

УДК 551.243(571.1)

ТЕКТОНИКА И ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ БАЛТИЙСКО-МЕЗЕНСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ В ФАНОРОЗОЕ, СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ

© 2020 г. С. Ю. Колодяжный¹, *, Е. Н. Терехов¹, А. С. Балуев¹,
А. В. Полещук¹, Д. С. Зыков¹

¹Геологический институт РАН,
Пыжевский пер., д. 7, 119017, Москва, Россия

*e-mail: kolod63@mail.ru

Поступила в редакцию 20.05.2019 г.

После доработки 12.09.2019 г.

Принята к публикации 24.09.2019 г.

Рассмотрены общие особенности тектоники Балтийско-Мезенской зоны, развитой вдоль границы Фенноскандинавского щита и Русской плиты на севере Восточно-Европейской платформы. При изучении этой структуры были использованы методы дистанционного и структурного анализов. Установлено, что зона имеет протяженность более 1000 км при ширине 10–40 км и прослеживается от области Финского залива в субширотном направлении вдоль южных берегов оз. Ладожское и оз. Онежское в долину р. Онега. Балтийско-Мезенская зона представлена системой складчато-разрывных нарушений, зон трещиноватости и брекчирования, осложняющих комплексы архей–палеопротерозойского фундамента и венд–фанерозойского чехла. На всем протяжении зоны отмечаются изменения конфигурации и смещения осей магнитных аномалий; на сейсмических разрезах дешифрируются системы разрывов, пронизывающих комплексы фундамента и чехла. На поверхности разрывные структуры зоны выражены в виде различных форм рельефа, часто, нарушают и смещают ледниковые морфоструктуры. На основании анализа материалов о характере распределения палеосейсмиков и поверхностей несогласий в осадках чехла, а также структурных особенностях различных комплексов пород установлен длительный период развития Балтийско-Мезенской зоны на протяжении каледонского, герцинского и новейшего этапов деформаций. С каледонским этапом было связано формирование горизонтов палеосейсмиков кукурзкой стадии (~460 млн лет), а также складчато-разрывных структур, сформировавшихся в позднем силуре–раннем девоне. Герцинский этап проявился несколькими сейсмическими и тектоническими событиями в позднем девоне (франский век), в раннем (визе) и позднем (касимовский век) карбоне. С новейшим этапом были связаны неоплейстоценовые гляциодинамические процессы и две стадии проявления сейсмических событий в поздне- и последнее время, которые сопровождались активизацией древних разрывов и локальным развитием складчатых структур. Разработанная шкала палеосейсмических и деформационных событий Балтийско-Мезенской зоны может быть использована для тектоно-динамических реконструкций на основе дополнительного анализа материалов структурно-кинематических исследований.

Ключевые слова: внутриплитная тектоника, геодинамика, зона сдвига, кинематика, палеосейсмикты, структурный парагенез, Восточно-Европейская платформа

DOI: 10.31857/S0016853X20010051

ВВЕДЕНИЕ

Зона сочленения Фенноскандинавского (Балтийского) щита и Русской плиты издавна привлекала внимание исследователей, занимавшихся изучением тектоники Восточно-Европейской платформы (ВВП), вопросами металлогении и гляциотектоники. На протяжении многих десятилетий продолжают дискуссии о природе этой приграничной области. Согласно одной точке зрения, граница между Балтийским щитом и Русской плитой является эрозионной, платформенные палеобассейны были существенно шире современных границ и, первоначально, перекрывали значительную часть Балтийского щита [14, 19, 26, 33].

В других интерпретациях область щита рассматривается в качестве обширного поднятия докембрийского остова Восточно-Европейской платформы, служившего источником сноса обломочного материала на протяжении всего фанерозоя [10, 38]. По мнению А.П. Карпинского, Балтийский щит представляет собой крупный горст, вокруг которого происходили колебательные движения прилегающих частей Русской платформы [11]. В результате тектонических движений по окраинам горста проявились дислокации осадочного чехла, возникли провалы и грабены, которые унаследованы современными впадинами Финского залива, Ладожского и Онежского озер. А.А. Полканов [32] выдвинул

представление о большой флекуре, обрамляющей южную окраину Балтийского щита. В ряде работ предполагается длительный период эволюции этой структуры, начало заложения которой относится к среднему ятулию (2150 млн лет) [34, 35]. Флексура Полканова рассматривается в составе надрегиональной Балтийско-Мезенской металлогенической зоны, прослеженной с запада на восток от районов Финского залива до р. Мезень [2, 3, 36]. Данная зона фигурирует в качестве одного из сегментов Циркумбалтийского пояса новейших нарушений, обрамляющих Балтийский щит [41].

Деформации отложений чехла вдоль окраин Балтийского щита многие исследователи связывают с деятельностью неоплейстоценового ледника [11, 15, 26, 27]. Влияние гляциодислокаций на строение дочетвертичных образований рассматривается исследователями с различных позиций:

- складчато-разрывные структуры чехла связаны с динамическим воздействием ледника [26, 27];
- влияние ледника отрицается [40];
- влияние ледника сводится к небольшим приповерхностным дислокациям [21, 24, 29, 45].

В нашей работе приводятся геологические и геофизические данные о строении юго-восточной окраины Балтийского щита, подтверждающие существование Балтийско-Мезенской зоны. Выявлены признаки длительной эволюции этого нарушения, что свидетельствует о его тектоническом происхождении. В качестве геохронологических реперов этапов деформаций были использованы индикаторы древних землетрясений — палеосейсмита [9, 48, 50, 51], приуроченные к определенным стратиграфическим горизонтам палеозойского чехла. Рассматриваются текстурные особенности этих образований, их геологическая структура и тектоническая позиция.

ТЕКТОНИКА БАЛТИЙСКО-МЕЗЕНСКОЙ ЗОНЫ

В строении исследуемой территории участвуют архей–палеопротерозойские комплексы фундамента (Балтийский щит), рифейские терригенные и магматические образования Пашко-Ладожской грабен-синклинали (в акватории Ладожского озера), раннерифейские интрузии (граниты рапакиви), а также терригенные, карбонатно-терригенные и карбонатные отложения верхнего венда и палеозоя чехла Русской плиты, образующие Балтийско-Ладожскую моноклинал, плавно переходящую в северо-западное крыло Московской синеклизы на востоке территории (рис. 1). Поверхность фундамента и перекрывающие слои чехла испытывают пологое погружение от Балтийского щита к югу и юго-востоку под углами 10° – 15° [7, 11].

Балтийско-Мезенская зона нарушений развивается вдоль границы Балтийского щита и Русской плиты и прослеживается в виде пологой дуги, вы-

гнутой к юго-востоку, от области Финского залива вдоль южных берегов Ладожского и Онежского озер в долину р. Онега (см. рис. 1). На исследуемой территории протяженность зоны достигает 1100 км в длину при ширине 10–40 км (местами до 70 км). На западе зона испытывает виргацию и прослеживается в виде двух ветвей: субширотных нарушений в акватории Финского залива и тектонических зон северо-восточного простирания на территории Эстонии. На северо-востоке (в бассейне р. Онега) Балтийско-Мезенская зона также распадается на ветви. Одна ветвь, плавно изгибаясь, совмещается с Восточно-Карельской зоной северо-западного простирания, другая ветвь прослеживается на северо-восток за пределы исследуемого региона (см. рис. 1).

С Балтийско-Мезенской зоной пространственно связаны современные депрессии: Финский залив, оз. Ладожское и оз. Онежское, расположенные в северном борту нарушения. В пределах западного сегмента Балтийско-Мезенской зоны располагается Балтийско-Ладожский (ордовикский) глинт, который прослеживается от Финского залива до южного Приладожья и приурочен к северному контуру выходов отложений ордовика. К северу от этого уступа располагается приглинтовая низменность, к югу находятся пологие равнины (ордовикское, девонское и карбоновое плато).

Балтийско-Мезенская зона в большинстве случаев ориентирована ортогонально докембрийским структурам фундамента, сечет их и смещает. Об этом свидетельствует конфигурация осей магнитных аномалий, которые к северу и югу от этого нарушения обычно имеют северо-западную и субмеридиональную ориентировку, но в пределах самой зоны испытывают сложные изгибы, смещения и локально приведены в соответствие с ее простиранием (см. рис. 1). Эта особенность геофизических полей наиболее четко проявлена в южной части Онежского озера [4].

В строении Балтийско-Мезенской зоны обособлены нарушения более высокого порядка, ориентированные конформно и диагонально. Эти структуры детально изучены в западной части этого нарушения, в сланцевом бассейне на территории Эстонии, где с 1916 г. ведется добыча горючих (кукерситовых) сланцев верхнего ордовика [49, 52]. В настоящее время в карьерах и шахтах здесь выявлено около 20 тектонических нарушений, наиболее крупными из которых являются зоны Асери, Ахтме и Вийвиконна (см. рис. 1). Эти зоны имеют северо-восточное 30° – 60° простирание, в ширину достигают 3–4 км при протяженности более 100 км. Зоны образованы системой складчато-разрывных структур, связанных со скандинавской фазой развития Норвежских каледонид, фронт которых расположен в 650 км к северо-западу [49, 52].

На территории России Балтийско-Мезенская зона выделяется на основании дешифрирования

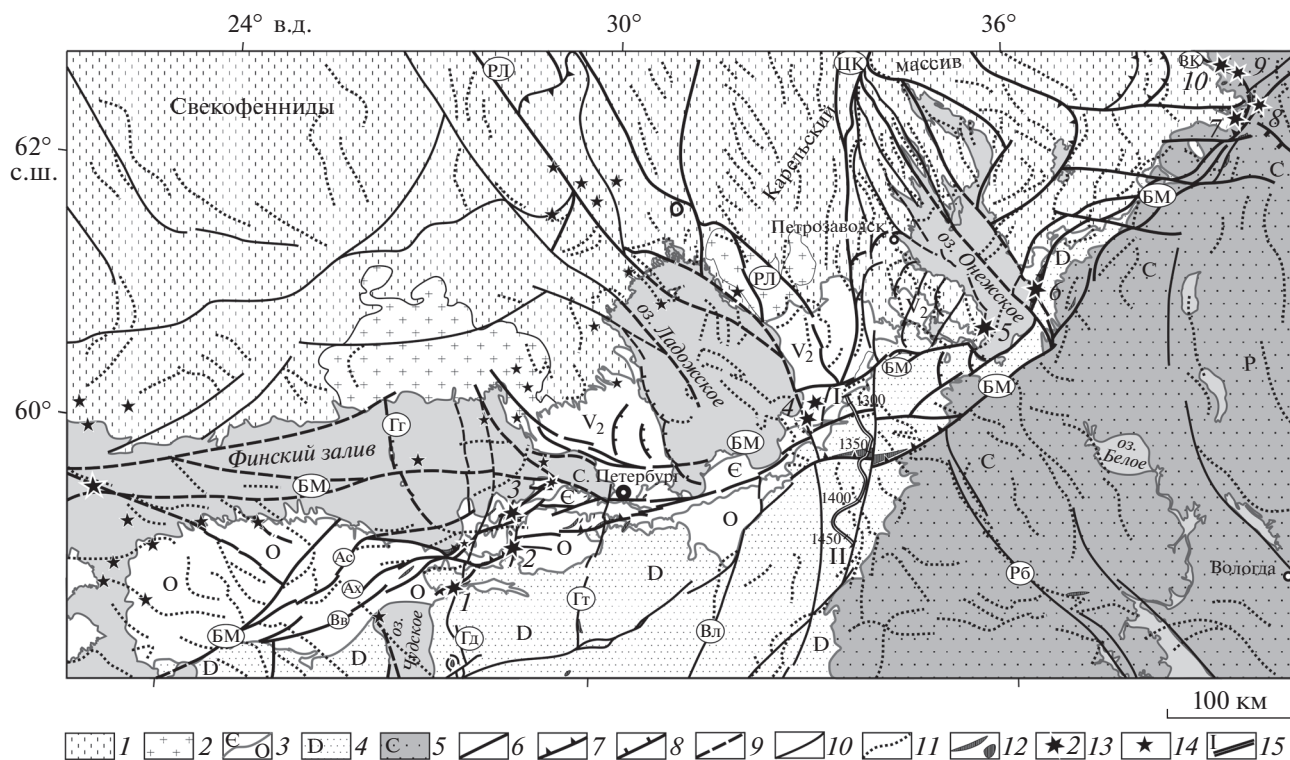


Рис. 1. Геолого-структурная схема Балтийско-Мезенской зоны и прилегающих областей юго-восточной окраины Балтийского щита (с использованием данных [1, 2, 7, 11, 45, 46, 49, 52]).

Зоны нарушений: БМ – Балтийско-Мезенская, Ас – Асери, Ах – Ахтме, Вв – Вийвиконна, Гд – Гдовская, Гт – Гатчинская, РЛ – Раахе-Ладожская, Вл – Волховская, РБ – Рыбинская, ЦК – Центрально-Карельская, ВК – Восточно-Карельская.

1–2 – комплексы фундамента Балтийского щита: 1 – архей–палеопротерозойские комплексы, 2 – граниты рапакиви; 3–7 – осадки чехла Русской плиты: 3 – верхнего венда, кембрия и ордовика, 4 – девона, 5 – карбона–перми; 6–10 – разрывы: 6 – преимущественно сдвиги, 7 – взбросы и надвиги, 8 – сбросы, 9 – в акватории, 10 – второстепенные; 11 – оси магнитных аномалий; 12 – тектонические валы и поднятия; 13 – пункты обнаружения палеосейсмиков и их номера; 14 – эпицентры землетрясений; 15 – линия сейсмопрофиля 1-ЕВ

цифровых карт рельефа, а также по наличию широкого пояса интенсивной трещиноватости и брекчирования палеозойских отложений, развитого к югу от Финского залива и Ладожского озера (Нарвско-Волховская зона, по [7]). В пределах этого пояса, не имеющего четких границ, широко развиты малоамплитудные разрывно-скалчатые структуры, во многом аналогичные каледонским структурам западной части рассматриваемой зоны. Многие из этих нарушений имеют признаки полистадийного развития и новейшей активизации [2, 21, 28, 29]. Системы трещин в пределах пояса имеют закономерную выдержанную ориентировку и концентрируются вдоль линейных зон крутопадающих нарушений. Плоскости нарушений (трещины, разрывы) обычно имеют восток – северо-восточную, северо-восточную, северо-западную и субмеридиональную ориентировку [7, 11]. С этими разрывами генетически связаны урановые проявления, а также залежи голоценовых травертинов, деформированные в результате новейшей активизации нарушений [2, 3, 16, 29].

В акватории Финского залива разрывные структуры Балтийско-Мезенской зоны выражены в конфигурации подводного рельефа и подтверждаются результатами непрерывного сейсмопрофилирования [17, 23]. На сейсмограммах отмечаются деформации и малоамплитудные вертикальные смещения слоев венда, плейстоценовых ледниковых и голоценовых донных отложений. Повышенная проницаемость некоторых нарушений подчеркивается наличием связанных с ними пок-маков – участков прорыва газогидратов [17].

К востоку от Ладожского озера Балтийско-Мезенскую зону пересекает сейсмопрофиль МОВ ОГТ 1-ЕВ (рис. 2). На профиле в структуре осадков чехла и кровли фундамента дешифрируются погребенные горсты и грабены, флексуры и сбросы, осложняющие общее ступенчатое погружение склона Балтийского щита (рис. 2, Б) [39, 45]. Широко развиты листрические и конседиментационные (погребенные) сбросы, отмечаются признаки многократной активизации нарушений. В пределах Балтийско-Мезенской зоны многие разрывы достигают современной эрозионной поверхности

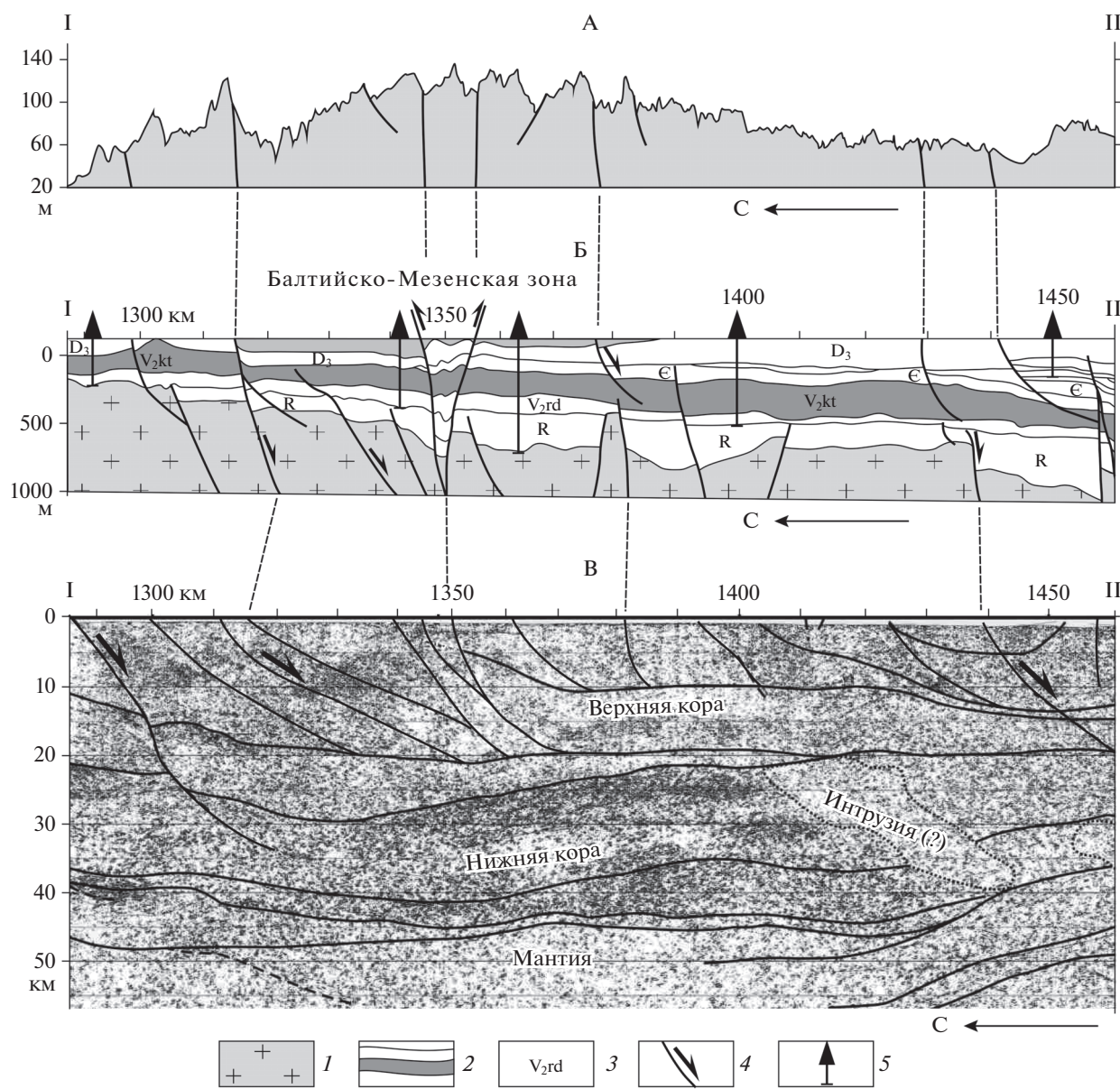


Рис. 2. Геологическая интерпретация сейсмического профиля I-EV и особенности проявления Балтийско-Мезенской зоны нарушений в современном рельефе (А), осадках чехла и кровли фундамента (Б), глубинной структуре (В) (с изменениями по [13, 42]).

1 – комплексы кристаллического фундамента; 2 – осадки платформенного чехла; 3 – возраст отложений; 4 – разрывы и направления перемещений по ним; 5 – скважины

и отчетливо выражены в рельефе, степень расчлененности которого при этом резко возрастает (см. рис. 2, А). Некоторые грабены, осложняющие комплексы фундамента и чехла, вверх по восстанию переходят в инверсионные складчато-разрывные структуры типа цветка (см. рис. 2, Б, 1350 км). Интерпретация рассматриваемого профиля позволяет связать приповерхностные нарушения с наклонными и листрическими разрывами, которые по мере погружения постепенно выполаживаются и на глубине 20 км переходят в зону пологого дачмента, развитого вдоль границы верхней и нижней коры (см. рис. 2, В). В [13] система пологих

нарушений, показанных на профиле, рассматривается в качестве палеопротерозойских надвигов. Сбросовые смещения вдоль верхнекоровых разрывов, вероятно, являются более поздними. Они подчеркиваются изгибами и смещениями поверхностей сейсмических отражений вдоль разрывов (см. рис. 2, В), а также отражены в структуре кровли фундамента и нижних горизонтов осадочного чехла (см. рис. 2, Б).

Балтийско-Мезенская зона почти ортогонально пересекается с тектоническими зонами субмеридиональной и северо-западной ориентировки, про-

никающими из докембрийских комплексов Балтийского щита в осадки фанерозойского чехла Русской плиты. Данные структуры являются древними нарушениями, сформировавшимися в палеопротерозое, но все они имеют признаки более поздней активизации [2, 3, 7, 11, 20, 25, 46, 47]. Наиболее крупными поперечными нарушениями являются следующие структуры (с запада на восток):

- Гдовская зона, прослеженная в восточном борту Чудского озера, и предполагаемое ее продолжение в Финском заливе на о. Гогланд;
- Раахе-Ладожская зона, которая развита вдоль границы Карельского массива и Свеконенской провинции Балтийского щита и, вероятно, продолжается в область чехла Русской плиты, соединяясь с Волховской и Рыбинской зонами;
- Центрально-Карельская зона, представленная группой веерообразных нарушений в районе Онежского озера;
- Восточно-Карельская зона, соответствующая области сдвига и надвигания комплексов Лапландско-Беломорского пояса на Карельский массив (см. рис. 1).

Узлы пересечения этих нарушений с разрывами Балтийско-Мезенской зоны сопровождаются проявлением интенсивных складчатых и разрывных деформаций в породах чехла, например, в районах Вайварских (Синих) гор, Дудергофской и Андомской возвышенностей, в долине р. Онега [2, 7, 21, 24, 26, 45, 46].

В пределах Балтийско-Мезенской зоны и области ее динамического влияния отмечается высокий уровень исторической и современной сейсмической активности (см. рис. 1) [1, 12, 18, 42, 43], а также широко развиты следы новейших землетрясений — горизонты палеосейсмиков и сейсмодислокации [5, 6, 8, 12, 25, 30, 31].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились с применением комплексного подхода, объединяющего методы дистанционного анализа и полевых геолого-структурных исследований. Для дешифрирования и выявления системы линеаментов использовались цифровые модели рельефа высокого и среднего разрешения (1 с, 7 с), обработанные с помощью ГИС технологий для составления карт затененного рельефа, экспозиций склонов (аспект) и гипсометрических профилей. При выделении линейных нарушений учитывались их соотношения с эрозионно-аккумулятивными формами ледникового и позднеледникового рельефа. На цифровых картах отображены дугообразные валы и террасы, сформировавшиеся вдоль кромок отступавших ледниковых покровов и постледниковых озер (рис. 3, А). Дешифрируется система линеаментов — новейших разрывов, которые пересекают, разрушают и смещают эти ледниковые и озерно-ледниковые мор-

фоструктуры. Наиболее протяженные разрывы проявлены также в согласованных (сдвиговых(?)) смещениях трогов ледникового выпаживания (оз. Копанское—оз. Глубокое) и коленообразных сегментов речных долин (р. Систра) (см. рис. 3, А).

На многих участках дешифрируются системы дугообразных в плане уступов и эскарпов, которые в одних случаях соответствуют ледниковым циркам, в других — тектоническим сбросам. К юго-западу от Онежского озера развита каскадная система крутых, иногда, скальных уступов юго-восточной и восточной экспозиции (см. рис. 3, Б). Они ограничивают сглаженные ледником поверхности выравнивания, полого погружающиеся в направлении обратном по отношению к экспозиции уступов, что в целом обуславливает проявление пилообразного и асимметричного поперечного профиля рельефа. Дугообразная конфигурация уступов и асимметрия их строения в разрезе являются признаками проявления листрических сбросов, вдоль которых смещения приводят к антитетическому вращению блоков и согласованному наклону их поверхностей [22, 44]. Данные структуры обычно развиты в бортах Балтийско-Мезенской зоны и образуют концентрированные каскадные системы в пределах отдельных сегментов, в частности, вдоль западных берегов Ладожского и Онежского озер (см. рис. 1).

Верификация результатов дистанционного анализа проводилась на основе полевых геолого-структурных исследований. Структурные парагенезы Балтийско-Мезенской зоны изучались в различных комплексах пород, включая докембрийский фундамент, толщи венд — фанерозойского осадочного чехла и отложения квартера.

Возрастными реперами для выявления этапов деформаций и соответствующих им структур являлись горизонты палеосейсмиков, приуроченные к определенным уровням фаунистически датированных толщ. Различным аспектам отражения палеоземлетрясений в осадочных толщах посвящены многочисленные публикации [5, 6, 9, 48, 50, 51, 53]. На основе обсуждаемых материалов и обобщения полевых наблюдений в пределах Балтийско-Мезенской зоны составлена схема возможных пространственных соотношений структур палеосейсмиков (рис. 4). В модельном виде разрезы, включающие палеосейсмиков, представлены:

- горизонтом сейсмического события;
- ассоциирующими с ним структурами хрупкого разрушения в подстилающих слоях;
- отложениями, залегающими на сейсмогенных образованиях со структурным несогласием и не имеющими признаков сейсмодиформаций [9].

Горизонты палеосейсмиков представляют собой комплекс отложений, залегающих непосредственно ниже бассейна в слабо литифицированном состоянии и подвергшихся воздействию сейсмических ударов с магнитудой более 5 баллов [5, 9, 48]. Эти образования зоны диагенеза наибо-

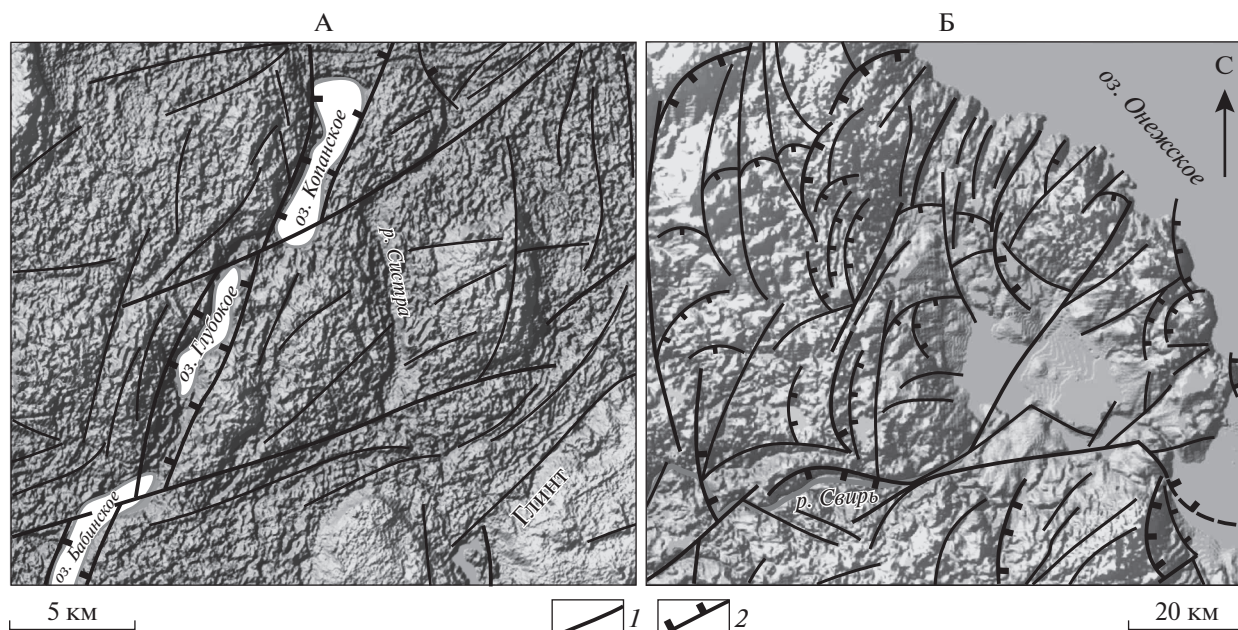


Рис. 3. Дешифрирование цифровых моделей рельефа для различных участков: А – озера: Копанское, Глубокое, Бабинское, Б – юго-западное Прионежье. 1 – разрывы (линеаменты); 2 – сбросы

лее восприимчивы к сейсмическому воздействию, в результате которого они в значительной степени теряют свои первоначальные седиментационные признаки, деструктурируются и перемешиваются, образуя горизонты дисгармоничного строения мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. Главными факторами развития структур сейсмитов являются процессы ликвификации, приводящие к трансформации водонасыщенного осадка из твердого в жидкое состояние под воздействием, прежде всего, сдвиговых напряжений, а также флюидизации – явления мобилизации воды с частицами осадка с последующим перемещением и выжиманием суспензии [48]. В результате этих процессов в пределах горизонта сейсмитов происходит неравномерная гомогенизация осадков (гомогениты), проявляются внутрислоевые процессы течения с развитием структур пережима – раздува и будинообразных форм, с которыми динамически сопряжены мелкие надвиги и складки, а также диапироподобные структуры вертикального выжимания (см. рис. 4). При проваливании слоев в разжиженный осадок формируются мешкообразные синклинали, которые, порой, закручены и образуют ролонные складки (роллы) в результате субслоевых смещений. Явления ликвификации и гравитационной неустойчивости могут приводить также к развитию связанных псевдонодулей и каплевидных складок, а в случае плотностной инверсии – диапироподобных и пламеобразных структур [5, 6]. Развитие синклиналей проседения часто связано с образованием грабенов в литифицированных слоях, подстилающих сейсмогенный горизонт. На крыльях таких структур в

результате гравитационной неустойчивости формируются послойные срывы и структуры оползания, ступенчатые сбросы и сопровождающие их брекчии обрушения (см. рис. 4). На участках высокой проницаемости трещин в подстилающих отложениях сейсмиты подвергаются объемной флюидизации, выраженной во вторичной рассеянной минерализации и развитии пирамидальных и сгруппированных конкреций [9].

В подстилающих сейсмогоризонт относительно литифицированных слоях преобладают структуры хрупкого разрушения:

- системы трещин,
- инъекционные структуры и кластические (нептунические) дайки,
- открытые трещины с признаками воздействия флюидов,
- погребенные сбросы и миниграбены (см. рис. 4).

В отличие от сложно организованных структур сейсмогенного горизонта, данные нарушения имеют относительно выдержанную ориентировку и могут быть использованы для реконструкции палеонапряжений, синхронных сейсмическому событию.

ПАЛЕОСЕЙСМИТЫ И СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ

Значимым признаком выявления сейсмогенных структур является их приуроченность к поверхностям несогласного залегания осадочных толщ. На рассматриваемой территории в строе-

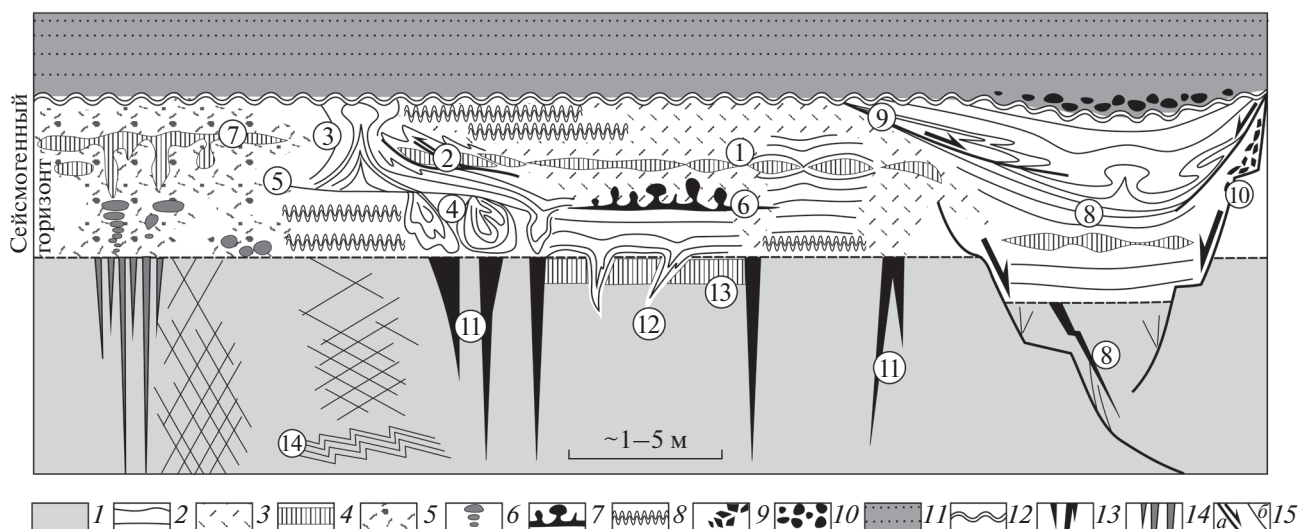


Рис. 4. Генерализованная схема пространственных соотношений структур палеосейсмиков.

Обозначены (цифры в кружочках): 1 – будиноподобные структуры; 2 – внутрислоевые надвиги и складки; 3 – диапироподобные структуры выжимания; 4 – мешкообразные синклинали и рулонные складки (роллы); 5 – неконформные поверхности; 6 – диапироподобные внедрения; 7 – связанные псевдонодули; 8 – синклинальные структуры проседания; 9 – структуры оползания; 10 – ступенчатые сбросы; 11 – нептунические дайки; 12 – инъекционные структуры; 13 – блок-будины; 14 – кинк-зоны.

1 – литифицированные отложения; 2–6 – сейсмогенный горизонт: 2 – реликты первичной слоистости, 3 – гомогениты, 4 – сейсмически измененные слои, 5 – флюидолиты, 6 – вторичные стяжения (пирамидальные конкреции), 7 – минидиапиры, 8 – конволюнтная слоистость, 9 – брекчии обрушения; 10–11 – перекрывающие слои: 10 – конгломераты, 11 – не измененные слои; 12 – поверхность несогласия; 13 – нептунические дайки; 14 – открытые трещины с флюидолитами; 15 – направления перемещений вдоль: а – разрывов, б – трещин

нии осадочного чехла развиты многочисленные локальные и региональные перерывы в осадконакоплении, угловые и азимутальные (картографические) несогласия. В пределах плитного чехла наиболее крупные региональные несогласия, связанные с существенными изменениями структуры осадочных бассейнов и условий седиментации, отмечаются между ордовиком и девонем, средним и верхним девонем, на границе девона и карбона, а на северо-востоке территории – локальные, но резко выраженные перерывами и глубокими размывами несогласия развиты в основании различных горизонтов карбоновых отложений [7, 11, 14]. В результате этого стратиграфические границы отложений чехла ориентированы под острым углом к окраине Балтийского щита и Балтийско-Мезенской зоне. При этом отложения венда и нижнего палеозоя, развитые в западной и центральной частях территории, выклиниваются в плане. Докембрийские комплексы Балтийского щита перекрыты сначала толщами среднего, затем – верхнего девона и далее к северо-востоку последовательно – нижнего, среднего и, местами, верхнего карбона (см. рис. 1).

Крупные несогласия разделяют комплексы пород с индивидуальными и общими (сквозными) структурными парагенезами и, во многих случаях, сопровождаются проявлением палеосейсмиков. На основе обобщения имеющихся данных составлена таблица, характеризующая структурные парагене-

зы различных комплексов пород, и связанные с ними этапы и стадии деформаций (табл. 1). Выделены следующие структурно-вещественные комплексы, разделенные структурными несогласиями:

- преимущественно терригенные рифей–вендские и отчасти нижнекембрийские толщи (байкальский комплекс (этап D1) в нашей работе не рассматривается),
- карбонатно-терригенные отложения кембрия–ордовика (каледонский комплекс, этап D2),
- терригенные и карбонатные отложения среднего девона–верхнего карбона (герцинский комплекс (этап D3)),
- четвертичные ледниковые и постледниковые отложения (новейший комплекс (этап D4)).

Тектонические события в период проявления главных этапов сопоставляются со стадиями (фазами) деформаций (D2a, D2b и т.д.) (см. табл. 1).

Каледонский этап (D2)

Структурные ансамбли каледонского этапа изучены в отложениях одноименного комплекса в западной части Балтийско-Мезенской зоны. Верхняя граница каледонид здесь представлена региональной поверхностью несогласия, с которой был связан длительный перерыв в осадконакоплении и формирование сильно расчлененного рельефа в результате проявления скандинавской фазой каледонского тектогенеза в позднем

Таблица 1. Этапы и стадии деформаций, соответствующие им палеосейсмита и тектониты.

Этапы деформации	Стадия деформации	Возрастные рубежи	Сейсмита и тектониты
Новейший	D4c	Голоцен	Сейсмита: гомогениты, роллы и будинаж-структуры, нептунические дайки, пок-мкки, флюидолиты, сейсмичность
	D4b	Поздний дриас (10730–9700 гг. до н.э.)	Сейсмита: гомогениты, конволюнтная слойчатость, внутрислоевые складки, флюидолиты
	D4a	Неоплейстоцен	Криогенные образования
?	?	Мезозой–кайнозой	?
Герцинский	D3c	Поздний карбон Касимовский ярус (306–303 млн лет)–пермь?	Сейсмита: брекчии обрушения, структуры проседания Тектониты: милониты, сланцеватость, кливаж, брекчии, метасоматиты
	D3b	Ранний карбон Визейский ярус (345–326 млн лет)	Сейсмита: гомогениты, роллы и будинообразные структуры, внутрислоевые складки и надвиги, нептунические дайки
	D3a	Поздний девон Франский ярус (385–374 млн лет)	Сейсмита: гомогениты, внутрислоевые складки и надвиги, осадочные брекчии, структуры разлинзования и проседания
Каледонский	D2b	Силур–ранний девон (443–397 млн лет)	Тектониты: трещины, милониты, брекчии, сланцеватость, кливаж, метасоматиты, песчанниковые дайки
	D2a	Верхний ордовик Карадокский ярус (460–? млн лет)	Сейсмита: гомогениты, структуры разлинзования, мининадвиги, какериты и брекчии, микробудины, нептунические дайки

силуре–раннем девоне [7, 49, 52]. Терригенно-карбонатные отложения среднего девона с песчаниками и линзами конгломератов в основании разреза трансгрессивно перекрывают различные горизонты ордовика и, часто, ингрессивно заполняют глубокие ложбины додевонского рельефа [7]. В области Балтийско-Мезенской зоны отмечаются следы и более ранних каледонских событий, выраженные в локальных перерывах и особенностях осадконакопления, а также горизонтами палеосейсмита верхнего ордовика.

Палеосейсмита стадии D2a. Палеосейсмита приурочены к терригенно-карбонатным отложениям карадокского яруса верхнего ордовика, которые содержат маломощные прослой глинисто-карбонатных сапропелитовых пород – кукерситов (см. рис. 1, пункты 1, 2). Признаки сейсмо-

деформаций здесь отмечаются на нескольких стратиграфических уровнях, но наиболее интенсивно они проявлены в слоях керогенных аргиллитов и кукерситовых сланцев кукурузерского (кукерситового) горизонта. В результате сейсмического воздействия прослой этих пород имеют линзовидную текстуру, в строении которой обособлены мелкие будинообразные структуры, мининадвиговые черепичные формы торошения; в слоях тонкого переслаивания глинистых известняков и сланцев в результате гомогенизации развиваются конгломератоподобные образования (рис. 5, А). В нижележащих слоях развиты хрупкие деформации, проявляются брекчии и мелкие блок-будины (см. рис. 5, А). В подстилающих сейсмогенные горизонты слоях развиты открытые трещины шириной 0.5–30 см, заполнен-

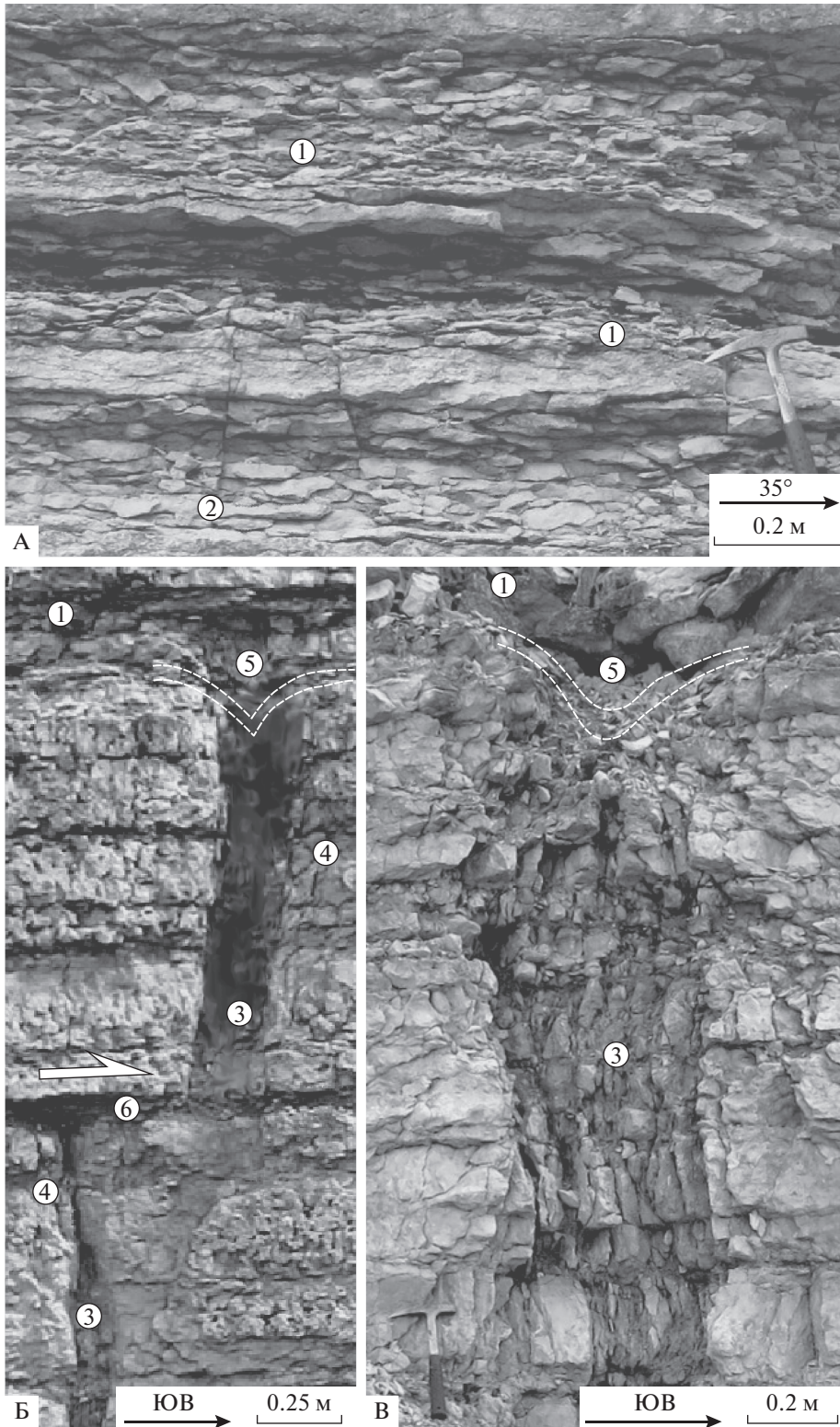


Рис. 5. Проявления палеосейсмита (D2a) в карбонатно-терригенных отложениях карадокского яруса верхнего ордовика (Алексеевский карьер, пункт 2).

А – горизонт тонкого переслаивания известняков, мергелей и кукерситовых сланцев, подверженных гомогенизации и разлинзованию в результате сейсмического воздействия;

Б–В – кластические дайки и связанные с ними структуры проседания в основании сейсмогенных горизонтов.

Обозначены: 1–2 – сейсмогенные горизонты со структурами: 1 – разлинзования и черепичного торшения, 2 – хрупкого разрушения (брекчии, блок-будины); 3 – кластические дайки; 4 – трещины со сбросовой кинематикой, оперяющие кластические дайки; 5 – синклинали проседания; 6 – субслоистые срывы.

ные кластическими (нептуническими) дайками, сложенными гомогенизированной тонкообломочной известково-глинистой массой с угловатыми обломками вмещающих известняков (см. рис. 5, Б). Также распространены узкие (до 1 м) зоны густой трещиноватости, в пределах которых микротрещины залечены кластическими прожилками известково-глинистого состава и кукерситамми (см. рис. 5, В). Для всех этих разновидностей кластических даек характерно закономерное выклинивание вниз по разрезу с прониканием на глубину до 3–4 м, в верхней части этих нарушений слои сейсмогенного горизонта испытывают проседание. В результате последующих наложенных деформаций нептунические дайки часто рассланцованы и смещены вдоль поверхностей субслоистой срыва (см. рис. 5, Б, В).

Рассмотренные палеосейсмита сингенетичны карадокским отложениям кукурзерского горизонта, накопление которых происходило в кукурзерскую стадию каледонского этапа ~460 млн лет [52] (см. табл. 1). Связанные с сейсмитами кластические дайки имеют северо-восточную ориентировку и могут быть использованы для динамических реконструкций.

Тектонические структуры стадии D2b. Данные структуры представлены широкими (0.1–4 км) зонами тектонических нарушений северо-восточного и субширотного простирания, детально изученных на территории Эстонии [49, 52] и Ленинградской области. Они образованы системой частых разрывов и сопряженных с ними складок и флексур. В районе города Нарвы нарушения вместе с вмещающими горючими сланцами ордовика с разрывом перекрыты слоями среднего девона [37].

В зонах дробления вдоль разрывов часто развит более поздний карст, заполненный карстовой глиной, а также конформные разрывам песчанниковые дайки толщиной 5–15 см. На территории Эстонии и Ленинградской области известно около 120 участков проявления субвертикальных песчанниковых даек преимущественно северо-восточного, реже северо-западного простирания [11, 37, 52]. Песчанниковые дайки и карстовые структуры рассматриваются в связи с заключительной скандинавской (405–395 млн лет) фазой растяжения каледонского этапа [52]. На изученной территории Ленинградской области было отмечено, что карст и песчанниковые дайки часто пронизывают все комплексы чехла, не имеют четкой стратиграфической

привязки и могут быть связаны не только с каледонскими, но и более поздними криогенными и постледниковыми преобразованиями.

Герцинский этап (D3)

Структурные ансамбли герцинского этапа изучены в северо-восточной части Балтийско-Мезенской зоны, где она осложняет разрез осадочного чехла от верхнего девона до верхнего карбона. Палеосейсмита здесь выявлены в верхней части франского яруса (верхний девон), на нескольких уровнях разреза визейских отложений (нижний карбон) и в основании толщи касимовского яруса (верхний карбон). Герцинские комплексы пронизаны сквозной системой трещиноватости и, локально, осложнены разрывно-складчатыми структурами.

Палеосейсмита стадии D3a. Палеосейсмита обнаружены вдоль обрывов Андомской возвышенности на юго-восточном берегу Онежского озера (см. рис. 1, пункт 6). Здесь обнажается пестроцветная толща франского яруса верхнего девона мощностью около 130 м: песчаники с горизонтами и тонкими прослоями аргиллитов с остатками ихтиофауны [15, 22]. Несколько, ориентировочно 2–3, сближенных в разрезе горизонтов палеосейсмита приурочено к верхней части девонской толщи — пачке косослоистых песчаников мощностью до 45 м. Верхний сейсмогенный горизонт приурочен к слою тонкого переслаивания аргиллитов и песчаников мощностью 1–1.5 м. В его пределах широко развиты мелкие (шириной 1–2 м) внутрислоевые складки, межслойные срывы и надвиги, миниатюрные (5–10 см) песчанниковые диапиры, прорывающие прослои аргиллитов (рис. 6, А). Примерно на 15 м ниже по разрезу развит сейсмогенный горизонт переменной мощности (0.8–2.5 м), сложенный гомогенизированными песчаниками с будинообразными структурами и обособленными линзами аргиллитов и глинистых песчаников (см. рис. 6, Б). В подстилающих слоях развиты ступенчатые и листрические малоамплитудные сбросы и связанные с ними небольшие грабены, в области которых отмечаются структуры проседания подошвы сейсмогенного горизонта и резкое увеличение его мощности (см. рис. 6, В). На склонах таких грабен-синклиналей развиты складчатые структуры оползания и брекчии обрушения. Сбросы и грабен-синклинами по всему изученному разрезу имеют выдержанную субширотную ориентировку.

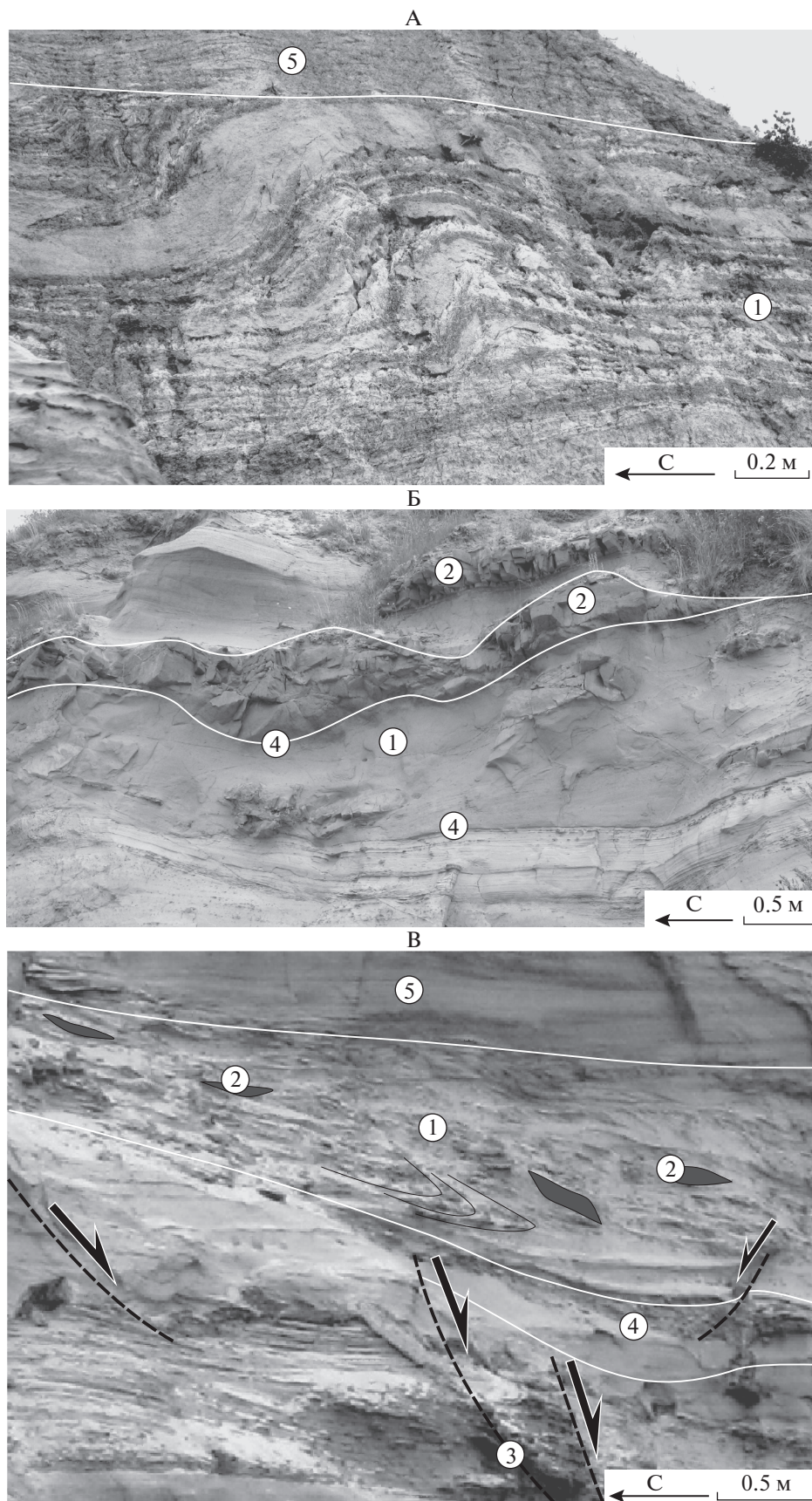
Рис. 6. Проявления палеосейсмита (D3a) в песчано-глинистых отложениях франского яруса верхнего девона (Андомская возвышенность, пункт 6).

А — внутрислоевые складки и мининадвиги (левая часть снимка);

Б — сейсмогенный горизонт гомогенизированных песчаников с будинообразными линзами аргиллитов;

В — сейсмогенный горизонт разлинзованных песчаников и развитые в его основании синклиналь проседания, листрические и ступенчатые сбросы.

Обозначены: 1 — сейсмогоризонт; 2 — линзовидные и будинообразные структуры; 3 — листрические и ступенчатые сбросы; 4 — синклинальные структуры проседания; 5 — недеформированные перекрывающие слои.



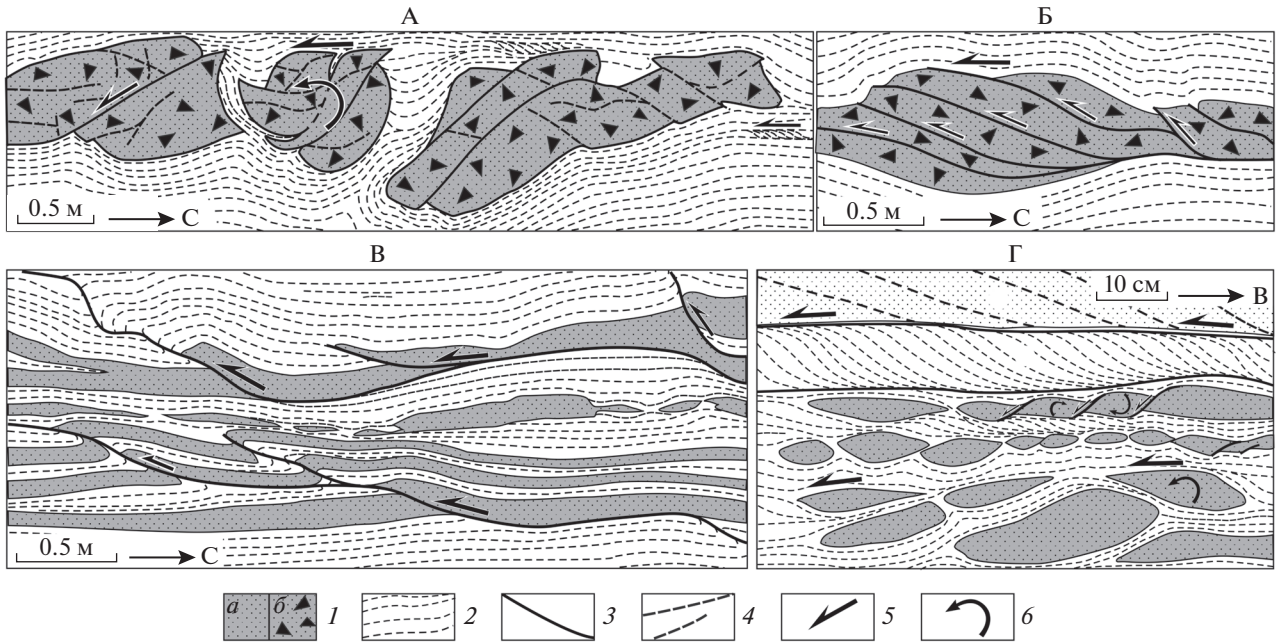


Рис. 7. Структуры палеосейсмиков (D3b) в отложениях визейского яруса нижнего карбона (вид в разрезе, р. Онега, пункты 9, 10).

А – будинообразные структуры и роллы;

Б – надвиговые дуплексы и связанная с ними структура раздува пласта;

В – внутрислойные надвиги и складки;

Г – линзовидные и будинообразные структуры.

1 – известковистые песчаники: а – слабо измененные, б – брекчированные; 2 – рассланцованные аргиллиты и аллиты;

3 – разрывы; 4 – трещины; 5–6 – направление: 5 – смещений, 6 – вращений

Рассмотренные сейсмогенные структуры часто за-
тушеваны наложенными складчато-разрывными
нарушениями и сохраняются лишь на участках по-
логого залегания слоев [45].

Палеосейсмита стадии D3b. Палеосейсмита
были выявлены на многих участках долины
р. Онега в тоще визейских отложений нижнего
карбона, которые с размывом перекрывают отло-
жения девона, венда и докембрийский фундамен-
т на северо-востоке Балтийско-Мезенской зоны
(см. рис. 1, пункты 7, 9, 10). Визейская толща име-
ет сложное строение и представлена пестроцвет-
ными осадками – бокситовыми породами (алли-
тами) и каолиновыми глинами, красноцветными
песчаниками и алевролитами, содержит
линзовидные прослои полимиктовых конгломе-
ратов, мергелей и доломитизированных извест-
няков [14, 46]. Мощность толщи сильно меняется
и достигает 85 м. Эти континентальные отложе-
ния озерно-болотных фаций представляют собой
рудноносную толщу, с которой связаны месторож-
дения бокситов (Иксинское, Плесецкое, Дени-
славское). Исходным материалом бокситов слу-
жили продукты выветривания палеопротерозой-
ских основных пород, а условия концентрации руд
предопределялись многократным переотложени-
ем и обогащением кор выветривания в локальных
понижениях и сквозных грабенообразных прова-
лах, выраженных в кровле фундамента [14].

Палеосейсмита развиты на многих уровнях раз-
реза визейской толщи. Широко распространены
гомогениты – это утратившие признаки первичной
слоистости аллиты и алевролиты с мелкочаеистой
структурой, обусловленной развитием хаотичной
системы синдиагенетических трещин с признаками
инъекций алевролит-глинистых пород и флюидной
переработки. С горизонтами гомогенитов связаны
диапироподобные и инъекционные структуры,
субслойные зоны, напоминающие меланж и псев-
доконгломераты, системы конседиментационных
ступенчатых сбросов и брекчии обрушения [46].

К востоку (8–24 км) от пос. Улитино в бортах
р. Онега пестроцветные визейские отложения
мощностью до 30 м залегают с угловым несогласи-
ем на складчатых слоях верхнего венда, слагая
крылья пологой антиклинали шириной до 350 м и
протяженностью более 16 км. Выше залегают сло-
и песчаных доломитов и мергелей серпуховского
яруса с линзами брекчий и конгломератов в осно-
вании. Горизонты палеосейсмиков развиты на двух
уровнях визейской толщи. В нижней ее части в ин-
тервале мощности до 2.5 м в виде единой цепочки
структур развиты субслойные срывы и надвиги,
надвиговые дуплексы, диапироподобные и буди-
нообразные структуры, а также сильно закручен-
ные роллы (рис. 7, рис. 8, А). В кровле сейсмоген-
ный горизонт с несогласием перекрыт аллитами и
алевролитами с линзой конгломератов в основа-

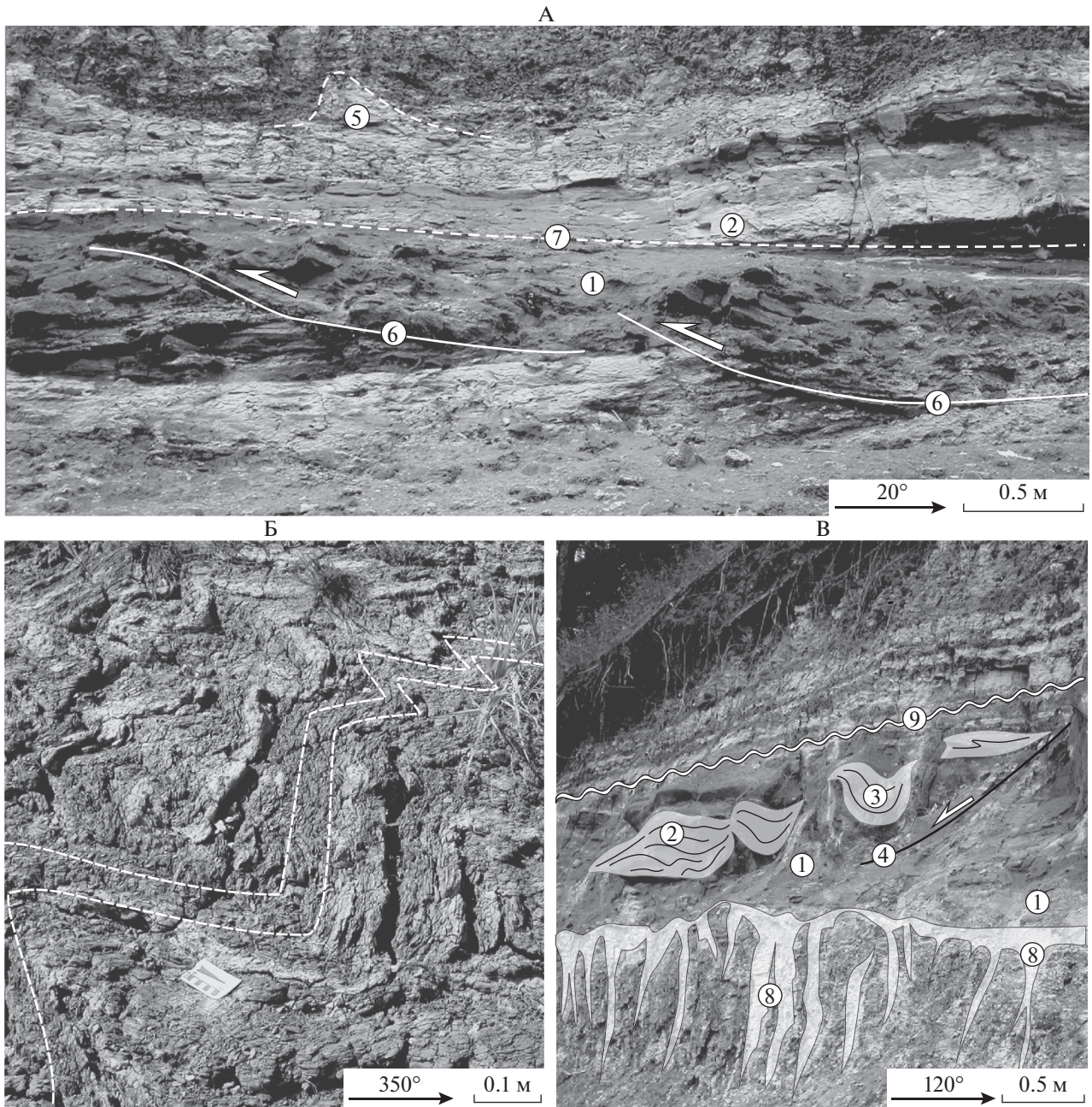


Рис. 8. Проявления палеосейсмитов (D3b) в песчано-глинистых пестроцветных отложениях визейского яруса нижнего карбона (р. Онега, пункты 9, 10).
 А – внутрислоевые надвиги и диапироподобные структуры сейсмогенного горизонта в основании визейской толщи;
 Б – шевронные складки;
 В – сейсмогенный горизонт и связанные с ним нептунические дайки в кровле визейской толщи.
 Обозначены: 1 – алевролит-глинистые гомогениты; 2 – линзовидные структуры; 3 – мешкообразные синклинали; 4 – конседиментационные сбросы; 5 – диапироподобные структуры; 6 – внутрислоевые надвиги; 7 – неконформные поверхности; 8 – нептунические дайки; 9 – поверхность несогласия.

нии. В подстилающих слоях развиты хаотичные трещины и слепые сбросы, локально, шевронные складки и кинк-зоны (см. рис. 8, Б). В основании разреза карбона залегает брекчированная кора выветривания, состоящая из обломков подстилающих пород и аллитовой цементирующей массы с густой сетью жилок халцедона и кварца.

Аналогичное строение имеет сейсмогенный горизонт мощностью до 2 м в верхней части разреза визейских отложений. Здесь среди алевролит-глинистых гомогенитов по прослоям песчаников развиты будины и рулонные складки, а в подстилающих сейсмогоризонт слоях – трещины и нептунические дайки, сложенные глинисто-

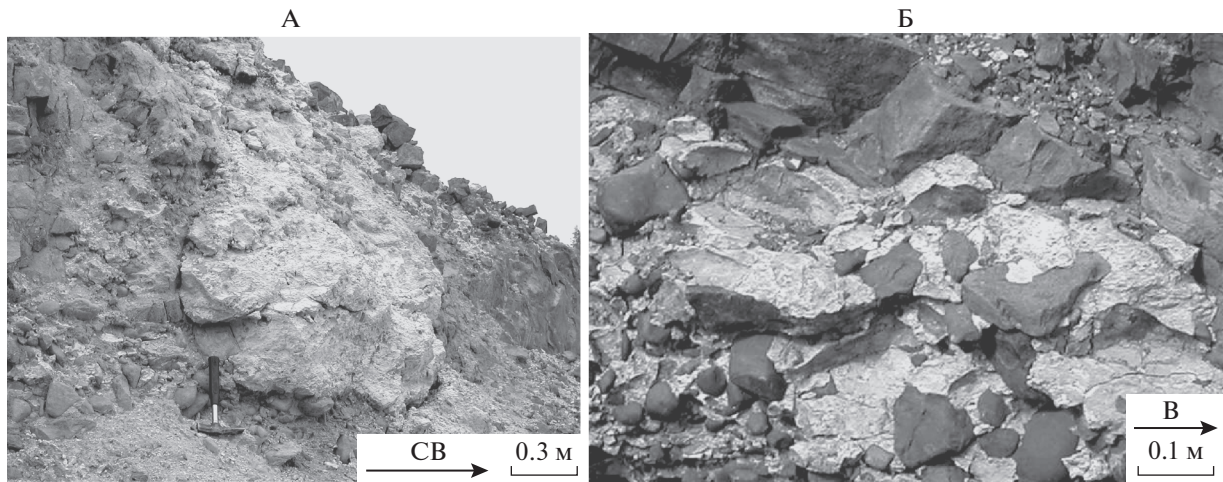


Рис. 9. Проявления палеосейсмиков (D3c) в основании толщи известняков касимовского яруса верхнего карбона (р. Онега, пункт 8).

А – мешкообразная синклираль проседания в основании карбонатной толщи касимовского яруса;

Б – конгломерато-брекчии, состоящие из галек и обломков базальтов, сцементированных органогенно-детритовыми известняками.

алевролитовым материалом (см. рис. 8, В). Эти дайки и трещины отрыва ориентированы субортгонално к осевой плоскости крупной антиклинали, приуроченной к руслу р. Онега. Это позволяет полагать, что визейские палеосейсмиче и связанные с ними нептунические дайки формировались в едином поле напряжений с этой складкой.

Палеосейсмиче стадии D3c. Они были выявлены в основании толщи известняков касимовского яруса верхнего карбона, залегающих с глубоким размывом на палеопротерозойских базальтоидах фундамента, которые образуют локальные куполообразные выступы в правом борту долины р. Онега (см. рис. 1, пункт 8). В основании верхнекарбонных осадков развиты базальные конгломерато-брекчии, заполняющие мелкие ложбины и узкие (1–3 м) линейные трого в кровле фундамента. Они сложены плохо сортированными валунно-галечными и угловатыми обломками подстилающих базитов, сцементированных известковистыми песчаниками и органогенно-детритовыми известняками. Известняки касимовского яруса образуют клиновидные и мешкообразные складки проседания в пределах линейных трогов, где они отчасти перемешиваются с конгломератами, образуя их цемент (рис. 9). В бортах трогов базальты осложнены сбросами, раздроблены и образуют трапециодную отдельность, плавно переходящую в шлейфы обрушения в составе известковистых конглобрекчий (рис. 10). Все эти образования можно рассматривать в качестве позднекарбонных палеосейсмиче, связанных с развитием узких грабенообразных трогов – активных водотоков, в которые обломочный материал поступал отчасти за счет обрушения их бортов, вероятно, спровоцированного

сейсмическими ударами. Цемент конгломератов сформировался несколько позже за счет проседания осадков карбона и проникания известковистого ила в поровое пространство конглобрекчий. Рассмотренные грабенообразные трого, а также осадки чехла и фундамента осложнены более поздними пологими надвигами северо-восточной вергентности, которые во многом напоминают гляциодислокации, но совершенно не согласуются с направлением движения ледника (на данной территории в южных румбах) (см. рис. 10).

Тектонические структуры этапа D3. Данные структуры развиты в отложениях среднего девона –

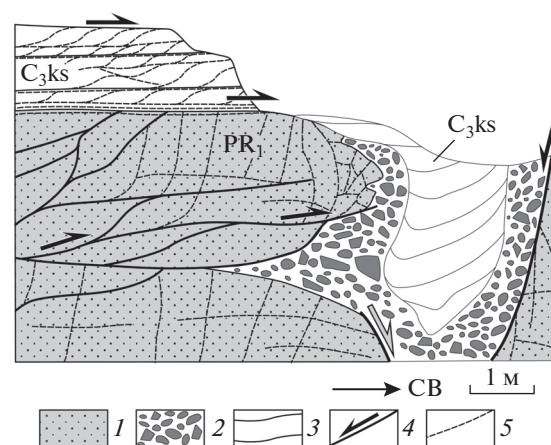


Рис. 10. Мешкообразная синклираль проседания в основании карбонатной толщи касимовского яруса, связанная с линейным грабенообразным трогом (D3c).

1 – палеопротерозойские базальтоиды; 2 – базальтовые конгломерато-брекчии с известковистым цементом; 3 – известняки касимовского яруса; 4 – разрывы и направления смещений; 5 – трещины

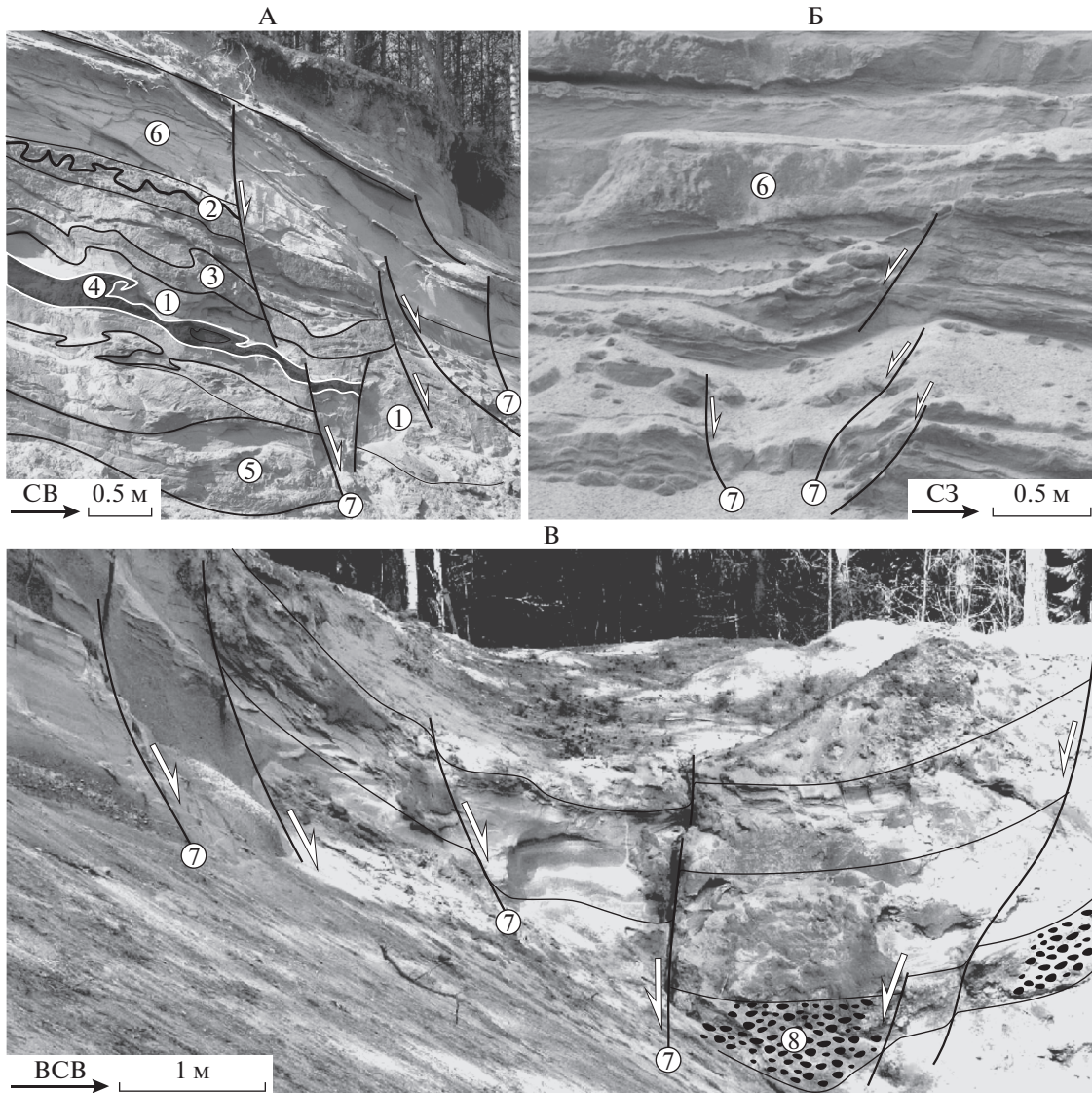


Рис. 11. Проявления палеосейсмитов (D4b) в гляциолимниевых косослоистых песках позднего неоплейстоцена (район оз. Копанского, пункт 3).

А – сейсмогенный горизонт с дисгармоничным строением (D4b), осложненный более поздними сбросами (D4c);
 Б – конседиментационные сбросы, мини grabены и брекчии обрушения (D4b);
 В – грабен-синклиналь (D4c).

Обозначены: 1 – гомогениты; 2 – конволюнтная слоистость; 3 – внутрислоевые складки; 4 – диапироподобные и пламеобразные структуры; 5 – линзовидные структуры; 6 – перекрывающие сейсмогоризонт недеформированные слои; 7 – сбросы; 8 – конгломераты.

верхнего карбона герцинского комплекса на северо-востоке Балтийско-Мезенской зоны. Обычно они представлены пологими складками и зонами трещиноватости, но в отдельных узлах – резко выраженными складчато-разрывными структурами [45, 46]. Выше был рассмотрен пример, показывающий, что крупная герцинская складка в долине р. Онега динамически сопряжена с развитием сингенетичных трещин отрыва и нептунических даек в слоях нижнего карбона. Субортогонально к этой системе складок развиты сбросы и узкие сейсмогенные трюги в основании толщи верхнего карбо-

на. Герцинские структуры с глубоким разрывом перекрыты четвертичными отложениями. Из этого следует, что герцинские складчатые структуры формировались длительное время, синхронно с палеосейсмитами нижнего и верхнего карбона.

Новейший этап (D4)

Структурные ансамбли этапа D4a. Они представлены гляциодислокациями, которые осложняют ледниковые моренные и флювиогляциальные комплексы неоплейстоцена, а также подстилающие дочетвертичные образования [11]. Эти

структуры сильно осложняют распознавание тектонических нарушений и, вместе с тем, являются важным структурным репером для выявления доледниковых и постледниковых деформаций.

Палеосейсмитах стадий D4b и D4c. Палеосейсмитах были выявлены в поздне- и постледниковых озерных и озерно-аллювиальных отложениях позднего неоплейстоцена — голоцена. Наиболее ранние сейсмитах обнаружены в осадках позднеледниковых озер, развитых вдоль южной окраины Балтийского щита (см. рис. 1, пункт 3).

Гляциолимний Балтийского позднеледникового озера (lgIIIb) залегает на осташковской морене (gIIIos) и занимает большую площадь акватории Финского залива, приглинтовой низины и в южном Приладожье. По времени формирования эти отложения относятся к позднему дриасу (10730–9700 лет до н.э.) [7]. Они представлены глинами, в том числе, ленточными, а также косо-слоистыми песками с галькой и гравием общей мощностью до 25 м. Сейсмогенные структуры были обнаружены в карьерах района озер Копанское и Глубокое среди песков, образующих мощные (4–5 м) косо-слоистые серии прибрежных и дельтовых фаций, сформировавшиеся в южном удаленном от края ледника борту позднеледникового озера (см. рис. 1, пункт 3). Палеосейсмитах представлены линзовидными горизонтами гомогенизированных песков, в массе которых заключены слои дисгармоничного строения. С каждым из этих прослоев связаны обособленные текстурные и структуры:

- конволютная слойчатость,
- мелкие складки-надвиги,
- диапироподобные и пламеобразные структуры,
- пережимы и раздувы слоев (рис. 11, А).

Широко распространены конседиментационные (слепые) сбросы с брекчиями обрушения, миниграбены и связанные с ним структуры проседания (см. рис. 11, Б). Эти структуры растяжения (D4b) имеют северо-восточное простирание. Также встречаются грабен-синклинали северо-западной ориентировки шириной 10–30 м. Они осложняют весь видимый разрез песчаной толщи и являются более поздними структурами (D4c) (см. рис. 11, В). С разрывами иногда связаны проявления флюидолитов — ореолы окислов железа и мелкие (0.2–0.5 м) штокверковые тела песчаной пульпы с железомарганцевой пропиткой.

Во многом аналогичный комплекс структур новейших сейсмитах был выявлен в неоплейстоцен—раннеголоценовых отложениях и в основании отложений позднеголоценовой ладожской трансгрессии юго-восточного Приладожья в долинах р. Свирь и р. Оять [5, 6] (см. рис. 1, пункт 4). Здесь также установлены грабенообразные струк-

туры проседания и клинья внедрения (нептунические дайки) песков в нижележащие слои амплитудой до 1.5–2 м. Эти нарушения имеют северо-восточную и северо-западную ориентировку. Определения абсолютного возраста органического материала, отобранного из деформационных структур палеосейсмитах, соответствуют интервалу времени от 10.5 до 2.7 тыс. 14С л.н. [5, 6]. Возраст самого молодого Свирско-Оятского сейсмического события оценивается в интервале от 4.5 до 2.0 тыс. 14С л.н. (поздний голоцен) [6].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совокупность геофизических, геоморфологических и геолого-структурных признаков, рассмотренных в нашей работе, в большей степени соответствует представлениям о существовании широкой и протяженной Балтийско-Мезенской тектонической зоны, разделяющей Балтийский щит и Русскую плиту [2, 3, 36] (см. рис. 1). На всем протяжении этой зоны отмечаются изменения конфигурации и смещения осей магнитных аномалий; на сейсмических разрезах дешифрируются системы разрывов, пронизывающих комплексы фундамента и чехла (см. рис. 1, см. рис. 2). На поверхности эти нарушения выражены в виде различных форм рельефа, часто, нарушают и смещают ледниковые морфоструктуры, проявляются в виде дислокаций постледниковых отложений (см. рис. 2, см. рис. 3).

Разрывно-складчатые структуры и пояса трещиноватости Балтийско-Мезенской зоны рассматриваются в качестве гляциодислокаций, связанных с динамическим воздействием ледника на Балтийско-Ладожский глинт [26, 27]. Предполагается, что рассматриваемая регионально выраженная морфоструктура служила препятствием на пути движения ледника, испытывала деформации и разрушение, в результате чего крупные пластины слоев кембрия и ордовика были сорваны с уступа и перенесены к югу на сотни километров. Однако интенсивные деформации проявлены не только в области глинта. Они широко развиты и к югу и к северу от него, охватывают приглинтовую низменность и акваторию Финского залива, прослеживаются на северо-восток вдоль Балтийско-Мезенской зоны на участок, где глинт отсутствует. На тектонический генезис этих нарушений указывают следующие признаки [2, 3, 7, 11, 29, 36, 49, 52]:

- системы трещин и разрывов имеют выдержанную и закономерную ориентировку;
- они выражены в современном и дочетвертичном рельефе;
- сопровождаются малоамплитудными вертикальными смещениями и проникают в фундамент;

• с разрывами связаны флюидные проявления и родоновые аномалии, а также вторичная минерализация.

Признаки длительного развития Балтийско-Мезенской зоны свидетельствуют о ее тектоническом генезисе, как предполагается, начиная с палеопротерозоя, на протяжении рифея и фанерозоя [34, 35]. Рассмотренные в работе материалы о палеосейсмитах, поверхностях несогласий и структурных особенностях различных комплексов пород характеризуют фанерозойский период развития этого нарушения.

Установлены каледонский, герцинский и новейший этапы деформаций, каждый из которых сопровождался несколькими стадиями тектогенеза (см. табл. 1). С каледонским этапом было связано формирование горизонтов палеосеймитов кукрузской стадии ~460 млн лет, а также складчато-разрывных структур, сформировавшихся в позднем силуре–раннем девоне [52]. Герцинский этап проявился несколькими сейсмическими событиями в позднем девоне (франский век), в раннем (визе) и позднем (касимовский век) карбоне. Сформировавшиеся при этом горизонты палеосеймитов и связанные с ними структуры растяжения обнаруживают признаки синхронного и сопряженного развития с системой складок герцинского комплекса отложений. С новейшим этапом были связаны неоплейстоценовые гляциодинамические процессы и две стадии проявления сейсмических событий в позднем и постледниковое время, которые сопровождались активизацией древних разрывов и локальным развитием складчатых структур.

Можно предполагать, что выявленные этапы и стадии деформаций отражают далеко не полный спектр тектонических событий, связанных с развитием Балтийско-Мезенской зоны. Это связано с неполной сохранностью геологических комплексов со следами геологической летописи, с плохой обнаженностью и фрагментарностью наблюдений. Отсутствие геохронологических реперов и соответствующих комплексов отложений не позволяют охарактеризовать раннеальпийский этап развития рассматриваемой зоны.

Разработанная шкала сейсмических и деформационных событий Балтийско-Мезенской зоны может быть использована для тектоно-динамических реконструкций на основе дополнительного анализа материалов о структурно-кинематических парагенезах (см. таблицу).

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные показали, что Балтийско-Мезенская зона, развитая вдоль границы Балтийского щита и Русской плиты, характеризуется рядом геологических, геофизических и гео-

морфологических признаков, позволяющих рассматривать ее в качестве тектонического нарушения.

2. Балтийско-Мезенская зона представляет собой долгоживущую структуру, которая развивалась в результате проявления нескольких стадий активизации во время каледонского, герцинского и новейшего этапов деформаций.

3. На основании анализа особенностей строения и размещения горизонтов палеосеймитов, поверхностей несогласий и структурных особенностей различных осадочных комплексов чехла нами установлено восемь стадий развития этой зоны в фанерозое на каледонском (стадии D2a, D2b), герцинском (стадии D3a, D3b, D3c) и новейшем (стадии D4a, D4b, D4c) этапах.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность Ю.А. Морозову за полезные замечания и рекомендации.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00485), госбюджетной темы № 0135-2016-0012 и программы Президиума РАН № 8 (проект № 0135-2018-0040).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ассиновская Б.А., Горшков В.Л., Шербакова Н.В., Панас Н.М.* Активные разломы, выявленные по данным геодинимических наблюдений в Балтийском море // Инженерные изыскания. 2013. № 2. С. 50–55.
2. *Афанасов М.Н.* Неотектоника и голоценовые проявления золота, самородной ртути и других эндогенных минералов в Ленинградской области // Отечественная геология. 2011. № 2. С. 55–59.
3. *Афанасов М.Н., Казак А.П.* Проявление тектономагматической активизации на северо-западе Русской плиты и перспективы поисков полезных ископаемых (Псковская, Ленинградская, Новгородская области) // Вестник СПбГУ. 2009. Сер. 7. Вып. 4. С. 20–31.
4. *Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: КарНЦ, 1971. 74 с.
5. *Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.* Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры // Вестник СПбГУ. 2009. Сер. 7. Вып. 1. С. 3–25.
6. *Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.* Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. II. Параметры // Вестник СПбГУ. 2010. Сер. 7. Вып. 3. С. 18–28.
7. *Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Централь-

- Европейская. Листы О-35 – Псков, (N-35), О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.
8. *Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В.* Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // ДАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 255–258.
 9. *Гаврилов Ю.О.* Отражение сейсмических палеособытий в мезозойско-кайнозойских терригенных толщах Северного Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 2017. № 1. С. 1–21.
 10. *Гарецкий Р.Г.* Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Литасфера. 2007. Т. 27. № 2. С. 3–13.
 11. Геология СССР. Т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области / А.В. Сидоренко (ред.). М.: Недра, 1971. 503 с.
 12. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Н.В. Шаров (ред.). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.
 13. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. / А.Ф. Морозов (ред.). М.: ГЕОКАРТ– ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.
 14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист Р-(35)-37. Петрозаводск. Объяснительная записка / СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.
 15. *Енгальчев С.Ю.* Геологическое строение и генезис дислокаций на Андомской горе // Вестн. СПбГУ. 2007. Сер. 7. Вып. 1. С. 32–39.
 16. *Енгальчев С.Ю.* Восходящие флюидные разгрузки и металлогения плитных комплексов Восточно-Европейской платформы // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2011. № 2. С. 16–25.
 17. *Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А., Григорьев А.Г. и др.* Геолого-геоморфологические условия формирования пок-маков в восточной части Финского залива // Регион. геология и металлогения. 2013. № 54. С. 25–37.
 18. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы // Землетрясения / Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Кн. 1. 381 с.
 19. *Кириченко Л.А.* Тектоническое развитие Балтийского щита в палеозое // Новые данные по геологии и стратиграфии Северо-Запада РСФСР / Е.А. Козловский (ред.). М.: Мин. геол. РСФСР. 1977. Вып. 6. С. 5–18.
 20. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
 21. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические условия формирования Дудергофской структуры (юго-восточная окраина Балтийского щита) // Изв. ВУЗов. Сер. Геол. и разведка. 2016. № 5. С. 8–17.
 22. *Копн М.Л.* Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках: опыт кинематического анализа. М.: ГЕОС, 2017. 96 с.
 23. *Корнеев О.Ю., Свечников А.И., Рыбалко А.Е., Никитин М.А., Назарова О.В.* Выявление геологических опасностей с помощью высокочастотного сейсмоакустического профилирования и локации бокового обзора для целей ГМГСШ // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 48–53.
 24. *Крапивнер Р.Б.* Строение и условия формирования приповерхностных неотектонических дислокаций (на примере некоторых районов Евразии). Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: ИФЗ, 1990. 42 с.
 25. *Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
 26. *Малаховский Д.Б., Амантов А.В.* Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы // Геоморфология. 1991. № 1. С. 85–95.
 27. *Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю.* Ледниковые отторженцы и гляциодислокации Северо-Запада Русской равнины // Мат-лы гляциол. исслед. 1982. № 44. С. 121–128.
 28. *Можжаев Б.Н.* Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. М.–Л.: Недра, 1973. 231 с.
 29. *Никитин М.Ю.* Геоэкологические особенности травертинообразования на территории Ижорского плато. Автореф. ... к. г. н. СПб.: СПбГУ, 2014. 23 с.
 30. *Никонов А.А., Мийдел А.М.* Обнаружение сейсмогенных деформаций в последледниковых отложениях на южном побережье Финского залива // ДАН. 2003. Т. 390. № 6. С. 799–804.
 31. *Никонов А.А., Полещук А.В., Зыков Д.С.* О новейших разрывах и палеосейсмодислокациях в Онежской палеопротерозойской структуре Балтийского щита (Восточно-Европейская платформа) // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 11. С. 3–18.
 32. *Полканов А.А.* Геология хогландия-иотния Балтийского щита. М.–Л.: Изд-во АН СССР. 1956. 122 с.
 33. *Пуура В.А., Мене К.А., Мянников Р.М., Пиррус Э.А.* Палеотектоника и фауна Балтийского бассейна в кембрии и во время ордовикского фосфорито- и кукурситонакопления // Тектоника, фауна и формации Запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1987. С. 74–86.
 34. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.
 35. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 357 с.
 36. *Скопенко Н.Ф., Иванов А.И., Скороспелкин С.А. и др.* Перспективы алмазоносности зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Разведка и охрана недр. 1998. № 7–8. С. 31–32.
 37. *Сыстра Ю.И.* О фанерозойских тектонических движениях зоны сочленения Фенноскандинавского щита с Русской плитой // Связь поверхност-

- ных структур земной коры с глубинными / Мат-лы XIV международн. конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 242–245.
38. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. Корреляция познедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.
 39. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г. и др. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее–палеозое по данным геотрансекта Ев-1 (Людейное Поле–Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65–94.
 40. Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: КНЦ РАН. 2012. 179 с.
 41. Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
 42. Assinovskaya B., Ovsov M.K. Seismotectonic zoning of the Finnish–Bothnia region based on the structural analysis method // Russian J. of Earth Sci. 2014. Vol. 14. P. 1–12.
 43. Assinovskaya B., Shchukin J., Gorshkov V., Shcherbakova N. On recent geodynamics of the Eastern Baltic Sea region // Baltica. 2011. Vol. 24. № 2. P. 61–70.
 44. Bergh S.G., Liland K.H., Corner G.D., Henningsen T., Lundekvam P.A. Fault-controlled asymmetric landscapes and low-relief surfaces on Vestvågøya, Lofoten, North Norway: inherited Mesozoic rift-margin structures? // Norwegian J. of Geology. Vol. 98. № 4. P. 379–403.
 45. Kolodyazhny S.Y., Baluev A.S., Terekhov E.N. Andoma segment of south-eastern margin of Fennoscandian shield: structure and evolution // Geotectonics. 2016. Vol. 50. № 4. P. 389–406.
 46. Kolodyazhny S.Yu., Zykov D.S., Leonov M.G. Structural–kinematic parageneses of the basement and cover at the southeastern margin of the Baltic Shield // Geotectonics. 2007. Vol. 41. № 6. P. 423–439.
 47. Morozov Yu.A. The role of transpression in the structural evolution of the Svecokareliides in the Baltic Shield // Geotectonics. 1999. Vol. 33. № 4. P. 302–313.
 48. Obermeier S.F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes // Engineer. Geology. 1996. Vol. 44. № 1–4. P. 1–76.
 49. Puura V., Vaher R. Cover structure // Geology and mineral resources of Estonia / A. Raukas, A. Teedumae (eds.). Tallinn: Estonian Acad. Publishers, 1997. 436 p.
 50. Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology. 1969. Vol. 13. № 1–2. P. 155–159.
 51. Seilacher A. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events // Marine Geology. 1984. Vol. 55. P. 1–12.
 52. Sokman K., Kattai V., Vaher R., Systra Y.J. Influence of tectonic dislocations on oil shale mining in the Estonia deposit // Oil Shale. 2008. V. 25. № 2. P. 175–187.
 53. Sims J.D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments // Tectonophysics. 1975. Vol. 29. P. 141–152.

Рецензент: Ю.А. Морозов

Tectonic Features and Stages of Evolution of the Baltic-Mezen Shear Zone in the Phanerozoic, North-West of Russia

S. Yu. Kolodyazhny^{a,*}, E. N. Terekhov^a, A. S. Baluev^a, A. V. Poleshchuk^a, D. S. Zykov^a

^aGeological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017, Russia

*e-mail: kolod63@mail.ru

The general tectonic features of the Baltic-Mezen zone developed along the border of the Fennoscandian shield and the Russian Plate in the north of the East European platform, are considered. The geophysical remote methods and structural analysis were used. It has been established that the zone has a length of more than 1000 km with a width of 10–40 km and can be traced from the Gulf of Finland in the sub-latitudinal direction along the southern shores of the Lake Ladoga and the Lake Onega in the valley of the River Onega. The Baltic-Mezen zone is represented by a system of folds and faults, fracture zones and brecciation, complicating the complexes of the Archean–Paleoproterozoic basement and the Vendian–Phanerozoic cover. Throughout the zone, changes in the configuration and displacement of the axes of the magnetic anomalies are noted; on seismic sections, the systems of discontinuities penetrating the basement and cover complexes are decrypted. On the surface, the discontinuous structures of the zone are expressed in the various forms of relief, often violate and displace glacial morphostructures. Based on the analysis of materials on the nature of the paleoseismites distribution and surfaces of unconformity in the sediments of the cover, as well as the structural features of various rock complexes, a long period of development of the Baltic-Mezen zone was established during the Caledonian, Hercynian and the latest stages of deformation. The Caledonian stage was

associated with the formation of paleoseismite horizons (~460 Ma) of Kukruz phase, as well as the folded-fault structures formed in the Late Silurian–Early Devonian. The Hercynian stage was manifested by several seismic and tectonic events in the Late Devonian (Frasnian age), in the Early (Viséan age) and Late (Kasimovian century) Carboniferous. The newest stage was associated with Neopleistocene glaciodynamic processes and two stages of seismic events in the late and post-glacial period, which were accompanied by activation of ancient faults and local development of folded structures. The developed scale of paleoseismic and deformation events of the Baltic–Mezen zone can be used for tectono-dynamic reconstructions based on additional analysis of materials of structural-kinematic research.

Keywords: intraplate tectonics, geodynamics, shear zone, paleoseismite, structural paragenesis, East European platform