

## ГЕОЛОГИЯ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ТЕКТОНИКА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Котловина Ладожского озера сформировалась в пределах фрагмента окраины Балтийского щита, осложненного крупной рифейской Ладожско-Пашской грабен-синклиналью. В зоне перехода от щита к плите традиционно развиты структурные комплексы фундамента архейского либо раннепротерозойского возраста и плитного чехла, начавшие формироваться с позднего венда. Особенности же котловины связаны с распространением раннерифейского и более молодых, предположительно позднерифейско-ранневендских комплексов, слагающих грабен-синклиналь. Плитный чехол залегает моноклинально в соответствии с характером понижения основания – допоздневендского пенеппена. Отмечаются отдельные малоамплитудные разломы, пликативные дислокации и локальные структуры, часто наследующие элементы наиболее выраженных рифейских структурных элементов Вуоксинской рубцовой синклинали и Пашского грабена. При моделировании послеледникового поднятия важно учитывать гидро- и седименто-изостазию, а также различное уплотнение голоценовых осадков, прежде всего торфяников.

Ключевые слова: *Балтийский щит, Русская плита, рифей, Ладожское озеро, тектоника, неотектоника.*

Lake Ladoga's basin was formed within the fragment of the margin of the Baltic Shield, complicated by the large Riphean Ladoga-Pasha graben-syncline. Structural complexes of the Archean or Early Proterozoic basement and the Late Vendian – Paleozoic platform cover are typically developed in the transition zone from the shield to the platform. Specific features of the basin are associated with the distribution of the Early Riphean and younger, presumably Late Riphean-Early Vendian complexes, which form the graben-syncline. The platform cover has monocline deep that reflects the subsiding of the epi-Late Vendian peneplain. There have been rare evidences of low-amplitude faults, plicative dislocations and local structures, often inheriting the most pronounced Riphean structural elements of Vuoksinskaya fault-controlled syncline and Pasha graben. When modeling postglacial uplift it is important to consider the hydro- and sediment-isostasy and variable compaction of Holocene sediments, especially peats.

Keywords: *Baltic Shield, Russian Platform, Riphean, Lake Ladoga, tectonics, neotectonics.*

Ладожское озеро – уникальный природный объект, один из важнейших в жизнеобеспечении Санкт-Петербурга. За многие годы специалистами отдела региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ накоплены оригинальные материалы и обширные знания по дочетвертичной геологии дна бассейна. Базовыми послужили геологосъемочные и методические работы в сотрудничестве с СЗДПР в м-бе 1 : 500 000 [3, 4] – 1 : 200 000, а также геоэкологические исследования и региональные геофизические данные. Новые обобщения на качественно новом уровне с применением современных компьютерных технологий позволили существенно уточнить и расширить сведения о геологическом строении дна бассейна. На основе обновленной и доработанной первой геологической карты дочетвертичных образований дна озера м-ба 1 : 500 000 [2] и полученных позднее дополнительных материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования (нсп) были подготовлены тестовые grids (матрицы) поверхностей: дна озера, рельефа дочетвертичных пород, допоздневендского основания, дораннерифейского педиппена (предполагаемая схематическая), разрывных нарушений и др. с построением 3D карт-моделей дна Ладожского озера. Этот этап способствовал как разнонаправленному 3-4D моделированию применительно к различным

этапам развития, так и контролю суперрегиональных реконструкций изменения рельефа поверхности коренного субстрата в течение плейстоцена – голоцена [24].

**Общая характеристика.** Котловина Ладожского озера образовалась в пределах фрагмента зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты, осложненного крупной рифейской грабен-синклиналью, названной Ладожско-Пашской [2, 4]. Это обстоятельство определяет специфику строения дна бассейна. Как и повсеместно, в зоне перехода от щита к плите традиционно развиты структурные комплексы фундамента архейского либо раннепротерозойского возраста и комплексы плитного чехла, начавшие формироваться с позднего венда. Особенности же котловины связаны с распространением рифейского и позднерифейско-ранневендского (?) комплексов, слагающих упомянутую грабен-синклиналь и доминирующих на дне бассейна (рис. 1, 2).

Кристаллический фундамент представлен глубокометаморфизованными, вплоть до гранулитовой фации, архейскими и нижнепротерозойскими породами, которые прорваны син-, поздне- и посторогенными (по отношению к свекокарельской складчатости) интрузиями.

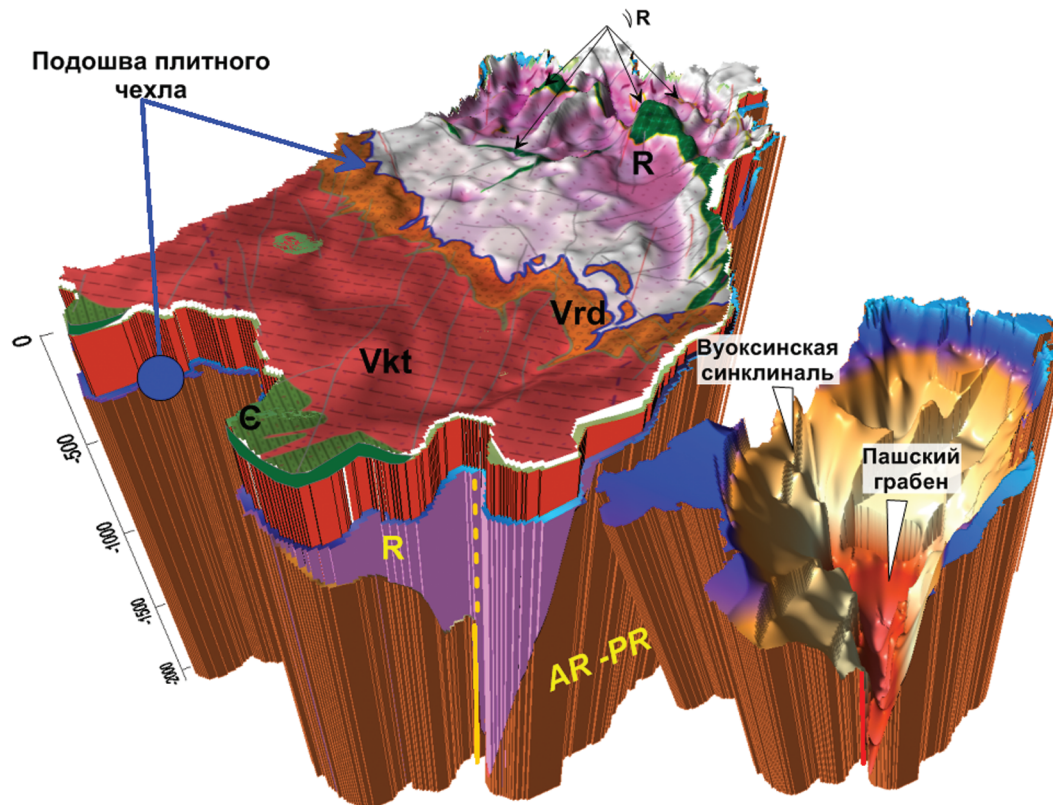


Рис. 1. Упрощенная структурная модель окраины Балтийского щита в пределах Ладожского озера

Вишневые оттенки – структурные комплексы фундамента архейского либо раннепротерозойского возраста (фундамент); фиолетовые оттенки (R) – раннерифейские и позднерифейско-ранневендские (?) комплексы, vR – выходы некоторых магматических тел рифейского возраста (Валаамский силл и др.); плитный (ортоплатформенный) чехол, подошва плитного чехла маркирована синим цветом: Vrd – поздний венд, редкинский горизонт, Vkt – поздний венд, котлинский горизонт, C – кембрий. AR-PR – архейско-протерозойские комплексы, нерасчлененные. Врезка (справа) – гипотетическая поверхность фундамента

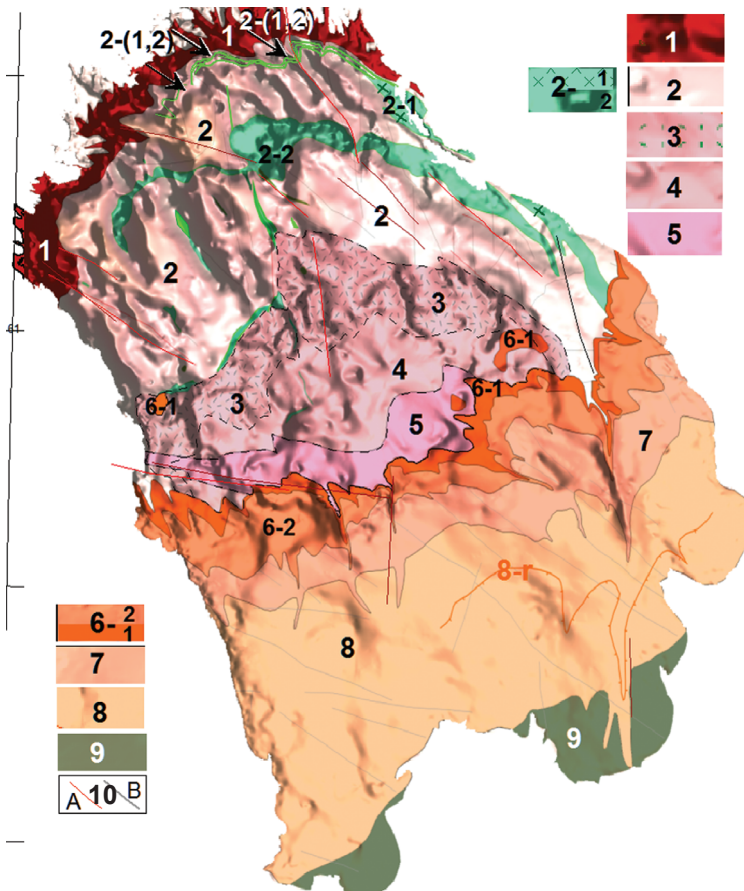


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ладожского озера с объемным отображением картируемой поверхности

1 – архейский и раннепротерозойский (свекокарельский) комплексы, нерасчлененные: гнейсо-граниты, биотитовые, роговообманковые гнейсы мигматизированные, метабазиты, амфиболиты, биотит-кварцевые, слюдяные сланцы и гнейсы. Нижний рифей: 2 – конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов; 2-1 – покровы базальтов К и К-Na типов; 2-2 – субвулканические тела базальтоидов, дайки и интрузии габбро-граносиенит-субщелочно-лейкогранитовой серии; 3 – осадочные, эффузивные и субвулканические образования, нерасчлененные; 4 – предположительно осадочные породы и покровы базальтов; 5 – верхний рифей – нижний венд (?) – предположительно песчаники, алевролиты, глины, миктиты (аналоги яблоновской свиты побережья). Верхний венд: 6 – редкинский горизонт, старорусская свита – песчаники, алевролиты, миктиты, гравелиты (6-1), в верхней части (6-2) – уплотненные глины и аргиллиты; 7 – котлинский горизонт, василеостровская свита, гдовские слои – песчаники, алевролиты, миктиты с прослоями уплотненных глин и аргиллитов; 8 – василеостровская свита, глины аргиллитоподобные с прослоями песчаников и алевролитов (8-r – внутренний реперный горизонт); 9 – нижний кембрий – песчаники, алевролиты, глины; 10 – разрывные нарушения: А – на дочетвертичном срезе, В – погребенные

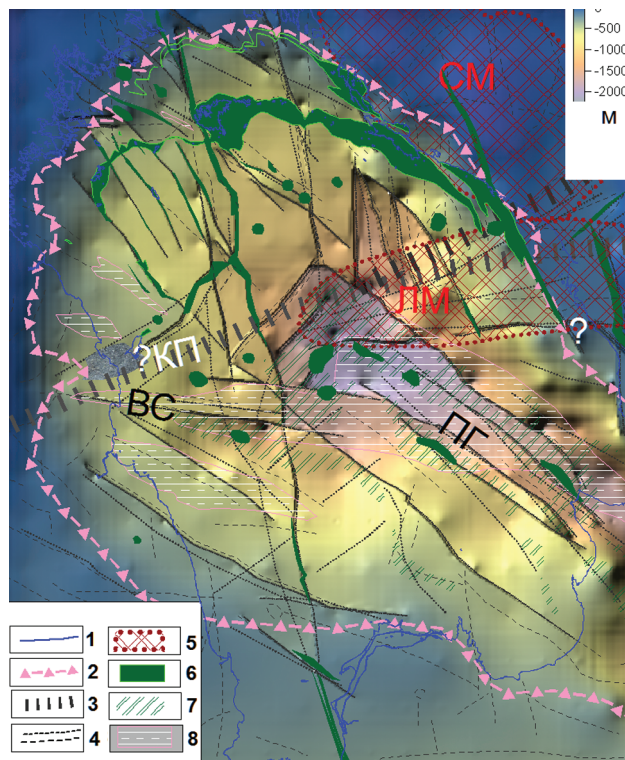
Внедрение сложных многофазных постсвекофенских интрузий рубежа нижнего-верхнего протерозоя знаменует собой самостоятельный цикл т. н. готской активизации. Прежде всего они представлены гранитами рапакиви [31], образующими крупный Салминский (Питкярантско-Тулдозерский) массив (СМ), протянувшийся вдоль северо-восточного побережья озера. Изотопными методами фиксируется шесть магматических эпизодов в интервале от 1547 до 1530 млн лет [25]. Южнее Видлицы pluton сливается с не менее протяженным субширотно ориентированным Ладожским массивом (ЛМ), трассируемым в потенциальных полях от побережья к центральной части озера с погружением к югу. Он маркирует Коневецко-Видлицкую зону, повлиявшую на последующее оформление элементов рифейской структуры.

**Рифейские комплексы.** Рифейские неметаморфизованные осадочные и эффузивные породы мощностью более километра слагают крупную осложненную апофизой кольцевую отрицательную структуру – Ладожско-Пашскую грабен-синклиналь, площадь которой сопоставима с площадью современного бассейна. Подобные раннерифейские прогибы, тяготеющие к краевым зонам крупных готских plutonov рапакиви, типичны для ряда зон свекокарельского домена Балтийского щита [1, 20]. Ладожско-Пашской грабен-синклинали присущ каркас узких осевых грабенов растяжения [21]. В качестве главного из них развился Северо-Западный Пашский [17]. В центральной части бассейна он через седловину сливается с близширотной Вуоксинской рубцовой синклиналью (простираение 100–110°), заданной системой нарушений, развитой к югу от о. Коневец. Ее альтернативная трактовка – крупная палеодолина со сложным заполнением.

Северо-восточные нарушения в районе о. Коневец образуют Коневецкий порог (КП), существенно осложняя строение рифейской структуры в пределах готской Коневецко-Видлицкой зоны (рис. 3).

Вуоксинская синклиналь – ВС (рис. 4) и Пашский грабен – ПГ претерпели более молодую, предположительно позднерифейскую активизацию.

Ладожско-Пашская грабен-синклиналь принадлежит к числу структур с ведущей ролью осевых, а не бортовых разломов; последние могут, впрочем, играть дополнительную роль, например, вдоль юго-западного крыла структуры, наследуя элементы зон дуговых концентрических нарушений кальдерного типа, предположительно оформившихся на готском этапе. Усиление деформаций растяжения каркаса при вовлечении флангов в погружение определило контуры грабен-синклинали, окончательно оформившейся в раннем венде либо ранее. Также

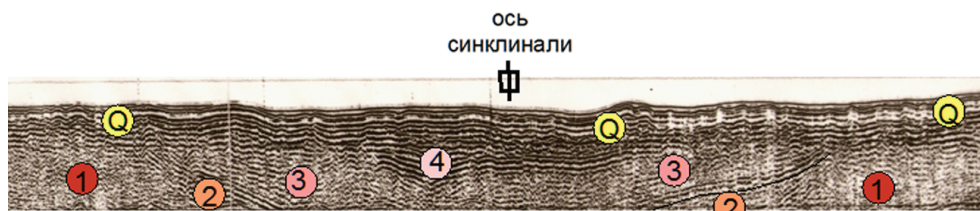


**Рис. 3.** Схема тектонического содержания для рифейских этапов

Цветотеневая основа показывает схематичный предполагаемый рельеф поверхности кристаллического фундамента. В Коневецко-Видлицкой зоне возможны крупные выступы, в т. ч. связанные с выходами кварцевых порфиров, коагматических готским массивам рапакиви.

1 – береговая линия; 2 – площадь распространения рифейских отложений Ладожско-Пашской грабен-синклинали (ЛПГС); 3 – Коневецко-Видлицкая зона позднесвекофенского и готского этапов; 4 – некоторые зоны нарушений рифейских этапов, выделенные более и менее достоверно; 5 – проекции некоторых крупных готских массивов рапакиви – габбро-анортозитов, повлиявших на последующее оформление элементов ЛПГС; 6 – выходы рифейских магматических пород преимущественно основного состава (светло-зеленый контур – прослеженные более достоверно); ширина даек показана вне масштаба; 7 – предполагаемое увеличение мощности рифейских магматических пород основного состава, проявленное в аномалиях магнитного поля; 8 – верхний рифейский комплекс, предположительно позднерифейский

значимы множественные линейные северо-западные, близкие к меридиональным зоны азимута 330–350°, контролировавшие дайковый рой протяженностью не менее 300 км. Наиболее крупные из них – Видлицко-Свирская (вблизи восточного



**Рис. 4.** Сеймостратиграфическая выраженность Вуоксинской синклинали в западной части  
1 – комплекс, отвечающий раннерифейским образованиям; 2–4 – более молодые подразделения, характеризуется отчетливым резким конседиментационным увеличением мощности.  
Q – четвертичные отложения

берега) и Валаамско-Староладожская, прослеживаемая в допоздневендском основании от северного берега озера до бухты Петрокрепость и далее к югу, по данным магнитной съемки. Эти зоны служили подводными каналами магмы рифейского возраста, на значительном протяжении залечены дайками и отчетливо выражены в магнитном поле.

В результате сейсмостратиграфических исследований бассейна и опробования выделены крупные комплексы, хотя нарушения и широко проявленный магматизм иногда затрудняют региональную корреляцию частей разреза.

Базальное подразделение мощностью до 1000 м (с учетом возможного существенного увеличения в осевых каркасных грабенах) залегает на глубоко-денудированной выветрелой поверхности кристаллического фундамента, включая граниты рапакиви. Комплекс объемлет нижнерифейские толщи кварцевых и аркозовых средне-, реже крупно-гробозернистых песчаников, сложенных окатанными и полуокатанными зёрнами кварца и полевых шпатов (в среднем 75 и 15%) с контактовым или конформным сочленением. Этим породам подчинены горизонты мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, местами, особенно в базальной части, гравелитов и конгломератов. Подводные обнажения сконцентрированы в северной части дна озера. В сейсмостратиграфическом отношении разрезу свойственны наибольшие — по сравнению с вышележащими — изменения волновой картины, что отображает фациальную неоднородность, подчиняющуюся определенным закономерностям. В северной и северо-западной частях бассейна намечается, что на северо-восточном и юго-западном бортах доминируют более однородные толщи песчаников с большей мощностью вдоль юго-западного края структуры. Ближе к осевой части прогиба преобладают слабослоисто-слоистый и даже слоистый типы записи, свидетельствующие о присутствии множественных прослоев алевролитов и аргиллитов и их значительном вкладе в построение толщи без существенных конседиментационных изменений для этого интервала. Мощность зондируемой толщи здесь увеличивается до 200–250 м. Наиболее четкостроистый тип записи установлен между 30 и 30,5° восточной долготы. Реперные оси синфазности легко увязываются по латерали. Характеристическим для этой части разреза служат мелко- и среднезернистые розоватые хрупкие кварц-полевошпатовые песчаники, голубые, голубовато-зеленые и зеленоватые пластинчатые аргиллиты. В северном «слоистом» разрезе фиксируются две основные более четко выраженные пачки более тонкого материала, а мощность осадков между их подошвами устойчива и составляет приблизительно 150 м. Переход от базальной части к слоистой представлен в подводном обнажении в 8 км к югу от о. Путсари. Здесь в уступе, связанном с выходом 10–15-метровой пластовой интрузии, вскрывается разрез мощностью около 80 м. Интервальным драгированием подсечен контакт между двумя контрастными пачками. Нижняя представлена желтовато-серыми прочными мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, а верхняя характеризуется частым ритмичным переслаиванием голубовато-серых и бурых полос преимущественно крупнозернистых песчаников мощностью от 1,5 см с прослоями более тонкозернистого ма-

териала вплоть до голубых аргиллитов мощностью от 0,1–0,2 до 0,7 см.

Упомянутые подразделения перекрываются более однородной толщей с высокой экранирующей способностью, слабослоисто-неслоистым типом волновой картины и выраженной экспозицией в дочетвертичном рельефе в виде выположенного уступа с изменениями глубин от 170 до 130–150 м. Состав донного каменного материала обогащается среднезернистыми, преимущественно красноцветными, реже желтовато-серыми песчаниками.

В восточной, центральной и южной приосевой (вдоль Пашского грабена) частях грабен-синклинали разрез осложнен известными эффузивными образованиями, местами мощностью в сотни метров. Они представлены различными типами базальтов, аналогичных либо весьма сходных с известными на северо-восточном побережье в районе Салми и п-ова Уксалонпя [7, 18]. Эффузивы ассоциируют с субвулканическими телами базальтоидов (силами, дайками и т. п.), сформировавшимися, по петрохимическим данным, из тех же магматических источников [21]. Такие тела вскрываются вдоль северной границы распространения рифейского комплекса вблизи шхерной зоны, бронируя крутые обращенные к северу уступы, параллельные линии выклинивания рифейских отложений (обычно четыре). При их драгировании получены как базальтоиды, так и вмещающие рифейские осадочные породы.

Следующий сейсмокомплекс, который в возрастном отношении также отвечает раннему рифею, весьма специфичен. Он распространен по крайней мере в районе Валаамской гряды, а также несколько севернее и восточнее. Его типизируют преимущественно темноцветные (сероватые, серовато-черные, черные тонкослоистые пластинчатые аргиллиты, ленточноподобно переслаивающиеся с сероватыми и бело-серыми алевролитами и песчаниками в низах и, возможно, верхах разреза). Мощность всего подразделения до 400 м. Эта формация известна и в других отрицательных структурах окраины шита, таких как Эланд [20].

Валаамский расслоенный силл габброидов и сиенитов при внедрении стремился приурочиваться к упомянутым темноцветным аргиллитам. Его внедрение отражает несколько более молодую стадию магматической активности по сравнению с упомянутыми базальтами и базальтоидами, разделенную во времени накоплением алевролитов и темноцветных аргиллитов. Пластовая интрузия имеет оценочную мощность до 200–300 м, хотя она крайне изменчива, например, существенно уменьшаясь в пределах глубоководной котловины между Валаамом и Западным архипелагом. Здесь, помимо габброидов в верхней части уступа, в обнаженных подводных склонах, по данным драгирования, местами вскрываются вмещающие светло-серые и серые алевролиты и алевролиты с прослоями зеленовато-голубых аргиллитоподобных глин, а также разнозернистые серые песчаники с переходами (полосами и пятнами) к кирпично-красным. Эта часть разреза, впрочем, имеет некоторое сходство с приладожской свитой, но микрофоссилии из полученных образцов выделить не удалось (А. Уутела, личная переписка). Соотношение с темноцветными аргиллитами не установлено.

Северная граница силла обычно очень четкая, поскольку породы бронируют куэстообразный

уступ Валаамской гряды высотой до 150–200 м. В качестве главных подводящих каналов предположительно выступали множественные разрывные нарушения азимута 330–350° Валаамско-Староладожской зоны, трассирующие дайки основного состава. Локально габброиды валаамского типа выведены на дочетвертичный срез в пределах Коневецкой возвышенности в результате смещений по северо-восточным разломам.

Современные методы датирования увеличили возраст магматических образований. Так, для Валаамского силла и даек в районе Сортавалы получены значения около 1450–1460 млн лет [32]. Рифейское осадконакопление в восточном борту прогиба на основании изучения возраста обломочных цирконов началось не более чем за 20 млн лет до внедрения Валаамского силла при близких источниках сноса [30].

Перекрывающий крупный сейсмический комплекс мощностью до 300–400 м, возможно, соответствует однородной толще плотных, массивных сливных песчаников, однако его вещественная характеристика недостаточна. Предполагается участие в разрезе эффузивных либо субвулканических образований.

Более молодой допоздневендский комплекс залегает на вышеописанных образованиях с отчетливым несогласием, выполняя верхи линейных отрицательных структур, таких как Вуоксинская синклиналь (рис. 4) и Пашский грабен. По-видимому, его останцы развиты и в северной глубоководной части озера; именно релевантные образования были подвержены наиболее глубокой ледниковой эрозии.

**Комплексы плитного чехла.** Все описанные комплексы пенепленизированы и с отчетливым структурным несогласием перекрыты на юго-востоке озера породами плитного чехла, начинающегося с редкинских горизонтов верхнего венда. Поверхность допоздневендского пенеплена – подошвы вендских пород постепенно полого погружается на юго-восток от –100 м в центральной части бассейна (вдоль границы чехла) до –300 м в районе южного побережья (рис. 5).

Плитный чехол залегает моноклинально в соответствии с характером понижения допоздневендского пенеплена. Отмечаются лишь единичные малоамплитудные разломы (рис. 5, 6) и флексуры, осложняющие данный фрагмент склона Балтийского щита, а также локальная (первые километры в плане, амплитуда поднятия до 20–25 м) эппозднебайкальская структура в восточной части бассейна. Она приурочена к основному разлому Пашского грабена.

Наибольшие, до 25–30 м, амплитуды пликативных (иногда на отдельных участках сопряженных с дизъюнктивными) дислокаций описывались автором по результатам составления геологической карты для приосевой зоны Вуоксинской синклинали юго-восточнее о. Коневец. Изменений мощности поздневендских подразделений при этом не отмечено. Нарушения прослежены на протяжении 50–60 км, затухая по мере приближения к Пашскому грабену. Применение системы моделирования эволюции осадочных бассейнов с высокой степенью вероятности предполагает возможность их развития во времени в качестве структур уплотнения рифейских комплексов, отражающих погребенный рельеф и контрастное изменение мощности ниже-

лежащих отложений. Этот обязательный фактор обычно недооценивается. Вдоль западного борта Пашского грабена также отмечается подобная зона небольшого изменения направления стратоизогипис, полностью согласующаяся с характером изменения мощности рифейских комплексов.

Описанный характер окраины щита не является исключением [1, 12, 19, 35]. Чехол представлен терригенными отложениями редкинских и котлинских горизонтов верхнего венда, соответствующих в местной шкале старорусской и василеостровской (котлинской) свитам валдайской серии, а также нижнего кембрия.

Старорусская свита редкинских горизонтов разделяется на нижнюю, базальную и верхнюю части. Низы разреза мощностью до 25 м сложены гравелитами и конгломератами, миктитами, песками, а выше песчаниками с прослоями алевролитов и серых аргиллитов. Верхняя часть разреза мощностью около 40–45 м образована песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Образованиям верхов разреза присуща высокая прочность. Их выходы повсеместно выражены в рельефе коренных пород выположенным уступом, наиболее контрастным в морфометрии поверхности вендских отложений.

Василеостровская (котлинская) свита валдайской серии венда характеризует следующий крупный цикл седиментации. Низы свиты с преобладанием песчаников и алевролитов выделяются в качестве гдовских слоев мощностью до 60 м, а в юго-западной части озера 40–45 м. В разрезе обособляются нижняя (10 м) пачка гравелитов и песчаников, средняя (20 м), переслаивания песчаников, алевролитов и глин, а также верхняя (25 м) с преобладанием алевролитов с прослоями аргиллитоподобных глин. Верхняя номинальная часть котлинской свиты представлена голубовато-серыми уплотненными аргиллитоподобными глинами, переслаивающимися в различном соотношении с алевролитами. Общая мощность номинальной свиты около 200 м.

Песчаники, алевролиты и глины ломоносовской и сиверской свит нижнего кембрия развиты локально на мелководьях вблизи южного побережья.

**Характер рельефа коренных пород и плейстоценового осадконакопления.** Контрастный рельеф северной части котловины Ладожского озера зачистку связывают со значимыми аномальными проявлениями неотектонической активности [5, 11]. Однако нам представляется, что механизм образования котловины Ладожского озера типичен для окраин Балтийского и Канадского щитов, подвергавшихся многократным плейстоценовым оледенениям. Речь идет об образовании структурно-денудационных форм, когда фрагменты древних отрицательных структур подверглись интенсивной денудации с главенствующей ролью ледниковой плейстоценовой [3, 4, 10].

Обычно поверхность коренных пород дна озера (рис. 7) перекрыта сравнительно маломощными (чаще до 25–30 м) четвертичными отложениями последнего оледенения и позднепоследниковыми осадками. Они несколько нивелируют морфометрию кровли дочетвертичных образований, но в целом большинство форм донного рельефа определяется рельефом коренного субстрата, прямо либо опосредованно контролировавшем рисунок

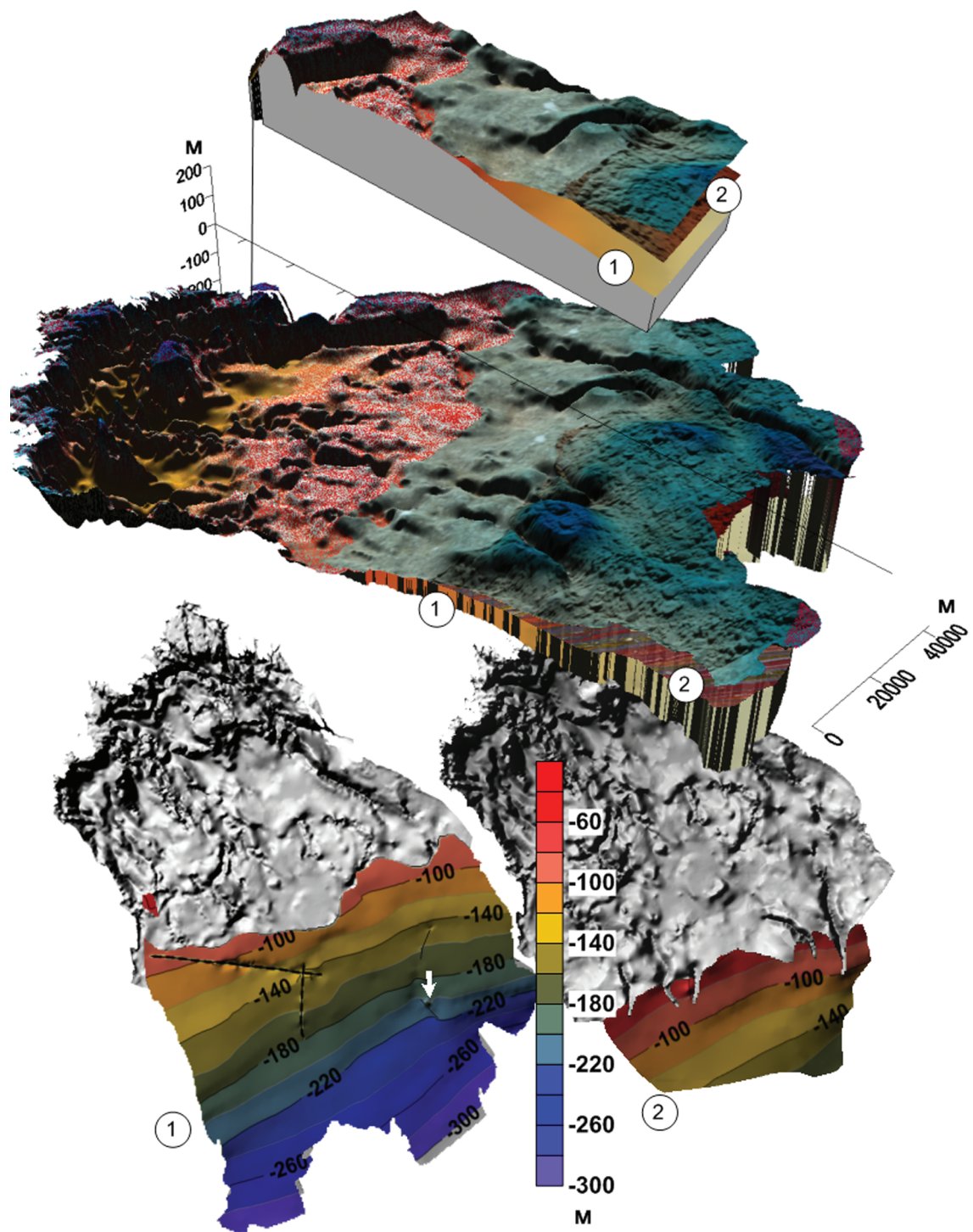


Рис. 5. Рельеф поверхностей допоздневендского пенеплена (1) и подошвы аргиллитоподобных глин василеостровской свиты (2)

Стратоизогипсы показаны цветными контурами в м. Вне областей развития (прослеживания) поверхностей серым показан рельеф дочетвертичного субстрата. Верхняя часть рисунка иллюстрирует их положение в трехмерной модели

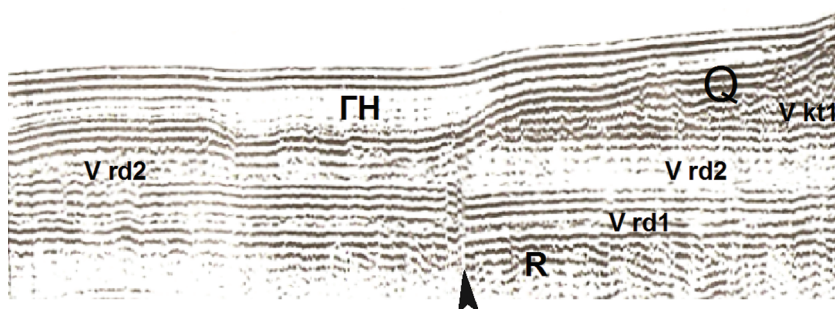
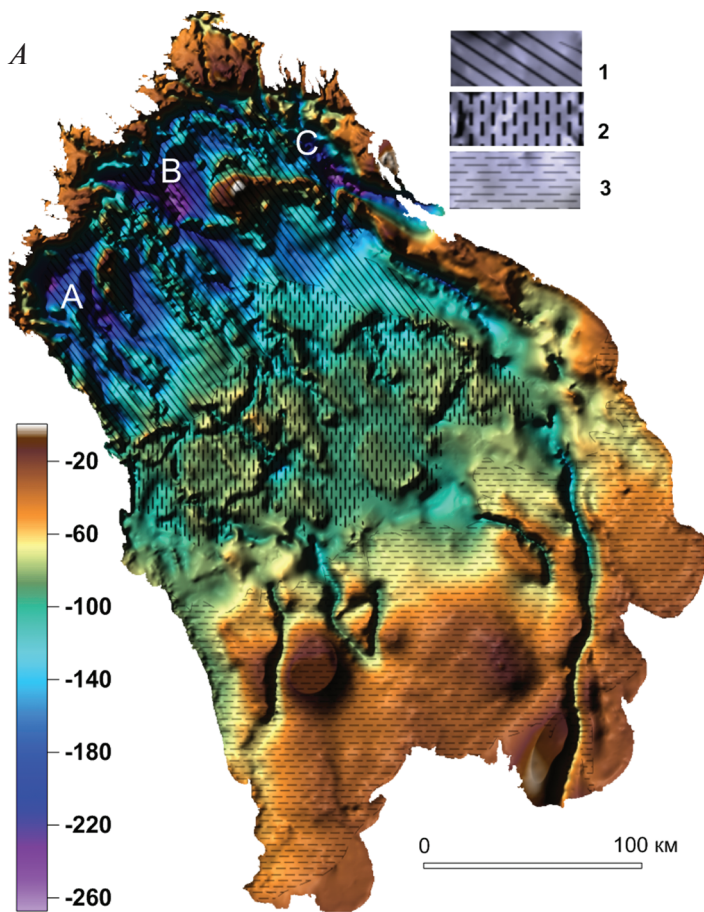


Рис. 6. Пример отображения нарушения в вендском чехле на сейсмограмме

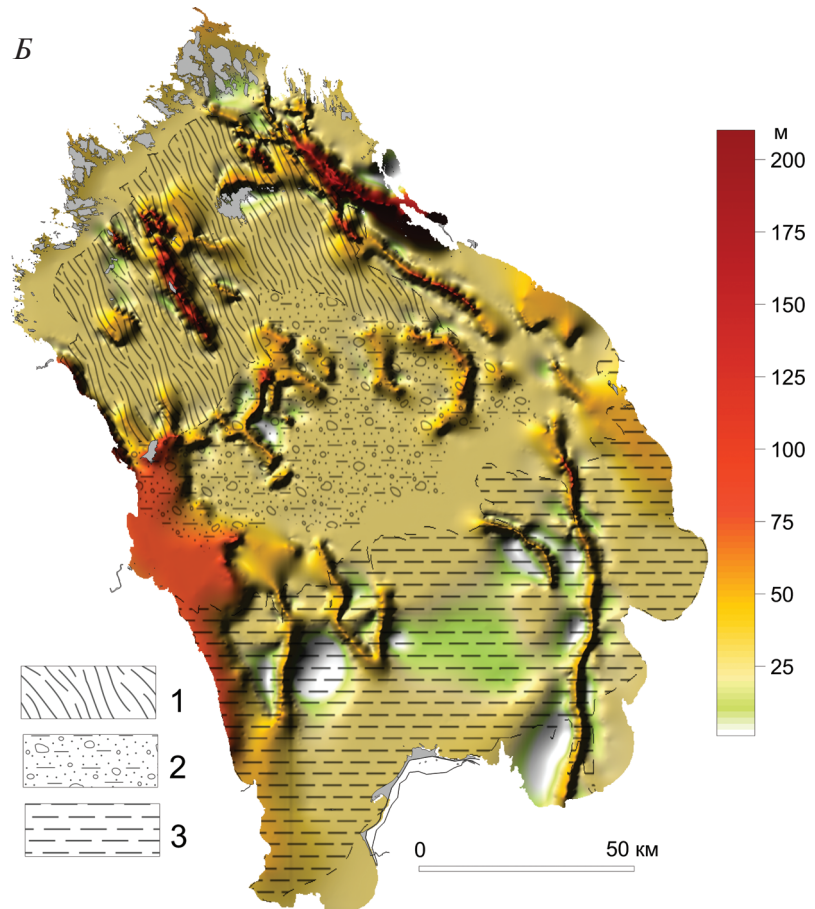
Нарушение отмечено стрелкой. R – рифейские отложения, Vrd1, Vrd2 – нижняя и верхняя части редкинского горизонта верхнего венда, Vkt1 – котлинский горизонт верхнего венда. Q – четвертичные отложения. ГН – газонасыщение голоценовых осадков, возможно, связанное с нарушением



**Рис. 7. Объемное отображение поверхности дочетвертичного субстрата (А) и мощности четвертичных отложений (Б)**

*А.* 1 – северная переуглубленная зона; 2 – центральная зона; 3 – южная зона. А, В, С – западная, центральная и восточная котловины.

*Б.* Зоны: 1 – северная переуглубленная; 2 – центральная; 3 – южная



голоценовой и современной седиментации. Рельеф коренных пород отчетливо литоморфный и реагирует как на изменение состава (и физических свойств), так и структурные особенности. Если расчлененный шхерный рельеф северного побережья типизирует зону развития кристаллических образований архея — нижнего протерозоя, то его антипод связан с выходом пологомоноклинальных однородных отложений плитного чехла. Коренной рельеф на рифейских породах своеобразен и местами очень сильно расчленен в связи с присутствием в разрезе как осадочных, так и более устойчивых к денудации магматических образований. В результате ледниковой активности в северной глубоководной части озера к северо-востоку от Западного архипелага возникли уступы, где местами обнажены как субвулканические тела, так и вмещающие терригенные породы. Напомним, что четыре сближенные куэсты северной глубоководной части к востоку от о. Путсари, уступ Валаамского архипелага и выположенный Коневецкий уступ бронированы более прочными магматическими породами основного состава.

Аномалии мощностей четвертичных осадков (до 70–200 м) спорадически отмечаются в разных частях котловины [2] (рис. 7, *В*), но имеют дифференцированный зональный характер. В южной части (зоне) в пределах плитного чехла увеличения мощности связаны в первую очередь с линейными погребенными ледниковыми ложбинами и туннельными долинами прорыва ледниковых вод с различной последующей историей. В центральной зоне преобладают конечноморенные образования, слагающие типичные возвышенности рельефа, изредка со слабовыраженным коренным ядром. В северной глубоководной зоне аномалии зачастую отражают реликтовые останцы по типу хвостатых скал (крупных друмлиноидов с коренным ядром), уцелевшие от эрозионного воздействия последнего оледенения и образующие линейные возвышенности. Бортовые зоны вдольбереговых склонов имеют смешанный характер, так что значительные увеличения мощности четвертичного покрова связаны как с линейными ложбинами, так и с плейстоценовыми останцами, срезаемыми в береговом уступе.

**Неотектонические движения.** Основной составляющей, определявшей рисунок неотектонических движений, было гляциоизостатическое послеледниковое поднятие, хотя в некоторых исследованиях его роль ставится под сомнение [9]. Его специфика и расчетные существенные региональные изменения, в частности, были связаны с повторными наступлениями ледника. Таковые, например, должны были присутствовать в северной части бассейна в связи с осцилляциями ледника в позднем дриасе, зонально меняющими характер движений. Не менее важно отличие во времени дегляциации озера и Карельского перешейка.

Гляциоизостатическое поднятие осложнялось гидроизостазией, а также изостатическим ответом на эрозионно-аккумулятивное перераспределение материала, вклад которых учитывается современным прогнозным моделированием [23, 24]. Безусловно, любая модель рассчитывает лишь возможные сценарии взаимодействия различных процессов и не приоритетна по отношению к геолого-геоморфологическим данным. Однако многие вопросы послеледниковых движений и стока бассейна

(включая возраст р. Нева) до сих пор остродискуссионны, поэтому, несмотря на значительный объем накопленной информации [6, 8, 10, 11, 13–16], упомянем некоторые элементы, значимые с точки зрения комплексного моделирования.

Понижение уровня озера за последние тысячелетия после кульминации Ладожской трансгрессии должно было, например, вызвать компенсационное поднятие региона максимальной амплитудой около 2 м [22]. Вследствие значительных размеров бассейна прогнозируется самостоятельная реакция Ладожского озера на изменения нагрузки водной массы. Это напоминает гляциоизостатическую реакцию на Фенноскандинавский ледниковый щит в миниатюре, но с несколько мигрирующим во времени центром и знаком движений за счет перекоса котловины. Теоретически (с применением реологических параметров, адаптированных к послеледниковым поднятиям Балтийского и Канадского щитов [23]) картина должна была меняться во времени в зависимости от общей либо противоположной направленности колебания уровня Балтийского моря и Ладоги (рис. 8). В настоящее время вследствие затухания гляциоизостатического поднятия роль гидроизостатической компоненты может возрастать.

Перераспределение осадков по результатам моделирования имело наибольшее (хотя и весьма зональное) влияние на осложнение гляциоизостатического рисунка в результате интенсивной аккумуляции в крупных приледниковых озерах, а также наиболее существенных падений уровня, таких как 11 600 лет назад (здесь и далее калиброванной шкалы). Прогнозируется ряд региональных отличий, которые должны были влиять на связь Балтики и Ладоги. Вторжения соленых вод в Балтику (особенно во время Иольдиевого моря) привели к возникновению мощных плотностных донных течений, вызвавших масштабную площадную денудацию относительных возвышенностей на разных глубинах и становление контуритоподобных систем. Вместе с тем эрозия оценочного 10–20-метрового ледниково-озерного осадконакопления в северо-западной части Карельского перешейка с позиции модельного прогноза носила иной характер и была более растянута во времени. Это один из принципиальных вопросов, поскольку с ним связаны сценарии изменения высоты порога северного стока.

Модель также учитывает характер эквипотенциальной поверхности, в частности вследствие распространения физически контрастных комплексов. Напомним, что присутствие крупных массивов низкоплотных рапакиви, а также осадочных рифейских толщ повышенной мощности создает отрицательные гравитационные аномалии, а супракрустальные образования северного побережья, особенно в зоне развития гранулитового метаморфизма, положительные. На это существенно реагирует водная поверхность (рис. 9), так что при определении положения палеоберегов необходима ясность в используемой системе высот. Кроме того, в связи с перераспределением мантийного материала во времени также происходит известное учитываемое изменение гравитационного поля и водной поверхности, хотя относительные упомянутые специфические черты геоида сохраняются.

При моделировании высокого разрешения еще более существенна оценка уплотнения во времени позднепослеледниковых осадков, в первую оче-

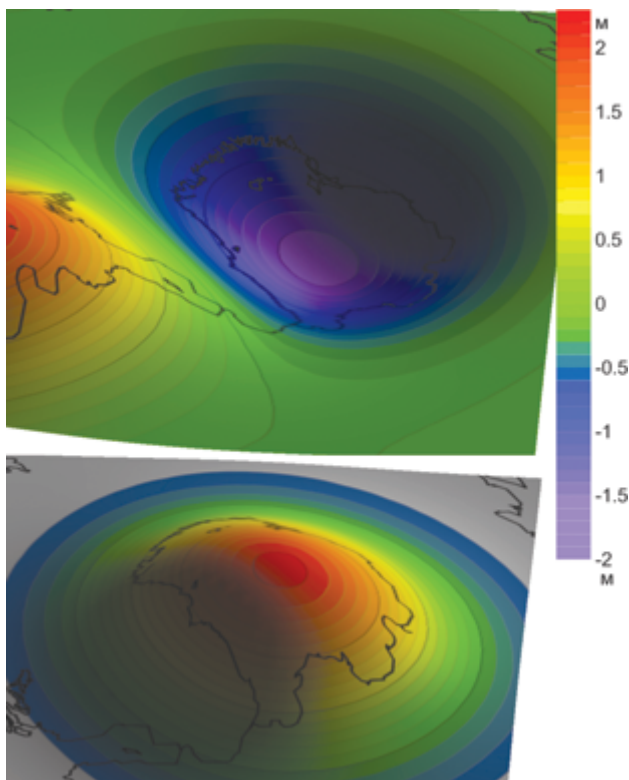


Рис. 8. Примеры оценочного расчета дополнительных компонент гидроэстатического ответа на местные изменения уровня бассейнов: в результате ладожской трансгрессии и регрессии литоринового моря (выше), а также вследствие регрессии озера за последние ~3000 лет (ниже). Амплитуда движений показана в метрах

редь торфяников различных типов [29, 36]. Без использования расчетных кривых, в особенности в случаях перекрытия длительно формирующихся торфяников осадками и снижения базиса эрозии с ускорением процессов разложения биогенных отложений, могут быть получены псевдоаномалии дифференцированного погружения амплитудой до нескольких метров.

Несмотря на учет упомянутых факторов, сегодня можно говорить лишь о предварительной комплексной модельной оценке возможного изменения ландшафта и стока во времени, которая в дальнейшем сможет способствовать корреляции геолого-геоморфологических данных, в свою очередь интегрируясь с ними с большей детализацией. Хотелось бы обратить внимание на гипотетическое палеогеографическое значение некоторых потенциальных палеосоединений Балтики и Ладоги. Такова, например, трассируемая впадающей в Охту р. Лубья — долина прорыва, разделяющая Колтушскую и Румболовско-Кяселевскую возвышенности. Современный водораздел смещен в сторону создающего инверсионный рельеф верхового Блудного болота. Значительная мощность торфяников на месте бывшей озерно-речной системы р-на Блудного к северо-западу от Дунайской лагуны существенно изменяет палеорельеф (рис. 10). Существование здесь пролива вплоть до заключительной стадии балтийского ледникового озера вряд ли вызывает сомнения, но и в моделировании развития с момента Сайменской трансгрессии (например, в интервале 5700–5000 кал. лет назад) присутствуют любопытные варианты. Если же принимать сценарий

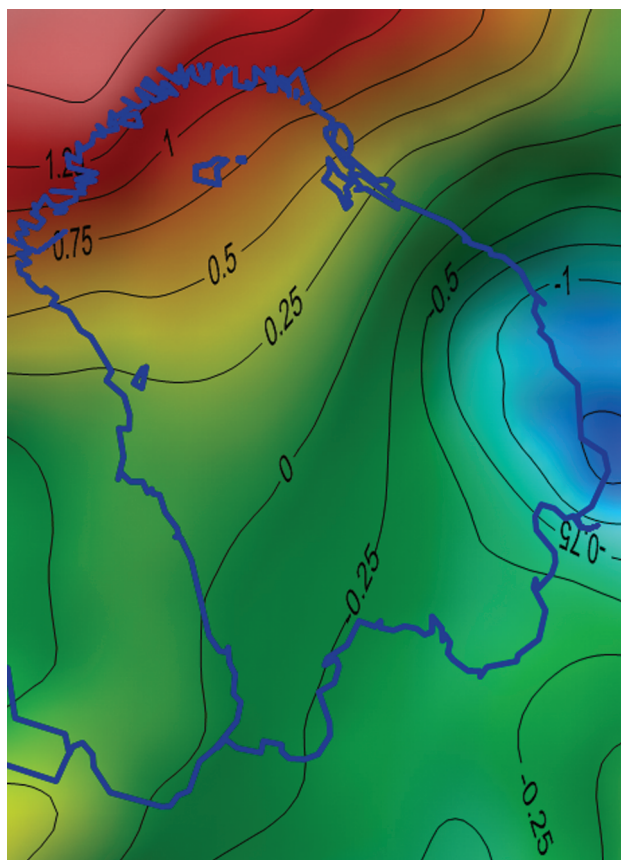


Рис. 9. Приблизительные оценочные ундуляции эквипотенциальной поверхности на примере геоида EGM2008 [33] относительно условной нулевой линии Кронштадта

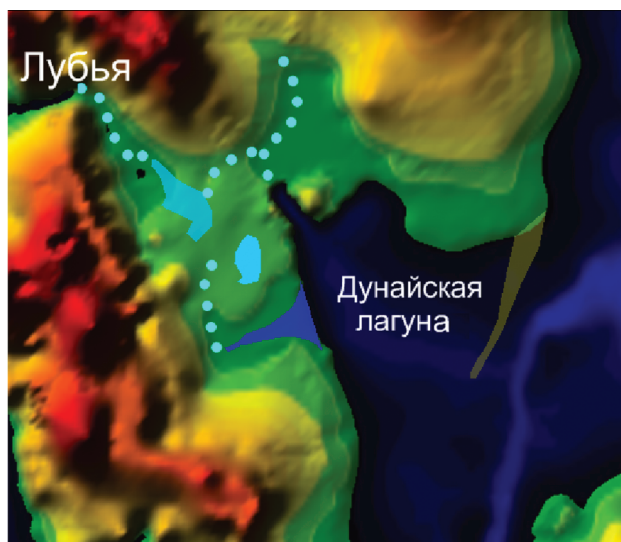


Рис. 10. Низина Лубьи, разделяющая Колтушскую и Румболовско-Кяселевскую возвышенности как потенциальный элемент позднепоследледникового Балтийско-Ладожского соединения

возможности максимального подъема уровня воды в ходе более раннего пика ладожской трансгрессии до отметок несколько выше 20 м [10], то дополнительная бифуркация стока (охтинский сток) из приневской Дунайской лагуны через озерно-речную систему Блудного имеет высокий процент вероятности.

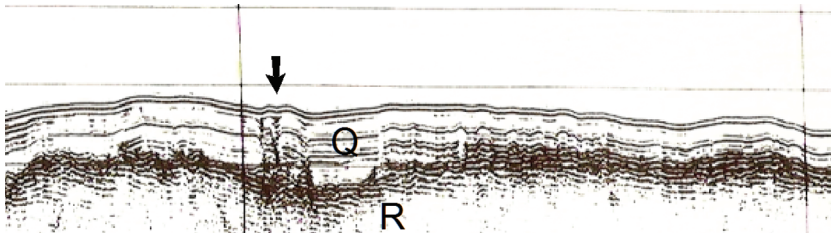


Рис. 11. Северная Ладога. Отображение разновидности предполагаемого покмарка диаметром около 150–200 м на сейсмограмме

Ранее речь шла о некоторых вероятных длительных направленных процессах. Кроме того, для подобных районов типичен полугодовой, годовой эластичный ответ на изменения обводнения почв, снегового покрова, колебания уровня грунтовых и поверхностных вод, атмосферные изменения и другие причины, причем сезонные вертикальные движения земной коры весьма существенны, обычно 4–10 мм [26, 28, 34]. Известные разнопериодные, в том числе сезонные вариации уровня воды озера должны вызывать коровые движения района Ладоги со значительной амплитудой в зависимости от сезонных аномалий и других факторов. Различия же геологического строения и типов берегов [3], гидрогеологические особенности (водоносные горизонты осадочного чехла) и другие причины определяют вариабельность «быстрого эластичного ответа» верхних уровней на изменения нагрузки. Впрочем, суммарная роль таких эффектов невелика и больше говорит о необходимости анализа непрерывных, а не эпизодических массивов спутниковых данных.

Умеренная сейсмическая активность такого района [5] не является, по нашему мнению, чем-то необычным, но как и для всех подобных районов она недостаточна для перехода к блоковым движениям на окраине древнего щита. Об этом, в частности, свидетельствует детально изученный характер залегания и выклинивания плитного чехла, распространявшегося в недавнем, по геологическим меркам, прошлом и на прилегающей части Балтийского щита [12, 19]. Тем не менее, телескопированная в чехол микросейсмическая трещиноватость в ряде зон могла частично контролировать положение линейных элементов рельефа.

Существует многообразие типов бескорневых нарушений в поздне-последледниковых осадках, например, связанного с покмарками полигонального типа [27]. В Северной Ладоге при работах по составлению геологической карты бассейна также были встречены частые бескорневые дислокации позднепоследледниковой толщи и группы нарушений диапирового типа (покмарков) (рис. 11), что типично для большинства бассейнов и требует дополнительного изучения. Они более характерны в зонах предположительно более полного разреза ленточных глин с ярко выраженными тиксотропными свойствами.

Все наблюдаемые особенности рельефа коренного субстрата, распределения четвертичных осадков и т. п. моделируются современными средствами, являясь на самом деле типичными в данных геологических условиях [24].

Таковы общие черты современного уровня наших знаний о дочетвертичной геологии и некоторых аспектах развития региона.

В металлогеническом плане представляется актуальной постановка вопроса о совершенствовании высокотехнологичной основы для последующего

изучения и распространения месторождений типа несогласия применительно к рифейскому комплексу, равно как и направленного поиска щелочно-ультраосновных проявлений в пределах структурных элементов Ладожско-Пашской грабен-синклинали. При этом необходимы обобщение накопленной информации, анализ структурных и других особенностей, сопоставление с Беломорской алмазоносной провинцией и оценка перспективности поисков кимберлитовых полей. Однако поскольку структурно-денудационная котловина Ладожского озера во многом является результатом мощной зональной кайнозойской эрозии, оценка уровня эрозионного среза, определяющего сохранность продуктивных частей потенциальных кимберлитовых проявлений, – сопутствующая задача, требующая решения при четырехмерном моделировании. Масштабная денудация в свою очередь приводила к поднятию и реадaptации положения допоздневендского неплена. Ее дополнительное известное следствие – повышение теплового потока.

Автор выражает искреннюю благодарность Г. А. Сулову, М. А. Спиридонову, Ю. П. Кропачеву, М. Г. Амантовой и многим другим сотрудникам отдела морской геологии и геоэкологии ВСЕГЕИ, участвовавшим в полевых работах и обсуждении результатов, а также профессорам В. Фьелдскаару (ун-т Ставангера) и Л. Кэслу (Корнуэльский ун-т) за помощь и дискуссии при определении реологических параметров изостатического моделирования.

1. Амантов А.В. Геологическое строение осадочного чехла бассейнов Северо-Запада России // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. – СПб., 1992. – С. 25–47.

2. Амантов А.В. Этапы геологического развития Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера / РАН, РГО. – СПб., 1993. – С. 5–13.

3. Амантов А.В., Спиридонов М.А. О влиянии структуры окраины Балтийского щита на характер береговых зон Финского залива и Ладожского озера // Геологическое строение и развитие Балтийского моря и закономерности формирования минеральных ресурсов. – Таллин, 1988. – С. 7–10.

4. Амантов А.В., Спиридонов М.А. Геология Ладожского озера // Сов. геология. 1989. № 4. – С. 83–89.

5. Ассиновская Б.А., Никонов А.А. Загадочные явления на Ладожском озере // Природа. 1998. № 5. – С. 49–53.

6. Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Хронология ладожской трансгрессии // Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 33–36.

7. Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В., Франк-Каменецкий Д.А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы I Рос. конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 25–27 ноября 2003 г. – СПб.: Центр информ. культуры, 2003. – С. 71–72.

8. Верзилин Н.Н., Гонтарев Е.А., Калмыкова Н.А., Окнова Н.С. Литолого-минералогическая характеристика позднеледниковых-голоценовых отложений долины р. Невы // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. – С. 133–144.
9. Верзилин Н.Н., Клейменова Г.И., Севастьянов Д.В. Трансформация гидрографической сети и лимногляциальных комплексов Карельского перешейка в позднеледниковые // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2005. Вып. 2. – С. 40–50.
10. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки / под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. – Л., 1990. – 280 с.
11. Ладожское озеро / под ред. Г.С. Бискэ. – Петрозаводск, 1978. – 203 с.
12. Малаховский Д.Б., Амантов А.В. Геолого-геоморфологические аномалии на Северо-Западе Европы // Геоморфология. 1991. № 1. – С. 1–17.
13. Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н. Новые данные по истории возникновения Невы // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. – СПб., 1993. – С. 74–84.
14. Севастьянов Д.В., Субетто Д.А., Сикацкая Е.Д., Степочкина О.Е. Особенности эволюции озерно-речной сети в бассейне Ладожского озера в голоцене // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2001. Вып. 1 (№ 7). – С. 122–136.
15. Субетто Д.А. История формирования Ладожского озера и его соединения с Балтийским морем // Общество. Среда. Развитие (Terra Humana). 2007. 1. <http://cyberleninka.ru/article/n/istoriya-formirovaniya-ladozhskogo-ozera-i-ego-soedineniya-s-baltiyskim-morem>.
16. Субетто Д.А. и др. Палеолимнологические и палеогидрологические реконструкции развития Ладожско-Балтийского водного соединения / Д.А. Субетто, Т.В. Сапелко, Д.Д. Кузнецов, А.В. Лудикова, О.Б. Аверичкин // Отеч. геоморфология: прошлое, настоящее, будущее: Материалы XXX пленума Геоморфологической комиссии РАН. – СПб., 2008. – С. 332–334.
17. Тихомиров С.Н., Яновский А.С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Приладожья // ДАН СССР. 1970. XXX-3. – С. 660–663.
18. Хазов Р.А., Попов М.Г. Рифейские вулканоплутонические формации Приладожья // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. – Петрозаводск, 1984. – С. 20–30.
19. Amantov A. Plio-Pleistocene Erosion of Fennoscandia and its Implication for the Baltic Area // Prace Panstw. Inst. Geol. CXLIX. Warsaw. 1995. 47–56.
20. Amantov A., Sederberg P., Hagenfeldt S. The Mesoproterozoic to Lower Palaeozoic sedimentary bedrock sequence in the Northern Baltic Proper, Aland Sea, Gulf of Finland and Lake Ladoga // Prace Panstw. Inst. Geol. CXLIX, Warsaw. 1995. 19–25.
21. Amantov A., Laitakari I., Poroshin Ye. Jotnian and Postjotnian: sandstones and diabases in the surroundings of the Gulf of Finland // Geol. Survey of Finland, Spec. Pap. 21. 1996. 99–113.
22. Amantov A., Fjeldskaar W. Plio-Pleistocene erosion and isostasy of the Baltic Region: impact of different glaciations // The Baltic Sea Geology-10 (Abstracts volume). St. Petersburg. 2010. 9–10.
23. Amantov A., Fjeldskaar W. Geological-Geomorphological features of the Baltic Region and Adjacent Areas: imprint on glacial-postglacial development // Regional Geology and Metallogeny. 53. 2013. 90–104.
24. Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L. Glacial Erosion/Sedimentation of the Baltic Region, and the Effect on the Postglacial Uplift. The Baltic Sea Basin. Chapter 3. 2011. 53–71.
25. Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 127. Issue 4. 353–368.
26. Bevis M., Kendrick E., Cser A., Smalley R.Jr. Geodetic measurement of the local elastic response to the changing mass of water in Lago Laja, Chile // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. 141. 71–78.
27. Cartwright J., Wattrus N., Rausch D., Bolton A. Recognition of an Early Holocene polygonal fault system in Lake Superior: implications for the compaction of fine-grained sediments // Geology. 2004. 32. 253–256.
28. Dong D., Fang P., Bock Y. et al. Anatomy of apparent seasonal variations from GPS derived site position time series // J. Geophys. Res. 2002. 107. B4, ETG 9. 1–16.
29. Horton B.P., Shennan I. Compaction of Holocene strata and the implications for relative sea-level change // Geology. 2009. 37. 1083–1086.
30. Kuptsova A.V., Khudoley A.K., Davis W. et al. Age and provenances of sandstones from the Riphean Priozersk and Salmi formations in the eastern Pasha-Ladoga basin (southern margin of the Baltic Shield) // Stratigraphy and Geol. Correlation. 2011. 19(2). 125–140.
31. Laitakari I., Ramo T., Suominen V. et al. Subjotnian: rapakivi granites and related rocks in the surroundings of the Gulf of Finland // Geol. Survey of Finland. Spec. Pap. 1996. 21. 59–98.
32. Lubnina N., Mertanen S., Soderlund U. et al. A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // Precambrian Research. 2010. 183–3. 442–462.
33. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // J. Geophys. Res. 2012. 117.
34. Poutanen M., Ollikainen M., Koivula H. et al. Global periodic effects in GPS time series // The state of GPS vertical positioning precision: Separation of Earth processes by space geodesy / Ed. T. van Dam and O. Francis / Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. 2004. Vol. 23. 137–142.
35. Puura V., Amantov A., Tikhomirov S., Laitakari I. 1996. Latest events affecting the Precambrian basement, Gulf of Finland and surrounding areas // Geol. Survey of Finland. Spec. Pap. 21. 115–125.
36. Van Asselen S., Karssenberg D., Stouthamer E. Contribution of peat compaction to relative sea-level rise within Holocene deltas // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. Issue 24. L24401. 5 p.

Амантов Алексей Владиславович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <4448470@mail.wplus.net>.