Кузьминки» (фото – автора).

Разрез «Толстое».

В данном разрезе на минеральный состав было изучено 7 образцов из перекрывающих, заполняющих и вмещающих пород трещин (рис. 43). По гранулометрическому составу заполняющие и перекрывающие породы отличаются от вмещающих значительно большим содержанием дисперсного материала. Наиболее высокое значение ККК получено из перекрывающих пород (0,80).

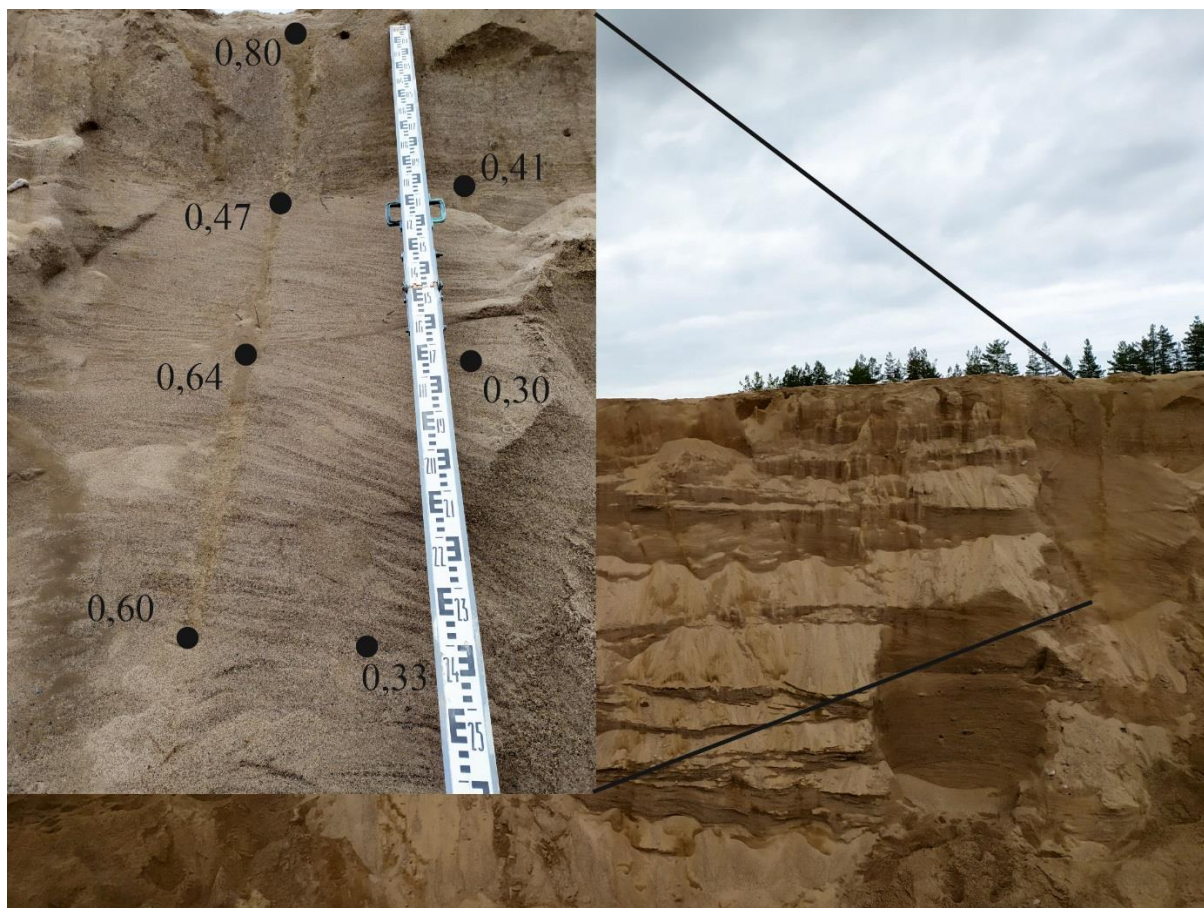
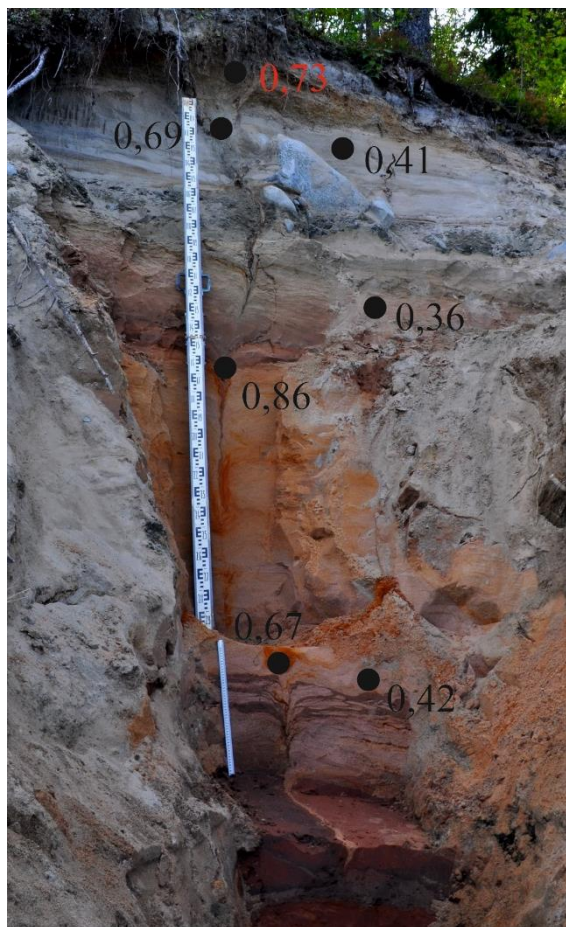


Рисунок 43. Распределение значений ККК в разрезе «Толстое» (фото – автора)

В остальном наблюдается четкая закономерность в распределении данных ККК как по глубине, так и в зависимости от места пробоотбора. С глубиной значения уменьшаются от 0,8 до 0,6 в заполняющих породах (минимальное – 0,47) и во вмещающих от 0,41 до 0,33, а ККК в заполняющих породах превышает таковой во вмещающих породах на одинаковых глубинах пробоотбора. Это свидетельствует о существенной роли криогенеза при формировании отложений и существовании в это время переходной границы островной мерзлоты и зоны глубокого сезонного промерзания (Конищев, 2016), хотя хорошо выраженная полигональная сеть ПЖЛ указывает на существование многолетней мерзлоты.

Разрез «Куковка»



пород (Конищев, 2016)

Рисунок 44. Распределение значений ККК в разрезе «Куковка» (фото – М.В. Шитова)

Здесь было проанализировано 7 образцов из перекрывающих, заполняющих и вмещающих пород клиньев (рис. 44). Значения ККК наиболее близкие к 1 фиксируются в перекрывающих и заполняющих породах. Четкой закономерности в распределении данных по глубине не прослеживается. Значения в заполняющих породах (0,67–0,89) превышают таковые во вмещающих породах (0,36–0,42). Так же как и в разрезе «Толстое» здесь наблюдается схожая зависимость в распределении значений ККК, что может говорить о схожих условиях развития криолитозоны. Такие разрозненные значения следует связывать с постоянно мигрирующей зоной распространения многолетнемерзлых

ГЛАВА 5. О ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ КРИОЛИТОЗОНЕ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО РЕГИОНА

Следы криогенных процессов в позднеледниковых отложениях Онежско-Ладожского региона прослежены более чем в 10 разрезах на протяжении 300 км от среднего течения р. Нева до юго-западного побережья Онежского озера. По характерным особенностям строения криогенных толщ, степени и полноте развития древнего криогенеза, а также связи этих толщ и образуемых ими форм рельефа – террас разновозрастных флювиальных систем и приледниковых бассейнов – с датированными ключевыми палеогидрологическими событиями региона, можно выделить пять криокомплексов. По стратотипическим местностям их распространения назовем эти криокомплексы *подпорожский*, *оятский*, *каномский*, *южно-онежский* и *невский*. Они имеют различные возраст, продолжительность и локальные криофациальные условия формирования. Эти криокомплексы изучены нами с различной степенью детальности, поэтому достоверность их выделения и палеогеокриологическая интерпретация имеют большую или меньшую надежность.

Древнейшим является *подпорожский* криогенный комплекс, который развит в отложениях флювиогляциальной дельты пра-Свири, слагающих террасу с абсолютными отметками 35–40 метров (разрез «Толстое»). Образование этой террасы связано с прорывом вод и возникновением стока из Онежского приледникового озера (ОПО) в локальный приледниковый бассейн с уровнем 40–50 м абс., существовавший на месте современного Ладожского озера ранее начала аллереда (Шитов и др., 2017). Следы криогенных процессов подпорожского криокомплекса представлены сингенетическими (?) изначально-грунтовыми жилами (ИГЖ), что наряду с данными по морфоскопии песчаных зерен и значениями коэффициента криогенной указывает на его формирование в зоне спорадической мерзлоты. Этот вывод является дискуссионным – как будет показано ниже, более молодые криокомплексы сформировались в экстремальных криоаридных условиях с развитием многолетней мерзлоты. Возможно, в ходе вскрышных работ на карьере «Толстое» вместе с субаэральными лессовидными суглинками в верхах разреза были удалены какие-либо важные индикаторы древней мерзлоты.

Оятский криокомплекс развит в водно-осадочных отложениях Балтийского ледникового озера (БЛО), слагающих террасу высотой 25 м абс. и находится в парагенетической связи с субаэральными отложениями, венчающими разрез этой террасы и фиксирующими регрессию БЛО ниже указанной высотной отметки (разрез Шириничи-Шангиничи). Эту регрессию, видимо, следует связывать с первым

дренажем БЛО во второй половине аллерада около 11,4 тыс. ¹⁴C л.н. (Svensson, 1991). С тех пор площадка 25-метровой террасы не покрывалась водами какого-либо бассейна. Бассейновые отложения в разрезе венчаются нивейно-эоловыми песками (глава 3, рис. 12, 13, пачка 4) и типичными лёссовидными суглинками (пачка 5). Накоплению нивейно-эоловых песков способствовало распространение незакрепленных еще растительностью обширных песчаных пространств на поверхности 25-метровой террасы, осушившейся после регрессии Балтийского ледникового озера и установление крайне суровых полупустынных криоаридных условий (Dijkmans, 1990) с формированием изначально-песчаных жил и горизонта сухой ненасыщенной мерзлоты (Романовский, 1977), в котором отложения на протяжении всего года не проходили через 0° С. Крупные сингенетические (?) трещины полигональной сети берут начало с одного стратиграфического уровня – границы пачек № 4 и № 5 и заполнены белёсым пылеватым песком из нижней части лёссовидных суглинков пачки № 5. Это свидетельствует о том, что переход жильных льдов в реликтовое состояние произошел после отложения нивейно-эоловых песков уже в ходе накопления нижней части лёссовидных пород, а вытаивание жильного льда в трещинах полигональной сети произошло позже – во время отложения верхней части лёссов или даже после их образования. Формирование выдержанного по простиранию горизонта с криотурбациями (пачка 3) свидетельствует о стабильном положении границы многолетнемерзлых пород (Данилова, Баулин, 1973).

Почти одновозрастными являются, видимо, *каномский* и *южно-онежский* криокомплексы. Первый развит во флювиальных отложениях свирского зандра (Шитов и др., 2017), слагающими террасу высотой 13 м абс., образование которой связано с финальной регрессивной фазой развития БЛО в позднем дриасе незадолго до его окончательного спуска около 10,3–10,2 тыс. ¹⁴C л.н. (Svensson, 1991). Для него характерны отсутствие криотурбированного горизонта, крупные псевдоморфозы по ПЖЛ, образующие полигональную сеть и тонкие, хотя и весьма протяженные в вертикальном направлении трещины более высоких порядков (глава 3, рис. 15–17). Заполнение крупных псевдоморфоз и тонких трещин существенно отличается. Первые заполнены преобразованным глинистым материалом пачки № 5 (пойменный аллювий?) из верхней части разреза, а вторые – неизменными вмещающими породами, либо, реже, пылеватым песком из основания лёссовидных суглинков пачки № 6, который проникает в них на глубину до 0,5 метров. Отсутствие в теле крупных трещин пылеватых песков и присутствие их только в канавообразных углублениях (рис. 17) указывает на то, что трещины перешли в реликтовое состояние псевдоморфоз раньше

начала накопления субэдральной пачки, которая только перекрывает и выполняет эти углубления. Отсюда следует, что за короткий период времени крупные трещины успели пройти 3 стадии развития: элементарные ледяные жилы–ПЖЛ–псевдоморфозы. При этом часть узких трещин оставалась зияющей при установлении субэдральных обстановок осадконакопления. Судя по их малой глубине проникновения и незначительным масштабам деформаций вмещающих пород (ступенчатые сбросы амплитудой в первые см), они могли образоваться в течении одного сезона. Это, видимо, свидетельствует о вытаивании жильного льда крупных трещин полигональной сети в ходе деградации мерзлоты, после чего образовались мелкие трещины в условиях сезонного промерзания во время начальной фазы активизации эоловых процессов и накопления лёссовидных суглинков. Образование и вытаивание ПЖЛ каномского криокомплекса заняло только часть позднего дриаса, причем его субэдральные отложения имеют существенно меньший (хроно)стратиграфический объем и моложе лёссов, а также нивейно-эоловых песков оятского криокомплекса, развитие которого продолжалось со второй половины аллерада весь климатический экстремум позднего дриаса.

Южно-онежский криокомплекс (разрез Куковка) распространен на побережье Гиморецкой бухты Онежского озера. Он, также как и каномский, представлен полигональной сетью псевдоморфоз по ПЖЛ, а также изначально-грунтовыми трещинами более высоких генераций, но имеет существенное отличие – криотурбированный горизонт. Эти признаки вместе с данными микроморфологического анализа и значениями коэффициента криогенной контрастности указывают, вероятно, на распространение здесь сплошной и островной мерзлоты, граница которых испытывала динамические колебания. Поскольку криогенные толщи юго-западного Прионежья развиты в отложениях Онежского приледникового озера (ОПО) и слагают террасу 40–45 м абс. выс., связанную с финальной стадией существования ОПО в конце позднего дриаса (Демидов, 2005), южно-онежский криокомплекс является возрастным аналогом каномского и заложение полигональной сети на молодой террасе происходило одновременно со спуском ОПО и эрозионным врезанием Свирь. Отсюда следует, что объяснение более полным и глубоким процессам криогенеза в юго-западном Прионежье следует искать в локальных криофациальных условиях или в большей континентальности позднеледникового климата этого района по сравнению с юго-восточным Приладожьем.

Невский криокомплекс является самым молодым и наименее развитым (разрез Кузьминки). Следы криогенных процессов представлены небольшими

криотурбациями, которые характерны для регионов вне зоны распространения многолетнемерзлых пород (J.Vandenberghe, 2013). Более отчетливо эти процессы проявляются в морфологии песчаных зерен и по коэффициенту криогенной контрастности, который здесь достигает максимальных значений среди всех изученных разрезов и превышает 1. Поскольку криогенная толща в этом разрезе составляет 10-метровую террасу, связанную с финальным спуском БЛО на рубеже позднеледниковья и голоцена около 10,2 тыс. ¹⁴С л.н. (Дуданова и др., 2020), следует предполагать, указанные следы криогенных процессов сформировались в самом начале голоцена, когда здесь, видимо, находилась граница спорадической мерзлоты и зоны глубокого сезонного промерзания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

В результате полевых и лабораторных работ на основе геолого-геоморфологического, палеогеокриологического, морфоскопического и минералогического методов установлены основные закономерности строения и литологический состав позднеледниковых толщ Онежско-Ладожского региона, особенности распространения и последовательность формирования криогенных структур и текстур, а также субэзральных образований. По комплексу геокриологических признаков, возрасту, продолжительности формирования и положению в разрезе удалось выделить 5 криогенных комплексов, по крайней мере, 4 из которых, являются разновозрастными и связаны с различными этапами развития флювиальных систем и приледниковых бассейнов. Полученные данные позволяют предложить палеогеокриологическую интерпретацию трем из этих криокомплексов – оятского, каномского и невского.

Оятский криокомплекс начал формироваться со второй половины аллерада около 11,4 тыс. ^{14}C лет назад, когда при первом дренаже Балтийского ледникового озера начала осушаться терраса с площадкой на 25 м абс. высоты. С этого времени, видимо, начинает развиваться криолитозона с образованием криотурбаций и изначально-грунтовых жил, которые при позднедриасовом похолодании и формировании слоя многолетнемерзлых пород с температурой ниже -3°C образовали полигональную сеть ПЖЛ. В климатический экстремум позднего дриаса установились крайне суровые криоаридные условия, при которых в условиях сухой ненасыщенной мерзлоты образовались изначально-песчаные клинья и жилы, и происходило отложение нивейно-эоловых песков, а затем при относительном смягчении климата – лёссовидных суглинков. Переход жильных льдов оятского криокомплекса в реликтовое состояние произошел после отложения нивейно-эоловых песков при накоплении нижней части лёссовидных пород, а вытаивание жильного льда в трещинах полигональной сети произошло позже – во время отложения верхней части лёссов или даже после их образования.

Каномский криокомплекс сформировался в конце позднего дриаса на фоне финального дренажа Балтийского ледникового озера и снижения уровня воды ниже 13 м абс. высоты. Климатические условия этого времени остаются достаточно суровыми – в них формируется слой многолетнемерзлых пород и образуется сеть ПЖЛ. Затем происходит деградация мерзлоты и вытаивание жильного льда крупных трещин полигональной сети, которые переходят в состояние псевдоморфоз еще до начала накопления субэзральной пачки; в это время в условиях сезонного промерзания

продолжают образоваться мелкие трещины и отлагается толща лессовидных суглинков. Образование и вытаивание ПЖЛ каномского криокомплекса заняло только часть позднего дриаса, причем его субаэральные отложения имеют существенно меньший (хроно)стратиграфический объем и моложе лёссов, а также нивейно-эоловых песков оятского криокомплекса, развитие которого продолжалось со второй половины аллерада весь климатический экстремум позднего дриаса.

Невский криокомплекс сформировался за очень непродолжительное время на рубеже позднеледниковья – голоцена или в самом начале голоцена после финального дренажа БЛО чуть позже 10,2 тыс. ^{14}C лет назад. В это время здесь в условиях зоны глубокого сезонного промерзания сформировались некрупные криотурбации, а песчаные зерна влажной поймы испытали существенную эоловую и криогенную обработку.

Таким образом, полученные данные о следах древней мерзлоты в позднеледниковых отложениях Онежско-Ладожского региона свидетельствуют о быстром формировании криолитозоны с ПЖЛ и криотурбациями, а затем – о ее последующей быстрой деградации на фоне снижения уровня воды Балтийского ледникового озера и климатических изменений в конце позднеледниковья, а также о высокой скорости субаэральной седиментации в это время.

Установлено, что морфологический метод позволяет на фоне наложенного криогенеза надежно устанавливать генезис отложений – эоловый или водно-осадочный, что подтверждено геологическими наблюдениями. При этом намечается зависимость между интенсивностью палеогеокриологических условий (по макроскопическим данным) с одной стороны и степенью разрушения песчинок, а также количестве макроскопических признаков криогенеза – с другой.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть I. Обломочные и глинистые породы. Под редакцией А.В. Хабакова – ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ, Москва, 1962
2. Бердников В.В. Крупноблочный рельеф и его геологическая структура // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973, с. 134–140.
3. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М., Наука, 1976, с. 126
4. Бискэ Г.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры. // Вестник СПбГУ. Сер. 7: Геология, география. 2009, 1. С. 3–25.
5. Воробьева А.В. Позднеледниковье – голоцен среднего течения р. Свирь // Выпускная квалификационная работа бакалавра, Санкт-Петербургский государственный университет – Санкт-Петербург, 2017, 61 с.
6. Данилова Н.С. Баулин В.В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973. с. 66–79.
7. Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8, Петрозаводск, Кар. НЦ РАН, 2005
8. Дуданова В.И., Шитов М.В., Бискэ Ю.С. Новые данные по истории Невы // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена. Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года». М., 2020. С. 117–122.
9. Геология СССР. Том 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области, под ред. Кофмана В. С., Селивановой В. А, Недра, Москва, 1971 г., с 504
10. Государственная геологическая карта четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35)-36, авторы А.В. Максимов, М.Ю. Ногина, «ВСЕГЕИ», 2015
11. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Под ред. Профессора А.А. Величко – М.: ГЕОС. 1999. – 260 с. + 6 вклеек.
12. Исаченко А. Г, Дашкевич З. В., Карнаухова Е. В. Физико-географическое районирование Северо-запада СССР // Изд-во ЛГУ, 1965.

13. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере // Новосибирск, Наука, 1981, 197 с.
14. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. 2009, № 4. с. 10–20.
15. Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М., Изд-во Моск. ун-та, 1994, 135 с.
16. Конищев В.Н., Рогов В.В. Проявление процессов криогенеза в составе лёссов // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 4, с. 37–44
17. Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой / Н.И. Кригер. М., Наука, 1965, 254 с.
18. Лессовые породы СССР // Под ред. Е.М. Сергеева, А.К. Ларионова, Н.Н. Комиссаровой. М., Недра, 1986, т. I, 232 с.
19. Методы геокриологических исследований: Учебное пособие/ М54 Под редакцией Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во МГУ. 2004.
20. Никонов А.А., Русаков А.В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010, № 1. с. 1–12.
21. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен–голоцен: Атлас-монография. Под ред. А.А. Величко. М., ГЕОС, 2009, 120 с.
22. Рогов В.В. Особенности морфологии частиц скелета криогенного элювия // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 3, с. 67–73.
23. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977.
24. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы: Учебное пособие. – М. Изд-во МГУ, 1993.
25. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Издание 3-е. // Л., «Недра», 1969. 703 с.
26. Стрелецкая И.Д. Клиновидные структуры на южном берегу Финского залива // Криосфера Земли, т. XXI №1 с. 3-12, 2017.
27. Шварев С.В., Никонов А.А., Русаков А.В. Клиновидные структуры в рыхлых отложениях Приневской низменности как следствие сейсмических воздействий в раннем голоцене (опорный участок «Низино») // Геоморфология, 2018, 2. С. 99–114.
28. Шитов М.В., Лаврова Н.Б., Филимонова Л.В., Воробьева А.В., Потапович А.А. К позднеледниковой истории реки Свирь: новые данные из юго-восточного

Приладожья // Фундаментальные проблемы квартера: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского Совещания по изучению четвертичного периода. 25–29 сентября 2017 г. М.: Геос, 2017. С. 489–491.

29. Andrieux E., Bertran P., Antoine P., Deschodt L., Lenoble A., Coutard S. & collaborators. Database of pleistocene periglacial features in France: description of the online version // *Quaternaire*, 27, (4), 2016, p. 329-339

30. Campbell, D.H., (1963). Percussion marks on quartz grains. // *Journal of Sedimentary Petrology*, 33 (4), pp. 855–859.

31. Dijkmans J.W.A. Niveo-aeolian Sedimentation and Resulting Sedimentary Structures; Søndre Strømfjord area, Western Greenland // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1990, Vol. 1. pp. 83–96.

32. Donner J., Delusin I. Late Weichselian periglacial features in south-eastern Finland and the surroundings of Lake Ladoga in Russia // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1995, Vol. 67, Part II. pp. 65–72.

33. Elias A. Scott, Mock J. Cary (2013), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, p. 3888 (2nd edition)

34. French M. Hugh (2018), *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons, p. 515 (4th edition)

35. Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. Prepared by: S.A. Harris, H.M. French, J.A. Heginbottom, G.H. Johnston, B. Ladanyi, D.C. Sego, R.O. van Everdingen (1988) // *National Research Council of Canada. Technical Memorandum No. 142*, p. 157

36. Higgs R. (1979), Quartz-grain surface features of Mesozoic-Cenozoic sands from the Labrador and western Greenland continental margins. // *Journal of Sedimentary Petrology*. 49 (2), pp. 599-610

37. Krinsley D.H. and Doornkamp J.C., (1973). *Atlas of Quartz Sand Surface Textures*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 91

38. Krinsley, D.H., Friend, P.F., Klimentidis, R., (1976). Eolian transport textures on the surfaces of sand grains of Early Triassic age. // *Geological Society of America Bulletin*. 87, pp. 130-132.

39. Mackay J. R. (1995) Ice wedges on hillslopes and landform evolution in the late Quaternary, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, pp. 1093–1105.

40. Mahaney, W.C., (2002). *Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications*. Oxford University Press, New York, p. 237

41. Murton, J.B., Worsley, P., and Gozdzik, J. (2000). Sand veins and wedges in cold Aeolian environments. *Quaternary Science Reviews* 19, 899-922.
42. Murton J.B., Ice Wedges and Ice Wedge Casts. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2007, pp 2153-2170
43. Svensson N.-O. Late Weichselian and early Holocene shore displacement in the central Baltic Sea // *Quaternary International*. 1991, Vol. 9. pp. 7–26.
44. Vandenberghe J. (1988) Cryoturbations. In: Clark MJ (ed.) *Advances in Periglacial Geomorphology*, pp. 179–198. New York: Wiley.
45. Vandenberghe J. Cryoturbation Structures // *Encyclopedia of Quaternary Science*, volume 3, 2013, pp. 2147-2153
46. Vos, K., Vandenberghe, N., Elsen, J. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): from sample preparation to environmental interpretation. // *Earth Sciences Review Journal*, 128, pp. 93-104
47. Warriar A. K., Pednekar H, Mahesh B.S., Mohan R., Gazi S., Sediment grain size and surface textural observations of quartz grains in late quaternary lacustrine sediments from Schirmacher Oasis, East Antarctica: Paleoenvironmental significance // *Polar Science*, V. 10, Issue 1, 2016, pp. 89-100