

## ПОБЕРЕЖЬЕ БЕЛОГО МОРЯ В ПРЕДЕЛАХ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

© 2022 г. О. П. Корсакова\*

*Геологический институт — обособленное подразделение Федерального исследовательского центра “Кольский научный центр Российской академии наук”, Апатиты, Россия*

*\*e-mail: korsak@geoksc.apatity.ru*

Поступила в редакцию 16.03.2022 г.

После доработки 29.06.2022 г.

Принята к публикации 18.08.2022 г.

В статье приведены данные по стратиграфии и геохронологии четвертичных отложений, проявлениям неотектоники, сейсмичности и перемещению береговой линии Белого моря, полученные в последние десятилетия геолого-геоморфологическими, биостратиграфическими, палеосейсмологическими методами и методами численного датирования и позволяющие представить палеогеографическую модель Кольско-Карельского региона. Отсутствие такой модели для беломорского побережья, расположенного в пределах Фенноскандинавского щита, обусловило актуальность приведенного обобщения. На побережье установлены межледниковые морские и ледниковые отложения среднего и позднего неоплейстоцена и голоцена. Осадки последнего ледникового покрова и его талых вод, а также послеледниковые морские и локально эоловые отложения имеют здесь рельефообразующее значение. Во время последнего оледенения морской режим в бассейне Белого моря прерывался. В ходе дегляциации в беломорской депрессии при ее освобождении ото льда за счет талых ледниковых вод появлялись обширные пресноводные озера, которые в аллереде по мере поступления атлантических вод осолонялись. В отличие от более ранних исследований, в постгляциальное время здесь выявлены две морские трансгрессии, имевшие место в конце неоплейстоцена — начале голоцена и в конце раннего — начале среднего голоцена. На Кандалакшском и Терском берегах Белого моря на протяжении всего голоцена установлено разноамплитудное гляциоизостатическое и собственно тектоническое поднятие, особенно активное в западной части побережья. На Карельском берегу, начиная с 4000 л. н., преобладает тектоническое блоковое, а не гляциоизостатическое куполообразное поднятие земной коры. Из-за релаксации земной коры после снятия ледниковой нагрузки на побережье Белого моря происходили сильные землетрясения, которые проявились видимыми деформациями сплошности горных пород. На востоке Фенноскандинавского щита наиболее тектонически активными являются берега Кандалакшского залива. Гляциоизостатические и тектонические движения провоцировали регрессивное перемещение береговой линии моря, различающееся по своим темпам в разных частях побережья.

*Ключевые слова:* ледниковые покровы, морские трансгрессии, береговая линия, гляциоизостазия, тектоника, палеосейсмодеформации

**DOI:** 10.31857/S258755662206005X

### ВВЕДЕНИЕ

Эпиконтинентальное Белое море (рис. 1) расположено на границе двух крупных тектонических структур Восточно-Европейской платформы — Фенноскандинавского (Балтийского) щита на западе и Русской плиты на востоке. Та часть депрессии Белого моря, которая тяготеет к кристаллическому щиту, наиболее глубокая, с максимальной глубиной 343 м. Положение впадины Белого моря было предопределено в рифе системы крупных разломов-рифтов, которые появились во время распада древнего суперконтинента Палеопангеи примерно 1300–1240 млн л. н. (Балуев и др., 2012). Позже эти рифтовые структуры,

которые относятся к Беломорской системе, пережили активизацию в среднем палеозое, примерно 390–360 млн л. н. В результате существовавшие разломы земной коры обновились, из-за интенсивного проявления внутриплитного щелочного магматизма образовались интрузивные массивы, дайки, трубки взрыва. Во второй половине палеогена примерно 34–23 млн л. н. в развитии Фенноскандинавского щита начинается этап неотектонической активизации. В олигоцене здесь обновляются древние и появляются новые разрывные нарушения в фундаменте, в виде внутриматериковой депрессии возникает Беломорская впадина. В миоцене примерно 23.0–5.3 млн л. н. в ее пределах

сформировалась прибрежная равнина, неоднократно затопляемая морем, а в конце плейстоцена примерно 3.6–2.58 млн л. н. в этой депрессии появляется морской бассейн (Атлас ..., 1991; Стрелков и др., 1976).

Побережье Белого моря, расположенное в пределах Фенноскандинавского щита, включает Терский, Кандалакшский, Карельский и Поморский берега (см. рис. 1). В новейшее время оно испытывало влияние таких динамических факторов, как развитие и деградация материковых оледенений, эвстатические изменения уровня Мирового океана, гляциоизостатическое перемещение и дифференцированные собственно тектонические движения земной коры. В связи с этим, научные исследования здесь были направлены на реконструкцию истории оледенений, которые проводились на основе изучения береговых форм рельефа, ледниковых и водноледниковых ландшафтов на побережье, стратиграфии (лито-, био-, магнитостратиграфии), и геохронологии (численного датирования, варвохронологии) ледниковых и межледниковых отложений, отложений из озерных котловин. Первые наиболее важные результаты изложены в работах М.А. Лавровой (1960), А.А. Никонова (1966), С.А. Стрелкова с соавторами (Стрелков и др., 1976). Позже эта тема раскрывалась в работах и других авторов (Вашков, Носова, 2018; Евзеров, 1996; Евзеров, Николаева, 2000; Bakhmutov et al., 1994; Ekman and Ijij, 1991; Hättestrand et al., 2007; Lunkka et al., 2018).

Восстановлению истории развития морских бассейнов в депрессии Белого моря на основе изучения стратиграфии и хронологии межледниковых и ледниковых отложений в разрезах на побережье в долинах рек и береговых уступов также посвящены многие работы (Граве и др., 1969; Гудина, Евзеров, 1973; Евзеров и др., 1981, 2007; Корсакова и др., 2004; Лаврова, 1932, 1960; Риппас, 1899; Korsakova, 2009, 2021; Korsakova et al., 2016, 2019).

На основе литологических, диатомовых и спорово-пыльцевых данных, полученных при изучении донных отложений из малых озерных котловин береговой зоны, выполнялась оценка гляциоизостатического поднятия земной коры и перемещения береговой линии моря. Основные результаты были получены В.В. Колькой в соавторстве с коллегами из Геологического института Кольского научного центра РАН и Института геологии Карельского научного центра РАН (Колька и др., 2013а, б, 2014, 2015, 2018а, в). Изучение гляциоизостазии на беломорском побережье сопровождалось выявлением здесь дифференцированных тектонических движений и палеосейсмодислокаций (Артюшков и др., 2020; Евзеров и др., 2016;

Колька и др., 2018б; Кошечкин, 1979; Николаева и др., 2016).

Понимание основных факторов развития побережья Белого моря позволяет не только представить его современное состояние, но и предвидеть дальнейшее развитие, а также проводить дальние корреляции с другими регионами. Актуальность приведенного в статье обобщения обусловлена отсутствием общей палеогеографической модели для беломорского побережья, расположенного в пределах Фенноскандинавского щита, испытывавшего многократные оледенения и морские трансгрессии и испытывавшего унаследованное тектоническое поднятие, что отличает эту его часть от других районов на побережье. Основной целью данной статьи является обобщение имеющихся результатов, полученных в последнее время и показывающих палеогеографические особенности беломорского побережья и его историю в связи с проявлением упомянутых факторов. Работа является первым разносторонним обобщением последних данных по палеогеографии беломорского побережья в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Проведен интерпретативный анализ (Левин, 2020) основных палеогеографических событий в процессе их проявления на протяжении среднего неоплейстоцена–голоцена с акцентом на поздний неоплейстоцен и голоцен, исходя из доступности для исследования признаков этих событий и их интерпретации в пределах традиционных геологических, биостратиграфических, микропалеонтологических, геохронометрических методов при формировании представлений об общей палеогеографической ситуации.

Для восстановления палеогеографической истории развития региона в неоплейстоцене, обусловленной развитием оледенений и морских трансгрессий, использовались материалы, полученные в ходе экспедиционных работ, проводимых в течение 3–5 недель каждое лето в 2001–2004, 2007–2008, 2012, 2018 гг. на Терском берегу. Для выявления генезиса и возраста осадков из естественных обнажений использовались литологические методы, спорово-пыльцевой анализ, методы электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и инфракрасной стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ), учитывались опубликованные диатомовые, фораминиферовые, малакофаунистические данные (Граве и др., 1969; Гудина, Евзеров, 1973; Евзеров и др., 1981; Стрелков и др., 1976; Черемисинова, 1962; и др.).

Палеогеографическая история беломорского побережья в голоцене, предопределенная миграцией береговой линии моря в результате проявле-



**Рис. 1.** Основные части Белого моря и его берега. Цифрами указаны локации, упоминаемые в тексте и на рисунках: обрывистые берега в долинах рек: 1 – Варзуга, 2 – приток р. Малая Качковка, 3 – Поной, 4 – Чапома, 5 – Стрельна, 6 – Каменка, 7 – Чаваньга; 8 – п-ов Турий; 9 – г. Крестовая; 10 – хр. Корабль; районы: 11 – Умба, 12 – Лесозавод, 13 – Чупа, 14 – Энгозеро, 15 – Кузема; 16 – о-ва Средние Луды; 17 – р. Сосновка, устье; 18 – р. Индера, устье. Направление А–А и А–Б линий эквидистанционных диаграмм. Цифровая модель рельефа по (Fag et al., 2007).

ния гляциоизостазии и тектонических движений, воссоздавалась на основе материалов, полученных при изучении отложений из котловин малых озер на протяжении ежегодных полевых работ, начиная с 1999 г., с использованием метода изолированных бассейнов. Метод включает в себя литолого-фациальное изучение осадков, их диатомовый анализ и радиоуглеродное датирование, а также модельные построения графиков перемещения береговой линии моря во времени.

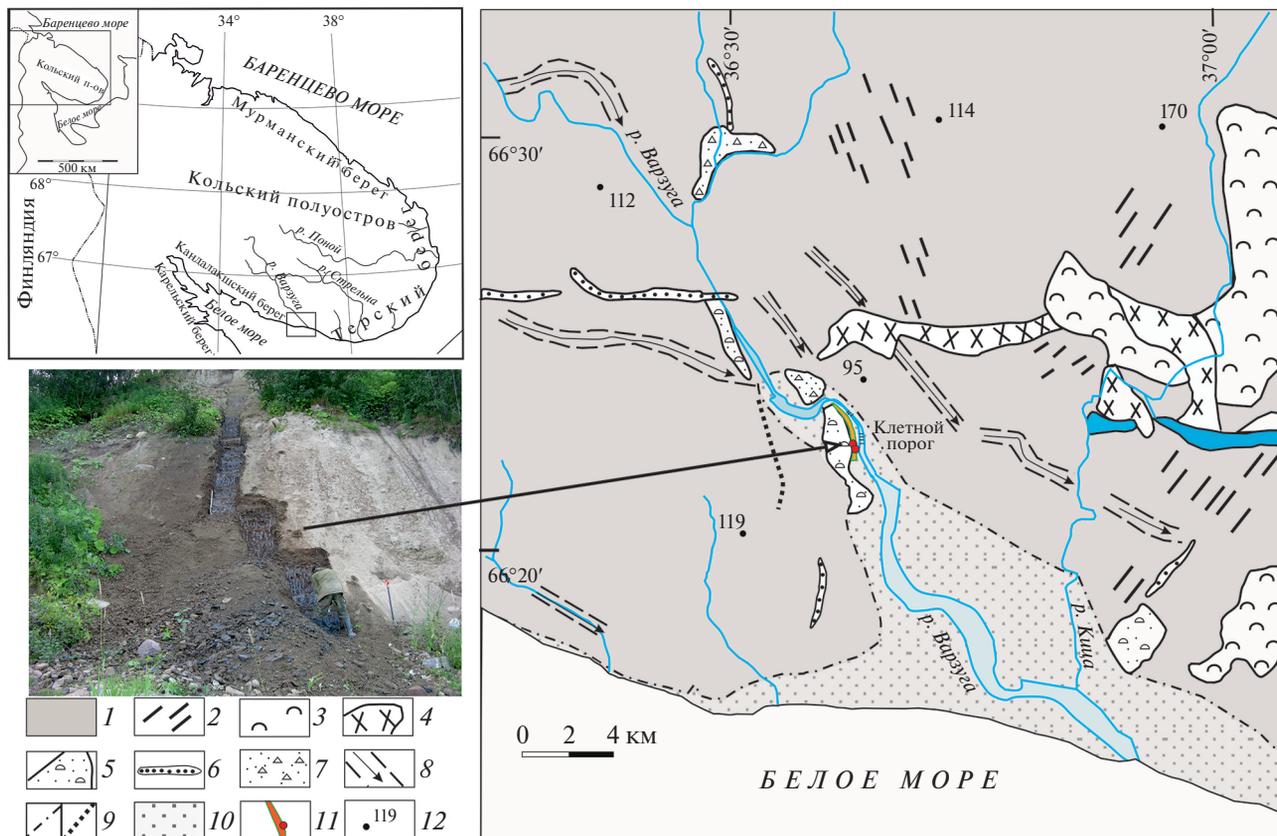
Значимым событием для понимания голоценовой палеогеографической ситуации на беломор-

ском побережье рассматривается проявление сейсмичности, характеризующее по опубликованным материалам (Евзеров и др., 2016; Николаева и др., 2016).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### *Палеогеография неоплейстоцена*

Из-за своего географического положения в высоких широтах европейской Субарктики депрессия Белого моря многократно оказывалась в сфере влияния покровных ледников. Установле-



**Рис. 2.** Геоморфологическая схема района в нижнем течении р. Варзуга (по Hättstrand et al., 2007; Korsakova et al., 2019; с изменениями) и фото обнажения, вскрывающего среднеплейстоценовые отложения с возрастом около 320 тыс. л. 1 – покровная морена и коренные породы, 2 – флюты, 3 – холмистые морены, 4 – краевые моренные комплексы, 5 – возвышенности и гряды, сложенные флювио- и лимногляциальными отложениями, 6 – озы, 7 – флювиогляциальные дельты, 8 – позднеледниковые каналы стока талых ледниковых вод, 9 – верхняя морская граница (а) и другие береговые линии (б), 10 – поверхность, сложенная морскими осадками, 11 – положение обнажений, вскрывающих среднеплейстоценовые отложения, 12 – абсолютные высотные отметки (м абс. отм.).

но (Гудина, Евзеров, 1973; Корсакова и др., 2004; Лаврова, 1960; Стрелков и др., 1976; Korsakova, 2009), что только во второй половине среднего и в позднем неоплейстоцене ледяные щиты минимум трижды наступали в пределы Беломорской депрессии, чередуясь с морскими трансгрессиями в межледниковья.

**Неоплейстоценовые отложения и условия их формирования.** На беломорском побережье в восточной части Фенноскандинавского щита наиболее древние отложения представлены морскими глинами с возрастом около 320 тыс. лет, определенном ЭПР методом (Korsakova et al., 2019). Они слагают нижнюю часть берегового обрыва на правом склоне долины р. Варзуга (1 на рис. 1; рис. 2). Это уникальный случай для региона, когда на поверхности обнажаются столь древние неоплейстоценовые осадки.

На Терском берегу в обнажениях известны и ледниковые отложения, сопоставляемые с московской ледниковой эпохой. Ледниковый диамиктон вскрывается в основании обнажений в

долине безымянного притока р. Малая Качковка, а также в долинах рр. Поной и Чапома (2–4 на рис. 1). В последнем случае в диамиктоне выявлены морские фораминиферы и диатомовые водоросли, свидетельствующие о накоплении осадков в субмаргинальной части ледника на морском побережье (Гудина, Евзеров, 1973).

Позднеледниковые межледниковые морские отложения в разрезах тоже представлены только на Терском берегу, где они обнажены по долинам рр. Варзуга, Малая Качковка, Поной, Чапома, Стрельна (1–5 на рис. 1). В других районах восточной части Фенноскандинавского щита, например в районе г. Петрозаводска, они вскрыты только в скважинах (Ikonen and Ekman, 2001). На Кольском полуострове морские межледниковые суглинки, супеси и пески образуют так называемые понойские слои и перекрывающие их стрельнинские слои (Гудина, Евзеров, 1973) с возрастом от 130–120 до 80–70 тыс. лет, определенным ЭПР и ИК-ОСЛ методами (Корсакова и др., 2004; Korsakova, 2009; Korsakova et al., 2016). Как отмечали ис-

следователи прошлого века (Граве и др., 1969; Ikonen and Ekman, 2001), которые не пренебрегли интерпретировать спорово-пыльцевые данные, полученные при изучении морских отложений, а также могли выделять в них диатомовые комплексы и сообщества фораминифер (Гудина, Евзеров, 1973; Черемисинова, 1962), понойские слои формировались в более благоприятных условиях, чем современные. На побережье произрастали елово-сосновые, елово-березовые леса, а также сосновые и березово-сосновые редколесья (Корсакова и др., 2004; Korsakova, 2009, 2021; Korsakova et al., 2016). Современное положение кровли понойских слоев изменяется от 10–35 м абс. отм. (Корсакова и др., 2004) на юге Кольского полуострова (4–7 на рис. 1) до 126 м абс. отм. (Гудина, Евзеров, 1974) на востоке в разрезе Малая Качковка (2 на рис. 1). При этом было установлено, что понойские слои сложены регрессивной серией осадков, начинающейся с наиболее глубоководных отложений (Korsakova, 2009). Морские осадки стрельнинских слоев с размывом перекрывают понойские слои. Они накапливались в относительно холодном морском бассейне в конце микулинского межледниковья во временном диапазоне от 100 до 80–70 тыс. л. н. Стрельнинские слои сложены и трансгрессивной серией осадков в базальных частях разрезов, и перекрывающей их регрессивной серией (Korsakova, 2009). Их кровлю, расположенную на современных отметках до 60 м абс. отм., слагают мелководные осадки литорали и сублиторали. На Терском берегу береговая линия позднемикулинского моря трансгрессивно-регрессивно мигрировала приблизительно в пределах современных 50–100 м абс. отм. (Гудина, Евзеров, 1973; Korsakova, 2009; Korsakova et al., 2016). Осадки стрельнинских слоев накапливались в условиях, близких к современным или холоднее их, а на прилегающей суше были представлены редколесья, лесотундра, кустарничковая и ерниковая тундра (Гудина, Евзеров, 1973; Ikonen and Ekman, 2001; Korsakova, 2009, 2021).

Понойские и стрельнинские слои соотносятся с микулинским межледниковьем в широком его понимании, т.е. в объеме всей морской изотопной стадии (МИС 5). Они формировались во время следующих друг за другом Бореальной и Беломорской морских трансгрессий (Корсакова и др., 2004; Korsakova et al., 2016). При этом понойские слои сопоставимы с начальной стадией Бореальной трансгрессии. Ее длительность не совсем совпадала с длительностью Эемской межледниковой трансгрессией в Западной Европе. Морские осадки Бореальной трансгрессии, покрывавшей побережье евразийского Севера, в том числе и побережье Белого моря, датированы в интервале от 145–140 до 70 тыс. л. н. (Гусев, Молодков, 2012; Korsakova et al., 2016; Molodkov and Bolikhovskaya, 2010). Принимая во внимание возраст, лито-

биостратиграфические характеристики осадков, стрельнинские слои были сопоставлены с самостоятельной Беломорской трансгрессией (Корсакова и др., 2004; Лаврова, 1960). Однако Беломорская трансгрессия в районе Кольского полуострова может рассматриваться и как финальная стадия Бореальной трансгрессии (Korsakova et al., 2016). Отнесение стрельнинских слоев к Бореальной трансгрессии требует дополнительного исследования. В любом случае, и понойские, и стрельнинские слои следует ассоциировать с одним и тем же морским бассейном, непрерывно существовавшим в беломорской депрессии в микулинское межледниковье (МИС 5) (Korsakova et al., 2016; Molodkov and Bolikhovskaya, 2010).

На Терском берегу по долинам рек Каменка и Чаваньга (6 и 7 на рис. 1) обнажаются ранневалдайские (МИС 4) ледниковый глинистый диамиктон и флювиогляциальные пески, перекрывающие морские осадки стрельнинских слоев (Корсакова и др., 2004; Korsakova, 2009, 2021). Эти отложения были сопоставлены с Карско-Баренцево-морским ледниковым покровом (Korsakova, 2009, 2019, 2021), так как установлено, что Скандинавский ледник в раннем валдае (70–58 тыс. л. н.) не проникал на Кольский полуостров (Helmens, 2014; Lunkka et al., 2018; Svendsen et al., 2004).

Только на Терском берегу в осадочной последовательности, вскрытой в долине р. Каменка, были датированы средневалдайские (МИС 3) морские алевритистые глины, пески и глинистые пески. В них были найдены раковины морских моллюсков аркто-бореальных и арктических видов с ЭПР-возрастом 59–52 тыс. лет (Корсакова и др., 2004), которые обитали в более прохладных, чем современные, мелководных условиях.

Поздневалдайские отложения ледникового парагенетического ряда на побережье Белого моря имеют рельефообразующее значение. Известно, что последний ледниковый покров на северо-востоке Европы максимального своего развития достигал 18–17 тыс. л. н. (Lunkka et al., 2018; Svendsen et al., 2004) и полностью перекрывал беломорскую депрессию (рис. 3). При этом Беломорский ледниковый поток Скандинавского ледника распространялся тремя лопастями — по Онежскому заливу, вдоль долины р. Северная Двина и по Горлу Белого моря (Ekman and Ijij, 1991; Hätterstrand et al., 2007; Svendsen et al., 2004). При последующей дегляциации его сокращение было стадийным, что маркировано краевыми моренными комплексами. В рассматриваемом районе наиболее древним рецессивным ледниковым комплексом является лужский моренный пояс, который, по-видимому, синхронен моренам Кейва II в юго-восточной и восточной частях Кольского полуострова (Ekman and Ijij, 1991). Пояс Кейва II огибают обнаженные кристалличе-

ские породы в восточной части Кольского полуострова, где возможно существовал холодный локальный Понойский щит (см. рис. 3). Потепление в период беллинг–аллеред (14.7–12.7 тыс. кал. л. н.) вызвало быстрое сокращение Скандинавского ледника по площади и по мощности, а при кратковременной его стагнации во время древнего дриаса (14.1–13.9 тыс. кал. л. н.) формировался сязозерский краевой моренный пояс в Карелии и Кейва I на Кольском полуострове (Astakhov et al., 2016; Hätterstrand et al., 2007). В аллереде беломорская депрессия освободилась от ледника и в ней образовались приледниковые водоемы, сначала пресноводный за счет талой ледниковой воды, а позже, в середине аллереда, солоноватоводный из-за притока в него баренцевоморских вод через пролив Горло. Ко второй половине аллереда относится начало позднеледниковой морской трансгрессии. Она длилась около 1300 лет, а относительный уровень моря поднялся более чем на 10 м. Кратковременная стагнация ледника при похолодании в позднем дриасе, отмеченная краевыми ледниковыми комплексами сальпаусселька (см. рис. 3), способствовала еще большему осолонению приледникового водоема из-за сокращения притока талой воды. Высокое положение береговой линии моря длилось примерно 1000 лет в период поздний дриас–начало голоцена (Колька и др., 2013а; Корсакова и др., 2016).

#### *Кольско-Карельское побережье Белого моря в голоцене*

В голоцене после таяния ледника на беломорском побережье происходило значительное гляциоизостатическое воздымание земной коры. При этом уровень Белого моря, как и уровень Мирового океана, тоже поднимался. Взаимодействие этих двух одновременных и однонаправленных процессов проявилось в зависимости от темпов каждого из них в виде длительного отступления (регрессии) береговой линии, если более активным было гляциоизостатическое поднятие суши. Когда же преобладало гляциоэвстатическое поднятие уровня моря, в целом регрессивное перемещение береговой линии прерывалось малоамплитудными и кратковременными морскими трансгрессиями. Исходя из теории гляциоизостазии, собственно тектонические движения являются подчиненными по отношению к гляциоизостатическому воздыманию земной коры, которое проявляется в виде куполообразного поднятия Фенноскандинавского щита с центром поднятия в районе Ботнического залива Балтийского моря (Donner, 1995).

*Положение береговой линии Белого моря в голоцене.* В ходе дегляциации Кандалакшского залива и Бассейна Белого моря и после нее на Кольско-Карельском побережье проявились два региональных

трансгрессивно-регрессивных цикла – позднеледниковый и голоценовый (Корсакова и др., 2016). Первый из них проявился как гляциоэвстатическая трансгрессия, определившая этап 1 в период 13.4–11.6 кал. л. н., и стремительная регрессия со скоростью 3.5–10.0 см/год, соответствующая этапу 2 в период 11.6–9.5 тыс. кал. л. н. и обусловленная гляциоизостатической компенсацией земной коры. Этапы показаны на рис. 4. Второй цикл представлен эвстатической морской трансгрессией Тапес, соответствующей этапу 3 в период 9.5–6.8 тыс. кал. л. н., и последующей регрессией на этапах 4 и 5 (см. рис. 4), вызванной отставанием эвстатического повышения уровня моря от гляциоизостатического и тектонического поднятия земной коры. На побережье Белого моря трансгрессия Тапес проявилась всего лишь как замедление регрессии береговой линии, скорость которой составляла всего 0.7–1.0 см/год. Эти особенности пространственного положения береговой линии моря были выявлены при изучении донных отложений из котловин малых озер с использованием метода изолированных бассейнов из нескольких районов побережья, а именно: районов Умба, Кандалакша, Лесозавод, Чупа, Энгозеро, Кузема (см. рис. 4) (Колька и др., 2013а, б, 2014, 2018а; Корсакова и др., 2016).

*Гляциоизостатическое и тектоническое поднятие побережья.* Метод изолированных бассейнов позволил не только реконструировать положение береговой линии моря в виде кривых относительного ее перемещения (см. рис. 4), но и в виде эквидистанционных диаграмм (рис. 5) смоделировать поднятие земной коры отдельно для кольской и карельской частей побережья. Диаграммы показывают, что гляциоизостатическое поднятие земной коры имеет куполообразную форму на протяжении всего голоцена на побережье Кольского полуострова (см. рис. 5а) и до 4.0 тыс. кал. л. н. на Карельском берегу (см. рис. 5б), что отражается в наклоне разновозрастных линий на диаграммах. Соответствующие линии наклонены вниз, отражая уменьшение амплитуды поднятия земной коры и, соответственно, регрессию береговой линии моря по мере удаления от вершины Кандалакшского залива, который находится ближе всего к центру последнего оледенения. На Карельском берегу, начиная с 4000 кал. л. н., поднятие земной коры происходит уже не в виде купола, а в виде блока, что на эквидистанционной диаграмме отражено линиями с возрастом 4.0, 3.0, 2.0 и 1.0 тыс. лет, расположенными субгоризонтально, т.е. без наклона (см. рис. 5б).

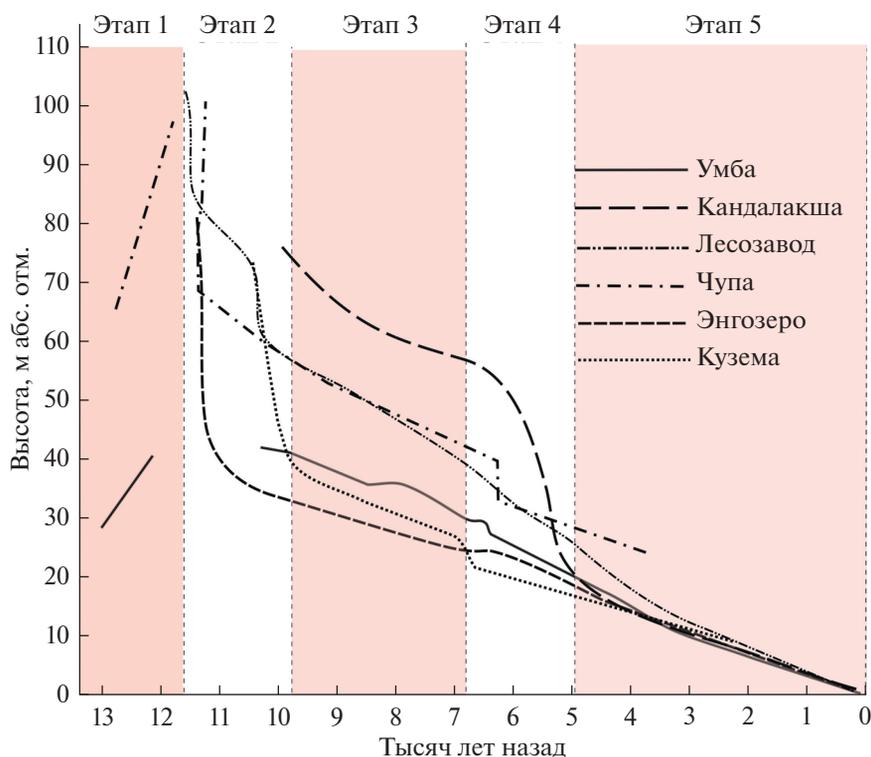
*Проявление тектонических движений в голоцене.* На востоке Фенноскандинавского щита районы Кандалакшского залива являются наиболее тектонически активной частью побережья Белого моря. Дно залива и его побережье тяготеют к двум сегментам Онежско-Кандалакшского грабена,



**Рис. 3.** Восточный фланг Скандинавского ледникового покрова: положение стадийных краевых образований и хронология дегляциации (по Astakhov et al., 2016; Svendsen et al., 2004; с изменениями).

представленным двумя современными полуграбенами, т.е. асимметричными грабенами с переменной полярностью. Узкая часть Кандалакшского залива в его вершине соответствует более молодому Колвицкому полуграбену, а остальная часть залива – Кандалакшскому полуграбену. Их асимметрия проявляется в том, что Колвицкий полуграбен имеет северо-восточный более крутой борт (со стороны Кандалакшского берега) с видимой амплитудой сброса более 50 м и правосторонним смещением блоков кристаллического фундамента вдоль разломов северо-западного и

субмеридионального простирания. Кандалакшский же полуграбен имеет приподнятое юго-западное крыло (со стороны Карельского берега) с амплитудой сброса более 200 м (Балуев и др., 2012). Перемычка между этими двумя сегментами, соответствующая зоне переноса напряжений растяжения с одного сегмента Онежско-Кандалакшского грабена на другой, соотносится с островами Средние Луды (16 на рис. 1). В районах, тяготеющих к пологому борту Колвицкого полуграбена, крутому борту Кандалакшского полуграбена и перемычке между ними, меняется морфо-



**Рис. 4.** Кривые перемещения относительного уровня Белого моря и этапы, отражающие соотношение гляциоизостатического поднятия земной коры и эвстатического изменения уровня моря. Положение указанных районов, для которых реконструировано положение береговой линии моря, указано на рис. 1. На оси ординат показаны данные о высоте порога стока из серии изученных изолированных бассейнов – современных озер в каждом из указанных районов, на оси абсцисс – данные о возрасте осадков переходной фации от морских к озерным, т.е. о времени изоляции озерной котловины от морского бассейна.

структурный план земной поверхности. В первую очередь это отражено изменениями в простирании речных долин или впадин, предопределенных разломами земной коры, а также изменениями направлений трещин в породах Фенноскандинавского щита (Баранская, 2015). При этом наиболее значительно проявились изменения морфоструктурного плана поперек губы Чупа (13 на рис. 1), что позволяет соотнести ее с наиболее крупным региональным разломом, вдоль которого происходит перераспределение направлений напряжений. В районе губы Чупа быстрая блоковая подвижка земной коры зафиксирована и в перемещении береговой линии моря. По модельным данным (см. рис. 4 и 5б) примерно 6,4 тыс. лет н. н. имела место резкая одномоментная ее регрессия с 40 до 33 м абс. отг., что отражено резким изломом кривой перемещения береговой линии моря на рис. 4 и линии с возрастом 6 тыс. лет на рис. 5б.

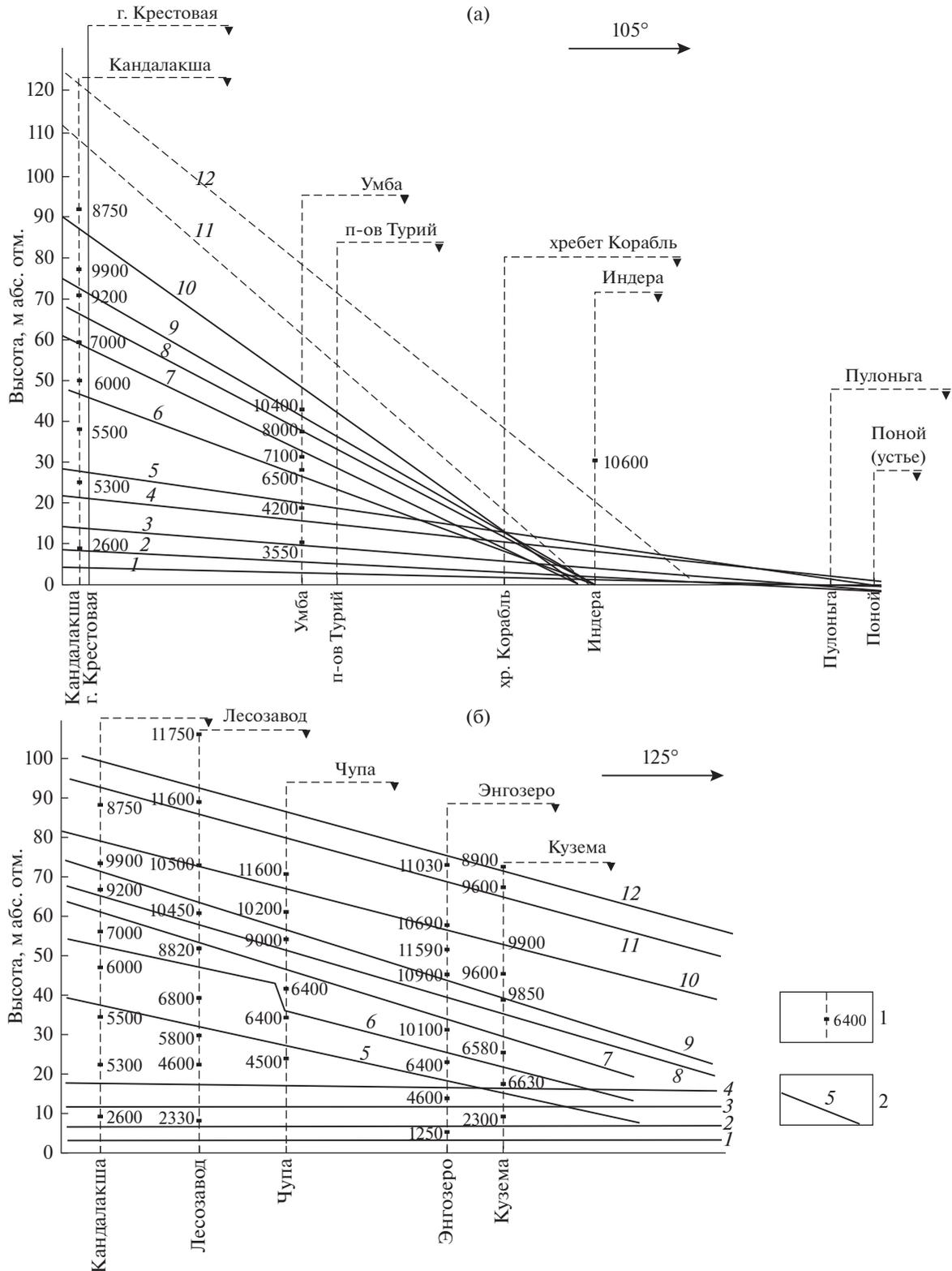
По наблюдениям за сейсмичностью Фенноскандинавского щита, к Кандалакшскому и Колвицкому полуграбенам тяготеет и большая часть инструментально зарегистрированных землетрясений. Установлено, что глубинность современных их очагов в пределах Колвицкого полуграбена и

северо-западной части Кандалакшского полуграбена достигает 30 км (Годзиковская и др., 2010), что свидетельствует о тектонической активности этих структур на глубинных уровнях земной коры.

В восточной части Фенноскандинавского щита, включая побережье Белого моря, известны и древние голоценовые землетрясения с магнитудой 7. Наиболее интенсивные сейсмические события проявились здесь в виде палеосейсмодеформаций, представленных уступами, сейсмическими траншеями, оползнями, разрывными трещинами и другими разрывами горных пород (Евзеров и др., 2016). Считается, что мощные землетрясения обусловлены не только активной тектоникой Онежско-Кандалакшского грабена, но и реакцией земной коры на ледниковую нагрузку (Евзеров и др., 2016; Колька и др., 2018б; Николаева и др., 2016).

## ВЫВОДЫ

Полученные за последние два десятилетия данные позволяют представить общую палеогеографическую схему для Кольско-Карельского побережья Белого моря в позднем неоплейстоцене и



**Рис. 5.** Эквидистанционные диаграммы береговых линий для кольского (а) и карельского (б) побережий Белого моря (по (Колька, Корсакова, 2017)). 1 – опорные радиоуглеродные датировки (кал. л. н.) для возрастной привязки береговых линий (все имеющиеся датировки приведены вдоль пунктирных вертикальных линий для указанных районов побережья); 2 – проекции одновозрастных береговых линий, находящихся сейчас на разных абс. отм., на вертикальную плоскость, цифрой обозначен возраст (тыс. кал. л.). Направление А–А (Кандалакшский и Терский берега) и А–Б (Карельский берег) разновозрастных линий эквидистанционных диаграмм А и Б, а также положение учтенных локаций (районов побережья, для которых определялись современное положение и возраст береговых линий) показаны на рис. 1.

голоцене. Палеогеографическая ситуация в микулинское межледниковье определялась развитием двух морских трансгрессий. Примерно от 130–120 до 100 тыс. л. н. это была гляциоэвстатическая трансгрессия, при которой морской бассейн был наиболее глубоким в условиях позднеледниковья, а его береговая линия регрессивно мигрировала из-за гляциоизостатического поднятия в начале межледниковья. Во временном интервале примерно от 100 до 80–70 тыс. л. н. из-за замедления и прекращения гляциоизостатического поднятия на фоне эвстатического поднятия уровня Мирового океана проявилась вторая (Беломорская) трансгрессия. Последующая регрессия береговой линии этого позднемикулинского моря происходила из-за характерного для Фенноскандинавского щита тектонического поднятия. Тектоническое поднятие способствовало и выведению на поверхность среднеплейстоценовых морских осадков с возрастом примерно 320 тыс. лет. Поскольку раннемикулинские морские осадки гляциоэвстатической трансгрессии (понойские слои) занимают наиболее высокое гипсометрическое положение на востоке Кольского полуострова, то здесь предполагается и наиболее значительное гляциоизостатическое поднятие после снятия нагрузки ледника, возможно распространявшегося в пределы Кольского полуострова с северо-востока.

Имеющиеся, пока еще немногочисленные, данные предполагают, что северо-восток Фенноскандинавского щита подвергался оледенению в ранневалдайское время, деградация которого способствовало гляциоэвстатической трансгрессии в среднем валдае. Можно предположить, что морской режим в депрессии Белого моря в позднем неоплейстоцене не прерывался вплоть до развития перекрывавшего ее последнего Скандинавского ледника. Деградация этого ледника маркирована лужским, сямозерским и сальпаусселька моренными комплексами, сопоставляемыми с холодными стадиями позднеледниковья. Талые ледниковые воды, начиная с аллереда, формировали в беломорской депрессии крупный приледниковый водоем, который во второй половине аллереда начал осолоняться за счет баренцевоморских вод, проникавших через пролив Горло. С конца аллереда начинается позднеледниковая гляциоэвстатическая трансгрессия. Последующая регрессия этого моря происходила за счет быстрой релаксации гляциоизостатического напряжения в раннем голоцене. В конце раннего и в среднем голоцене на побережье в виде замедления и прекращения регрессивного перемещения береговой линии проявилась еще одна морская трансгрессия, которая связана с эвстатическим поднятием уровня моря на фоне уже замедлившегося гляциоизостатического и продолжающегося неравномерного тектонического поднятия земной коры. По имеющимся данным, на побережье Кольского

полуострова до настоящего времени поднятие имеет куполообразную форму, что предполагает продолжающееся доминирование гляциоизостазии. На Карельском побережье, начиная с 4000 л. н., проявление гляциоизостазии прекратилось и здесь преобладает блоковое тектоническое поднятие.

Развитие структур Онежско-Кандалакшского грабена, в частности новейшего Колвицкого полуграбена, способствует проявлению локальных голоценовых тектонических подвижек земной коры и землетрясений. Наиболее крупные землетрясения, проявившиеся на побережье в виде палеосейсмодислокаций, обусловлены реакцией земной коры на ледниковую нагрузку, а не только собственно тектоническими причинами. Наиболее тектонически активным в восточной части Фенноскандинавского щита является побережье Кандалакшского залива Белого моря.

Представленная палеогеографическая схема является первым разносторонним обобщением результатов последних лет. Проведенный анализ данных показывает основные направления дальнейших исследований, которые целесообразно ориентировать на сравнительное изучение истории беломорского и баренцевоморского побережий, детальную реконструкцию направления движения ледников в беломорской котловине и ее дегляциацию, характер проявления совместного и раздельного влияния гляциоизостазии и собственно тектонических движений, последствия в целом регрессивного перемещения береговой линии моря на фоне поднимающегося уровня Мирового океана. Дискуссионными и наименее аргументированными остаются палеогеографические события ранне- и средневалдайского времени, т.е. вопросы, связанные с эволюцией Белого моря в это время, с масштабами и особенностями развития ледников и оледенения.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнялась в рамках госзадания по теме ГИ КНЦ РАН АААА-А19-119100290145-3 и при поддержке гранта РФФ № 22-17-00081.

#### FUNDING

The work was carried out within the framework of the GI KSC RAS Project ААААА 19-119100290145-3 and with the financial support of RSF grant no. 22-17-00081.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Артюшков В.Е., Колька В.В., Чехович П.А.* Существование слоя пониженной вязкости в земной коре древних кратонов как причина сильно дифференцированного характера послеледниковых подня-

- тий // ДАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 76–81.  
<https://doi.org/10.31857/S2686739720050035>
- Атлас палеогеографических карт “Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое” / ред. М.Н. Алексеев. М.: Изд. ГИН АН СССР, 1991. Т. 2. 106 с.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к “Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий” масштаба 1 : 500000) / отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
- Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2015. 26 с.
- Вашков А.А., Носова О.Ю. Строение и морфология ледниковых образований в междуречье рек Черная, Кузрека, Хлебная (юг Кольского полуострова) // Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 73–76.  
<https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.017>
- Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке. М: Типография “Ваш Полиграфический Партнер”, 2010. 130 с.
- Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 707–710.
- Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И., Лаврова М.А., Лебедева Р.М., Самсонова Л.Я., Черемисинова Е.А. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова / отв. ред. М.К. Граве, Б.И. Кошечкин. Л.: Наука, 1969. С. 25–56.
- Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова / отв. ред. А.В. Фурсенко. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.
- Евзеров В.Я. Специфика формирования маргинальных гряд поздневалдайского ледникового покрова в условиях арктического климата // Геоморфология. 1996. № 2. С. 64–71.
- Евзеров В.Я., Виноградов А.Н., Николаева С.Б. Новейший этап развития Беломорской котловины // ДАН. 2016. Т. 471. № 4. С. 450–454.  
<https://doi.org/10.7868/S086956521634017X>
- Евзеров В.Я., Еловичева Я.К., Лебедева Р.М., Раямяэ Р.А. Стратиграфия плейстоценовых отложений южной части Кольского полуострова // Геология плейстоцена северо-запада СССР / отв. ред. В.Я. Евзеров. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1981. С. 97–107.
- Евзеров В.Я., Колька В.В., Корсакова О.П. История развития морских бассейнов в Беломорской депрессии за последние 130 тысяч лет (состояние вопроса и перспективы исследований) // Бюл. ком. по изуч. четвертич. периода. 2007. № 67. С. 54–66.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013а. № 1. С. 73–88.
- Колька В.В., Корсакова О.П. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения северо-востока Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история / отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 222–249.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н.Б., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Зарецкая Н.Е. Стратиграфия донных осадков малых озер и палеогеография западного берега – Онежского залива Белого моря в позднеледниковье и голоцене // Геоморфология. 2018а. № 2. С. 48–59.  
<https://doi.org/10.7868/S0435428118020049>
- Колька В.В., Корсакова О.П., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Вашков А.А. Количественные показатели дифференцированных движений морфотектонических блоков на побережье Кандалакшского залива Белого моря // Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН. 2018б. № 15. С. 205–208.  
<https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.051>
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Алексеева А.Н., Толстобров Д.С., Лаврова Н.Б. Временная последовательность перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озер района Кузема (северная Карелия) // Изв. РГО. 2014. Т. 146. Вып. 6. С. 14–26.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район поселка Энгозеро, северная Карелия) // ДАН. 2013б. Т. 449. № 5. С. 587–592.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565213110182>
- Колька В.В., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Корсакова О.П. Литология и микропалеонтология донных отложений малого озера острова Олений в Кандалакшском заливе Белого моря // Вестн. ИГ Коми НЦ УО РАН. 2018в. № 5. С. 33–40.  
<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-5-33-40>
- Корсакова О.П., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Лаврова Н.Б., Толстобров Д.С., Шелехова Т.С. Литология и поздне-постледниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, северная Карелия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 81–101.  
<https://doi.org/10.7868/S0869592X16030042>

- Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В.* Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН. 2004. Т. 398. № 2. С. 218–222.
- Кошечкин Б.И.* Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита / отв. ред. Г.С. Биске. Л.: Наука, 1979. 158 с.
- Лаврова М.А.* О нахождении межледниковых морских отложений на южном берегу Кольского полуострова // Тр. Ком. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1932. Т. 2. С. 220–221.
- Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1960. 234 с.
- Левин Г.Д.* Классическая теория анализа и синтеза // Философия науки и техники. 2020. Т. 25. № 2. С. 103–115.  
<https://doi.org/10.21146/2413-9084-2020-25-2-103-115>
- Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В.* Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2016. Т. 469. № 2. С. 199–203.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565216200172>
- Никонов А.А.* Стратиграфия и палеогеография антропогена Кольского полуострова и прилегающих областей // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология / отв. ред. В.П. Гричук. М.: Наука, 1966. С. 92–105.
- Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И., Рубинрат Г.С., Афанасьев А.П., Лебедева Р.М., Каган Л.Я.* История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита / ред. М.К. Граве, С.А. Стрелков. Л.: Наука, 1976. 164 с.
- Риппас П.Б.* Кольская экспедиция 1898 года: Предварительный отчет // Изв. Имп. РГО. 1899. Т. 35. Вып. 3. С. 292–312.
- Черемисинова Е.А.* Диатомовая флора морских межледниковых отложений Кольского полуострова // Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 3. С. 45–57.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M.* Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quat. Int. 2016. Vol. 420. P. 4–14.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Bakhtutov V.G., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V.* Geomagnetic secular variations of high-latitude glaciomarine sediments: data from the Kola Peninsula, northwestern Russia // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1994. № 85. P. 143–153.
- Donner J.* The Quaternary history of Scandinavia. Cambridge: Univ. Press, 1995. 200 p.
- Ekman I., Iljin V.* Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R. and adjacent areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas and moraines – Excursion Guide: IGCP Project 253, Termination of Pleistocene. Espoo: Geological Survey of Finland, 1991. P. 73–102.
- Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., et al.* The shuttle radar topography mission // Reviews of geophysics. 2007. Vol. 45, Iss. 2. P. 1–33.  
<https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Hättestrand C., Kolka V., Stroeven A.P.* The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: a key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet // Boreas. 2007. Vol. 36. P. 352–370.  
<https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Helmens K.F.* The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on the long proxy records from central and northern Europe // Quat. Sci. Rev. 2014. Vol. 86. P. 115–143.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>
- Ikonen L., Ekman I.* Biostratigraphy of the Mikulino interglacial sediments in NW Russia: The Petrozavodsk site and a literature review // Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Geologica-Geographica. Helsinki: Suomalainen Tiedeakatemia, 2001. Vol. 161. 88 p.
- Korsakova O.P.* Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia) // Quat. Int. 2009. Vol. 206. P. 3–15.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.11.004>
- Korsakova O.* Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia // Quat. Int. 2019. Vol. 534. P. 42–59.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- Korsakova O.* Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy in the Kola Peninsula and Northern Karelia (N–W Russia): Marine and glacial units // Quat. Int. 2021. Vol. 605–606. P. 108–125.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.040>
- Korsakova O., Kolka V., Semenova L.* Late Pleistocene stratigraphy according to the sediment sequence from eastern Kola Peninsula, Ponoï River Valley (North-Western Russia) // Quat. Int. 2016. Vol. 420. P. 280–293.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.101>
- Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya., Kolka V.* Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia) // Quat. Int. 2019. Vol. 509. P. 3–16.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N., Saarnisto M.* Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia // Arktos. 2018. Vol. 4. P. 1–18.  
<https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Molodkov A., Bolikhovskaya N.* Climato-chronostratigraphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses // Estonian J. of Earth Sci. 2010. Vol. 59. Iss. 1. P. 49–62.  
<https://doi.org/10.3176/earth.2010.1.04>
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quat. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1229–1271.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>

## The White Sea Coasts within the Fennoscandian Crystal Shield in the Pleistocene and Holocene

O. P. Korsakova\*

*Geological Institute—Subdivision of the Federal Research Centre  
“Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences”, Apatity, Russia*

*\*e-mail: korsak@geoksc.apatity.ru*

The article presents the main results on the stratigraphy and geochronology of Quaternary sediments, as well as data on neotectonics, seismicity and the movement of the coastline of the White Sea obtained in recent decades by geological-geomorphological, biostratigraphic, paleoseismological methods, numerical dating methods and allowing us to present a paleogeographical model of the Kola-Karelian region. The lack of one for the White Sea coastal area located within the Fennoscandian Shield caused the relevance of the presented synthesis. Interglacial marine and glacial deposits of the Middle and Late Pleistocene and Holocene were identified. Only the sediments of the Last Glacier and its meltwater, as well as Postglacial marine and aeolian deposits in some places, are of landform-forming importance. During the last glaciation, the marine regime in the White Sea basin was interrupted. Extensive freshwater lakes appeared in the White Sea basin due to glacial meltwaters during the deglaciation. These proglacial lakes became brackish-water in the Allerød as Atlantic waters entered. In contrast to earlier study, only two marine transgressions have been identified here, which took place at the Late Glacial—onset of the Holocene and at the late Early Holocene—early Middle Holocene. The Kandalakshsky and Tersky Coasts of the White Sea are characterized throughout the Holocene by a different-amplitude glacioisostatic and tectonic uplift, especially active in the western part of the Kandalakshsky Coast. Within the Karelian Coast, in the last 4000 years tectonic block, rather than dome-shaped glacioisostatic uplift of the Earth's crust prevails. Due to the glacial rebound, strong earthquakes occurred on the coasts of the White Sea, which were manifested by visible deformations of the continuity of rocks and deposits. In the eastern Fennoscandian Shield, the most tectonically active part is the coastal areas of the Kandalaksha Bay. The stress and relaxation of the Earth's crust during the Last Glaciations, along with the tectonic movements, provoked the migration of the coastal line, differing in its rates in different parts of the White Sea depression.

*Keywords:* glacial sheet, marine transgressions, coastline, glacioisostasy, tectonics, paleoseismodeformations

### REFERENCES

- Artyushkov V.E., Kolka V.V., Chekhovich P.A. The occurrence of lower viscosity layer in the crust of old cratons as a cause of strongly differentiated character of post-glacial uplift. *Dokl. Earth Sci.*, 2020, 492, pp. 351–355. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20050037>
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.*, 2016, vol. 420, pp. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Bakhmutov V.G., Yevzerov V.Ya. and Kolka V.V. Geomagnetic secular variations of high-latitude glaciomarine sediments: data from the Kola Peninsula, northwestern Russia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1994, vol. 85, pp. 143–153.
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Kolodyazhnyi S.Yu., Terekhov E.N., Przhivalgovskii E.S. *Tektonika Belogo morya i prilegayushchikh territorii (Ob'yasnitelnaya zapiska k "Tektonicheskoi karte Belogo morya i prilegayushchikh territorii" Masshtaba 1 : 500000)* [Tectonics of the White Sea and Adjacent Areas (Explanatory Note for "Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas, Scale 1 : 500000)]. Leonov M.G., Ed. Moscow: GEOS Publ., 2012. 104 p.
- Baranskaya A.V. The role of the latest vertical tectonic movements in the formation of the relief of the Russian Arctic coasts. *Extended Abstract of Cand. Sci. (Geogr.) Dissertation*. St. Petersburg: St. Petersburg State Univ., 2015. 26 p.
- Cheremisina E.A. Diatom flora from the marine interglacial deposits of the Kola Peninsula. In *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Severo-Zapada RSFSR* [Proceedings for the Geology and Commercial Minerals of the North-Western RSFSR]. Leningrad: Gostopizdat Publ., 1962, vol. 3, pp. 45–57. (In Russ.).
- Donner J. *The Quaternary History of Scandinavia*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1995. 200 p.
- Ekman I., Ijij V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R. and adjacent areas. In *Eastern Fennoscandian Younger Dryas and moraines – Excursion Guide: IGCP Project 253, Termination of Pleistocene*. Espoo: Geol. Survey of Finland, 1991, pp. 73–102.
- Evzerov V.Ya. The specifics of the formation of marginal ridges of the Late Valdai glacial cover under the Arctic climate. *Geomorfologiya*, 1996, no. 2, pp. 64–71. (In Russ.).
- Evzerov V.Ya., Kolka V.V., Korsakova O.P. The history of the development of marine basins in the White Sea Depression over the past 130 thousand years (state of the question and prospects for research). *Byul. Komissii po Izuch. Chetvertich. Perioda*, 2007, vol. 67, pp. 54–66. (In Russ.).

- Evzerov V.Y., Nikolaeva S.B. Marginal belts of the glacial formations in the Kola region. *Geomorfologiya*, 2000, no. 1, pp. 61–73. (In Russ.).
- Evzerov V.Ya., Vinogradov A.N., Nikolaeva S.B. The newest stage of development of the White Sea depression. *Dokl. Akad. Nauk*, 2016, vol. 471, no. 2, pp. 1221–1225. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X16120023>
- Evzerov V.Ya., Elovicheva Ya.K., Lebedeva R.M., Rayamyae R.A. Stratigraphy of the Pleistocene deposits in southern Kola Peninsula. In *Geologiya pleistotsena Severo-Zapada SSSR* [Pleistocene Geology of the North-West USSR]. Evzerov V.Ya., Ed. Apatity: KFAN SSSR, 1981, pp. 97–107. (In Russ.).
- Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., et al. The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 2007, 45(2), pp. 1–33.  
<https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Godzikovskaya A.A., Asming V.E., Vinogradov Yu.A. *Retrospektivnyi analiz pervichnykh materialov o seismicheskikh sobytiyakh, zaregistrovannykh na Kol'skom poluostrove i privileyushchikh territoriyakh v 20 veke* [Retrospective Analysis of Primary Data on Kola Peninsula and Adjacent Territory Seismicity in 20 Century]. Moscow: Vash Poligraficheskii Partner Publ., 2010. 130 p.
- Grave M.K., Gunova V.S., Devyatova E.I., Lavrova M.A., Lebedeva R.M., Samsonova L.Ya., Cheremisina E.A. Mikulinian Interglacial in the southeastern Kola Peninsula. In *Osnovnye problemy geomorfologii i stratigrafii antropogena Kol'skogo poluostrova* [The Main Problems of Anthropogenic Geomorphology and Stratigraphy of the Kola Peninsula]. Grave M.K., Koshechkin B.I., Eds. Leningrad: Nauka Publ., 1969, pp. 25–56. (In Russ.).
- Gudina V.I., Evzerov V.Ya. *Stratigrafiya i foraminifery verkhnego pleistotsena Kol'skogo poluostrova* [Stratigraphy and Foraminifera of Late Pleistocene of Kola Peninsula]. Fursenko A.V., Ed. Novosibirsk: Nauka Publ., 1973. 146 p.
- Gusev E.A., Molodkov A.N. Structure of sediments of the final stage of the Kazantsevo Transgression (MIS 5) in the North of Western Siberia. *Dokl. Earth Sci.*, 2012, vol. 443, no. 2, pp. 458–461.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X12030117>
- Hättestrand C., Kolka V., Stroeven A.P. The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: a key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*, 2007, vol. 36, pp. 352–370.  
<https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Helmens K.F. The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on the long proxy records from central and northern Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 2014, vol. 86, pp. 115–143.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>
- Ikonen L., Ekman I. *Biostratigraphy of the Mikulino Interglacial Sediments in NW Russia: The Petrozavodsk Site and a Literature Review*. Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Geologica-Geographica, no. 161. Helsinki: Suomalainen Tiedekatemia, 2001. 88 p.
- Kolka V.V., Korsakova O.P. Location of the White Sea shoreline and neotectonics movements in the north-eastern Fennoscandia in the Late Glacial and Holocene. In *Sistema Belogo morya* [The White Sea System]. Vol. 4: *Protsessy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya* [The Processes of Sedimentation, Geology and History]. Lisitsyn A.P. Ed. Moscow: Nauchnyi Mir Publ., 2017, pp. 222–249. (In Russ.).
- Kolka V.V., Korsakova O.P., Lavrova N.B., Shelekhova T.S., Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Zaretskaya N.E. Small lakes bottom sediments stratigraphy and paleogeography of the Onega Bay west coast of the White Sea in the Late Glacial and Holocene. *Geomorfologiya*, 2018a, no. 2, pp. 48–59. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.7868/S0435428118020049>
- Kolka V.V., Korsakova O.P., Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S. and Vashkov A.A. Quantitative indicators of differentiated movements of morphotectonic blocks on the coast of the Kandalaksha Bay of the White Sea. *Tr. Fersmanovskoi Nauch. Sessii GI KNTs RAN*, 2018b, no. 15, pp. 205–208. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.051>
- Kolka V.V., Korsakova O.P., Shelekhova T.S., Alekseeva A.N., Tolstobrov D.S., Lavrova N.B. Temporal sequence of the White Sea shoreline movement in Holocene according to the study of bottom sediments of lakes in Kuzema region (North Karelia). *Izv. Russ. Geogr. O-va*, 2014, vol. 146, no. 6, pp. 14–26. (In Russ.).
- Kolka V.V., Korsakova O.P., Shelekhova T.S., Lavrova N.B., Arlsanov Kh.A. Reconstruction of the relative level of the White Sea during the Holocene on the Karelian coast near Engozero Settlement, northern Karelia). *Dokl. Earth Sci.*, 2013b, vol. 449, no. 2, pp. 434–438.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X13040107>
- Kolka V.V., Shelekhova T.S., Lavrova N.B., Korsakova O.P. Lithology and micro-paleontology of small lake bottom sediments of the Oleniy Island in Kandalaksha Bay of the White Sea. *Vestn. IG Komi SC UB RAS*, 2018c, no. 5, pp. 33–40. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-5-33-40>
- Kolka V.V., Evzerov V.Ya., Møller J.J., Corner G.D. The Late Weichselian and Holocene relative sea-level change and isolation basin stratigraphy at the Umba settlement, southern coast of Kola Peninsula. *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 2013a, no. 1, pp. 73–88. (In Russ.).
- Korsakova O.P. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia). *Quat. Int.*, 2009, vol. 206, pp. 3–15.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.11.004>
- Korsakova O. Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia. *Quat. Int.*, 2019, vol. 534, pp. 42–59.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- Korsakova O. Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy in the Kola Peninsula and Northern Karelia (N–W Russia): Marine and glacial units. *Quat. Int.*, 2021, vols. 605–606, pp. 108–125.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.040>
- Korsakova O., Kolka V., Semenova L. Late Pleistocene stratigraphy according to the sediment sequence from eastern Kola Peninsula, Ponoï River Valley (North-Western Russia). *Quat. Int.*, 2016a, vol. 420, pp. 280–293. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.101>
- Korsakova O.P., Kolka V.V., Tolstobrova A.N., Lavrova N.B., Tolstobrov D.S., Shelekhova T.S. Lithology and late-postglacial stratigraphy of bottom sediments in isolated

- basins of the White Sea coast exemplified by a small lake in the Chupa Settlement area (Northern Karelia). *Stratigr. Geol. Correl.*, 2016b, vol. 24, no. 3, pp. 294–312.  
<https://doi.org/10.1134/S0869593816030035>
- Korsakova O.P., Molodkov A.N., Kolka V.V. Geological-stratigraphic position of Upper Pleistocene marine sediments in the Southern Kola Peninsula: evidence from geochronological and geological data. *Dokl. Earth Sci.*, 2004, vol. 98, no. 7, pp. 908–912.
- Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya., Kolka V. Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quat. Int.*, 2019, vol. 509, pp. 3–16.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Koshechkin B.I. *Golotsenovaya tektonika vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita* [Holocene Tectonics of the Eastern Baltic Shield]. Biske G.S., Ed. Leningrad: Nauka Publ., 1979. 158 p.
- Lavrova M.A. On finding of interglacial marine deposits in the southern coastal area of the Kola Peninsula. *Tr. Komissii po Izuch. Chetv. Perioda Akad. Nauk SSSR*, 1932, no. 2, pp. 220–221. (In Russ.).
- Lavrova M.A. *Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluos-trova* [The Quaternary Geology of Kola Peninsula]. Moscow-Leningrad: Akad. Nauk SSSR, 1960. 234 p.
- Levin G.D. Classical theory of analysis and synthesis. *Filoso-fiya Nauki i Tekhniki*, 2020, vol. 24, no. 2, pp. 103–115. (In Russ.).
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N., Saarnisto M. Late Pleistocene palaeoenvironments and the last de-glaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos*, 2018, 4, pp. 1–18.  
<https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climato-chronostrati-graphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses. *Estonian J. Earth Sci.*, 2010, vol. 59, no. 1, pp. 49–62.  
<https://doi.org/10.3176/earth.2010.1.04>
- Nikolaeva S.B., Nikonov A.A., Shvarev S.V., Rodkin M.V. Comprehensive paleoseismic geological studies at a key site in southwestern Kola Peninsula (northeast of the Fennoscandian Shield). *Dokl. Earth Sci.*, 2016, vol. 469, no. 1, pp. 656–660.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X16070138>
- Nikonov A.A. Anthropocene stratigraphy and palaeoenvironments on the Kola Peninsula and adjacent areas. In *Verkhniy Pleistotsen: stratigrafiya i absolyutnaya geokhronologiya* [Upper Pleistocene: Stratigraphy and Absolute Geochronology]. Grichuk B.P., Ed. Moscow: Nauka Publ., 1966, pp. 92–105. (In Russ.).
- Palaeogeographic Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic*. Alekseev M.N., Ed. Moscow: Academy of Sciences of USSR, 1991, vol. 2.
- Rippas P.B. Kola expedition in 1898 (preliminary report). *Izv. Imp. Russ. Geogr. O-va*, 1899, vol. 35(3), pp. 292–312. (In Russ.).
- Strelkov S.A., Evzerov V.Ya., Koshechkin B.I., Rubin-raut G.S., Afanas'ev A.P., Lebedeva R.M., Kagan L.Ya. *Istoriya formirovaniya rel'efa i rykhlykh otlozhenii severovostochnoi chasti Baltiiskogo shchita* [The History of the Relief and Unconsolidated Deposits Formation in the North-Western Baltic Shield]. Grave M.K., Strelkov S.A., Eds. Leningrad: Nauka Publ., 1976. 164 p.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.*, 2004, vol. 23, nos. 11–13, pp. 1229–1271.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Vashkov A.A., Nosova O.Yu. Structure and morphology of glacial formations in the interfluvium of the Chernaya, Kuzreka, Khlebnaya Rivers (south of the Kola Peninsula). *Tr. Fersmanovskoi Nauch. Sessii GI KNTs RAN*, 2018, no. 15, pp. 73–76. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.017>