

УДК 551.243(571.1)

## СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ И ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ БАЛТИЙСКО-МЕЗЕНСКОЙ ЗОНЫ В ФАНОРОЗОЕ, СЕВЕРО-ЗАПАД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2020 г. С. Ю. Колодяжный<sup>1</sup>, \*, Е. Н. Терехов<sup>1</sup>, А. С. Балугев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017, Москва, Россия

\*e-mail: kolod63@mail.ru

Поступила в редакцию 22.05.2019 г.

После доработки 23.11.2019 г.

Принята к публикации 26.11.2019 г.

Рассмотрены особенности тектоники Балтийско-Мезенской зоны сдвига, развитой вдоль границы Фенноскандинавского щита и Русской плиты на севере Восточно-Европейской платформы. Установлено, что тектоническая эволюция рассматриваемой зоны связана со сдвиговыми смещениями в породах фундамента, которые реализовывались и рассредоточивались в отложениях чехла в виде малоамплитудных разрывов, систем диагональных складок и надвигов, сопряженных с субслойнными срывами. Отмечена динамическая связь геолого-структурных и геоморфологических аномалий Балтийско-Мезенской зоны с сегментами изгиба ее магистрали и виргации, а также с узлами пересечения главного нарушения с поперечными разрывами. На основании изучения структурно-кинематических парагенезов установлено, что Балтийско-Мезенская зона в фанерозое развивалась преимущественно в обстановке правосдвиговой транспрессии в результате проявления восьми стадий активизации во время каледонского, герцинского и новейшего этапов деформаций. Периодически имели место смена режимов деформаций и кинематические инверсии, в результате которых зона находилась в условиях поперечного растяжения или левосдвиговой трансенсии. Кинематика Балтийско-Мезенской зоны согласуется с общими динамическими закономерностями эволюции Восточно-Европейской платформы, в частности, с формированием коллизионных структур Скандинавских каледонид, с обширными по площади проявления тектоно-магматическими событиями позднего девона и особенностями новейшего развития Европейско-Арктического региона.

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

DOI: 10.31857/S0016853X20020071

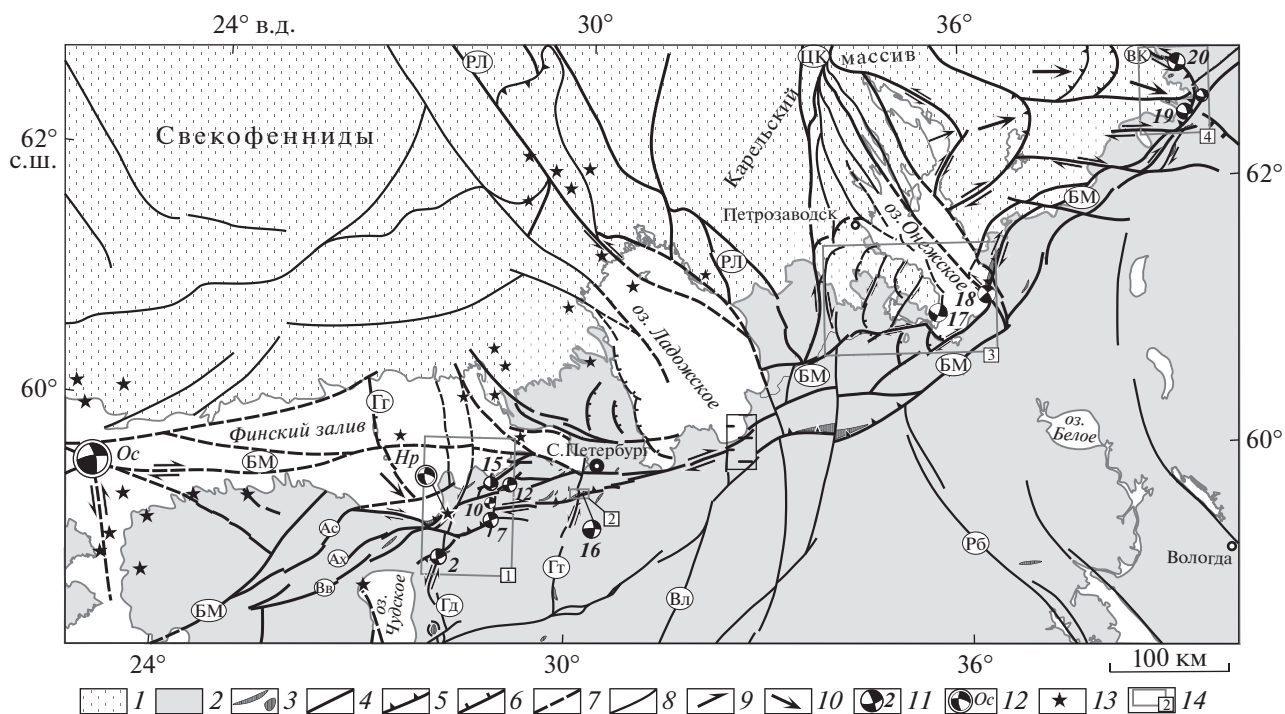
### ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени появились геолого-геофизические и металлогенические материалы, позволяющие полагать, что вдоль границы между Балтийским (Фенноскандинавским) щитом и Русской плитой развито крупное тектоническое нарушение – Балтийско-Мезенская зона, которая прослеживается в субширотном направлении от Балтийского моря до р. Мезень [2, 8, 17, 24, 36, 38, 48, 52]. Сведения о строении этой зоны фрагментарны: они касаются отдельных ее сегментов или локальных структур, структурно-кинематические особенности эволюции нарушения практически не рассматриваются. Широко развитые здесь деформации в осадках чехла обычно связывают с динамическим воздействием неоплейстоценового ледника либо с процессами гляциоизо-

статического воздымания Балтийского щита в голоцене [11, 15, 16, 30, 45].

Признаки длительной эволюции Балтийско-Мезенской зоны свидетельствуют о ее тектоническом происхождении. Предполагается, что развитие зоны началось в палеопротерозое (2.15 млрд лет) [36] и продолжалось вплоть до новейшего этапа [2, 24]. На основании изучения палеосейсмиков различных горизонтов осадочного чехла было установлено, что Балтийско-Мезенская зона в фанерозое испытала несколько стадий активизации во время каледонского, герцинского и новейшего этапов деформаций [24].

В настоящей работе рассматриваются результаты геолого-структурных исследований на участках детальных работ, которые дополняют рассмотренные ранее материалы [24] о строении Балтийско-Мезенской зоны. Анализ структур па-



**Рис. 1.** Структурно-кинематическая схема Балтийско-Мезенской зоны (с использованием данных [1, 2, 8, 11, 42, 48, 52]). Зоны нарушений (на схеме): БМ – Балтийско-Мезенская, Ас – Асери, Ах – Ахтме, Вв – Вийвиконна, Гд – Гдовская, Гг – Гогландская, Гт – Гатчинская, РЛ – Раахе-Ладожская, Вл – Волховская, Рб – Рыбинская, ЦК – Центрально-Карельская, ВК – Восточно-Карельская.

1 – архей–палеопротерозойские комплексы фундамента Балтийского щита; 2 – осадки фанерозойского чехла и границы стратиграфических комплексов; 3 – тектонические валы и поднятия; 4–8 – разрывы: 4 – преимущественно сдвиги, 5 – взбросы и надвиги, 6 – сбросы, 7 – в акватории, 8 – второстепенные; 9–10 – направления смещений: 9 – сдвиговых, 10 – тангенциальных; 11 – стереограммы палеонапряжений главного структурно-кинематического парагенеза, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый) и номера пунктов наблюдений; 12 – решения сейсмофокального механизма для Осмуссаарского (Ос) и Нарвского (Нр) землетрясений; 13 – эпицентры современных и исторических землетрясений; 14 – изученные сегменты: 1 – Лужский, 2 – Дудергофский, 3 – Южно-Онежский, 4 – долина р. Онега

леосейсмитов и связанных с ними по динамическим параметрам структурно-кинематических парагенезов позволил разработать схему тектонической эволюции Балтийско-Мезенской зоны в фанерозое.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

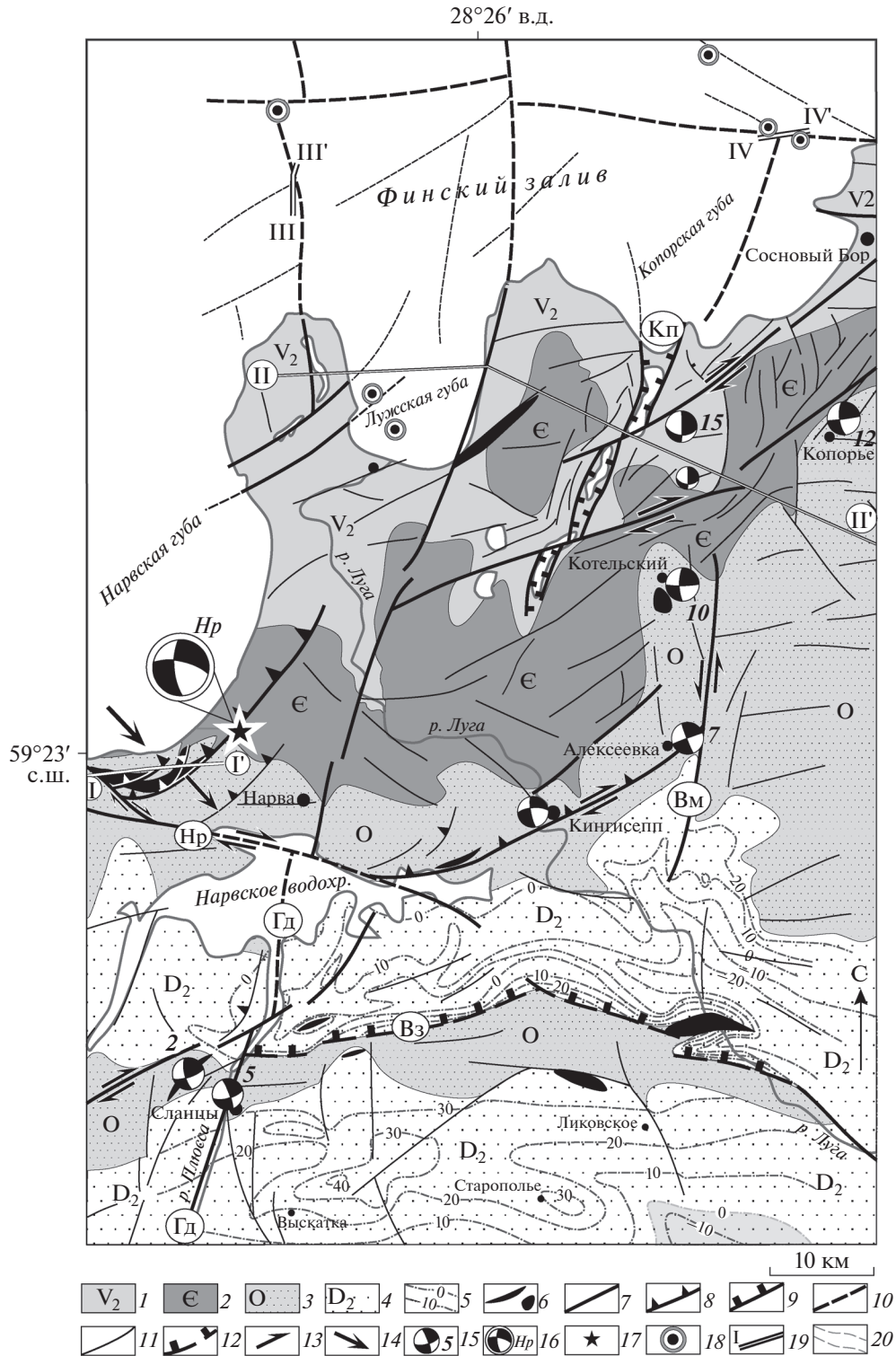
Структурные исследования были проведены нами в пределах четырех сегментов Балтийско-Мезенской зоны: Лужского, Дудергофского, Южно-Онежского и долины р. Онега (рис. 1). Для каждого сегмента составлены геолого-структурные схемы, обобщающие материалы государственных геолого-съёмочных работ [8, 10, 11, 14], результаты дешифрирования цифровых карт рельефа и наши полевые наблюдения.

#### Лужский сегмент

Территория участка охватывает область пересечения системы складчато-разрывных нарушений Балтийско-Мезенской зоны, имеющих суб-

широтное и восток–северо-восточное простирание, с субмеридиональными разломами Гдовской системы (рис. 2). Отложения ордовика и среднего девона образуют обширные плато, ограниченные с севера по внешнему контуру выходов ордовикских толщ Ордовикским глинтом. Отложения верхнего венда и кембрия слагают приглиттовую низменность и дно акватории Финского залива. Покров четвертичных отложений развит почти повсеместно. Его мощность меняется от 0.2 м (область глинта, ордовикское плато) до 30–150 м (приглиттовая низина). Отложения чехла и поверхность фундамента в целом полого (9–10°) погружаются к юго-востоку [10].

От широты г. Сланцы до берегов Финского залива отложения чехла осложнены регионально выдержанной системой трещиноватости. Преобладают трещины северо-восточного (40°–70°), северо-западного (290°–320°) и, локально, субмеридионального (350°–20°) простирания [10]. Трещины первого типа часто группируются в широкие (0.1–4 км) зоны нарушений, в пределах ко-



**Рис. 2.** Геолого-структурная схема Лужского сегмента (с использованием данных [8, 10]).

Зоны нарушений: Гд – Гдовская, Нр – Нарвская, Вэ – Везенбергская, Вм – Веймарнская, Кп – Копанская.

1–4 – осадочные отложения чехла: 1 – верхнего венда, 2 – кембрия, 3 – ордовика, 4 – среднего девона; 5 – изогипсы поверхности кровли ордовика; 6 – тектонические валы и поднятия; 7–12 – разрывы: 7 – преимущественно сдвиги, 8 – взбросы и надвиги, 9 – сбросы, 10 – в акватории, 11 – второстепенные, 12 – Везенбергский уступ (сброс); 13–14 – направления смещений: 13 – сдвиговых, 14 – тангенциальных; 15 – стереограммы палеонапряжений главного структурно-кинематического парагенеза, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый) и номера пунктов наблюдений; 16 – решение сейсмофокального механизма для Нарвского (Нр) землетрясения; 17 – эпицентры землетрясений; 18 – поля проявления пок-маков; 19 – линии разрывов; 20 – изобаты

торых встречаются мелкие (1–20 м) складки и флексуры, участки развития какиритов и брекчий, а также трещины, заполненные кластическим материалом и песком, иногда, сцементированным карбонатно-сульфидным цементом.

Системы разрывов, выявленных при дешифрировании, так же, как и региональная трещиноватость, имеют восток–северо-восточную, северо-западную и субмеридиональную ориентировку (см. рис. 2). Они выражены в современном рельефе линейными отрезками водотоков и уступов, нарушениями и смещениями аккумулятивно-эрозионных ледниковых морфоструктур. К северу от пос. Котельский в приглетневой низине два протяженных разрыва восток–северо-восточного простирания сопровождаются видимым правосторонним смещением доледниковой грабенообразной ложбины, унаследованной цепочкой современных озер Копанское, Глубокое и Бабинское (см. рис. 2). Взбросо-сдвиговая кинематика этих магистральных нарушений Балтийско-Мезенской зоны установлена в карьерах (см. рис. 2, пункты 12, 15).

Магистральные разломы, расположенные в окрестностях г. Сланцы, г. Кингисепп и пос. Алексеевка, контролируют крупные коленообразные изгибы русел рек и хорошо выражены в рельефе (см. рис. 2, пункты 2, 7). Они сопровождаются системой оперяющих диагональных сдвигов и надвигов, ориентированных под острым ( $5^\circ$ – $40^\circ$ ) углом к магистралям. С этими диагональными нарушениями связаны мелкие, часто асимметричные приразрывные складки и флексуры (рис. 3). Пликативные структуры имеют северо-западную и северную вергентность, а также обратную – южную и юго-восточную, отчасти согласованную с движением ледника. Контрвергентные к перемещению ледника структуры иногда осложнены встречными полого-надвиговыми гляциодислокациями, которые проникают на глубину 1–2 м и представлены черепичным торошением фрагментов плитчатых слоев (см. рис. 3). Разрывно-складчатые структуры переменной вергентности по морфологическим признакам сопоставимы с каледонским ансамблем структур [48, 52] и отличаются от гляционарушений более крутыми залеганиями разрывов и морфологией складок. Проявление диагональных структур в противоположных бортах магистральных сдвигов, вероятно, является причиной их дивергентности.

Материалы буровых работ показывают, что вертикальные амплитуды смещений вдоль разрывов не превышают первых десятков метров [10]. Протяженный субширотный разрыв, известный как Везенбергский уступ, выявлен при разведке Ленинградского месторождения горючих сланцев [8]. Он прослеживается к востоку от г. Слан-

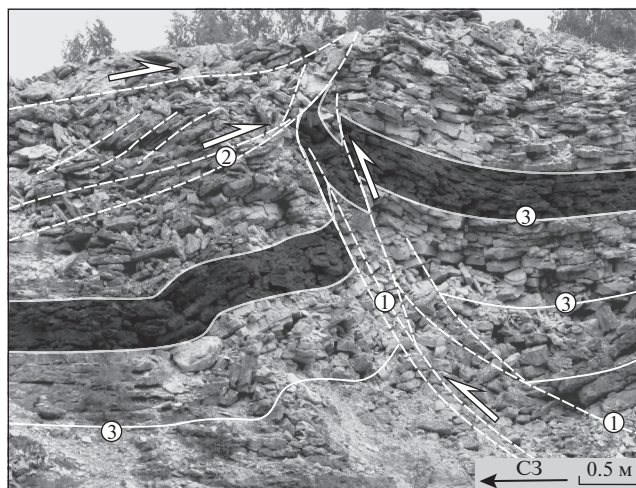


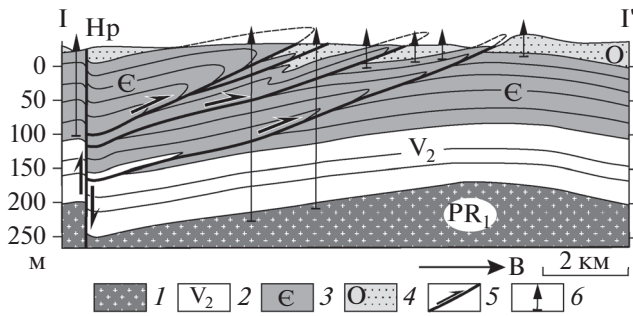
Рис. 3. Каледонская складчато-надвиговая структура в карбонатно-терригенных отложениях верхнего ордовика (карьер Печурки, пункт 2).

Обозначены (цифры в кружках): 1 – взбросо-надвиг, 2 – полого-надвиговые гляциодислокации, 3 – слоистость.

цы и выражен в изменении вертикальной позиции кровли ордовика примерно на 40–50 м. Этот крутой уступ контролирует южный борт досреднедевонской эрозионной долины, морфология которой сохранилась в очертаниях изогипс кровли ордовика (см. рис. 2). Отложения среднего девона ингрессивно заполняют древнюю долину и прислонены к Везенбергскому уступу, который можно рассматривать в качестве эрозионно-тектонического конседиментационного сброса девонского возраста. Нарушение выражено в современном рельефе локальными уступами, изгибами и порожистыми отрезками русел рек, что свидетельствует о его новейшей активизации.

На западном фланге субширотного крутопадающего Нарвского разлома вертикальное смещение поверхности фундамента и толщ чехла составляет 40–45 м (см. рис. 2). На северном борту нарушения развита чешуйчатая система надвигов, проникающих на глубины более 150 м (рис. 4). Надвиги сопровождаются лежащими и опрокинутыми складками, которые выражены в рельефе в виде группы холмов – Вайварских гор [27]. Складчато-надвиговые структуры имеют северо-восточное простирание и диагонально оперяют Нарвский разрыв. Общий структурный рисунок рассматриваемой системы нарушений может быть проинтерпретирован как результат правого сдвига вдоль Нарвского разлома и динамически сопряженных надвиговых смещений в его бортах (см. рис. 2). Структуры Вайварских гор рассматриваются в качестве гляциодислокаций [32]. Глубинный характер нарушений, а также факт проявления в районе г. Нарва землетрясения, динамические параметры которого согласуются с





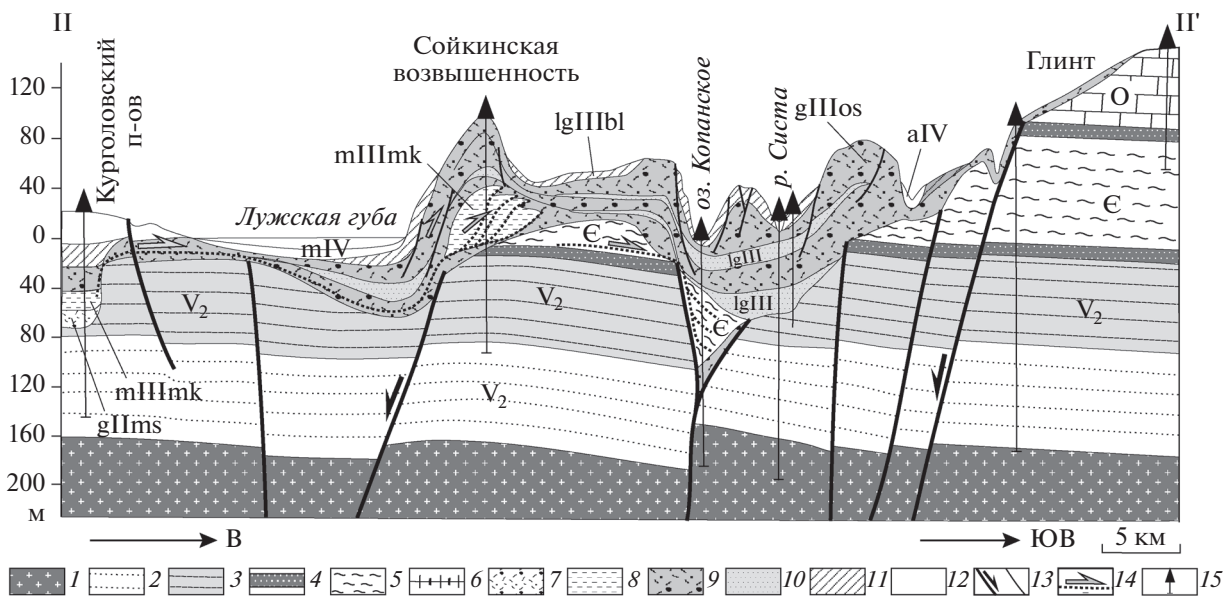
**Рис. 4.** Геологический разрез по линии I–I', пересекающий систему нарушений Вайварской возвышенности. Показан: Нр – Нарвский разлом. 1 – палеопротерозойские комплексы фундамента; 2–4 – отложения чехла: 2 – верхнего венда, 3 – кембрия, 4 – ордовика; 5 – разрывы и направления смещений; 6 – скважины

предлагаемой кинематикой разрывов [42], указывают на их тектонический генезис. По структурным особенностям Вайварские дислокации сопоставимы с каледонским ансамблем структур, но их проявление в современном рельефе и связанная с ними сейсмичность указывают также на новейшую активизацию нарушений.

К северу от г. Кингисепп бурением установлена группа разрывов северо-восточного и северо-западного простирания с амплитудами вертикальных смещений до 18 м [10]. Вдоль субмеридионального Веймарнского разрыва с амплитудой

до 13 м поднят восточный блок ордовикского плато (см. рис. 2). К западу от Веймарнского нарушения в районе пос. Котельский локализована Сумская кольцевая структура диаметром 8–10 км. Она расположена над массивом гранитов в составе фундамента, характеризуется соразмерной отрицательной гравитационной аномалией интенсивностью 2 мГл и кольцевой магнитной аномалией с центральным отрицательным полем и положительными значениями по внешнему кольцу [2, 8]. Сумскую структуру осложняет Котловское куполообразное поднятие амплитудой 35–40 м, окаймленное системой пологих синклиналей и антиклиналей [10].

На разрезе, пересекающем приглинтовую низменность и ордовикский глинт, показаны крутопадающие разрывы с вертикальными амплитудами смещений до 30 м (рис. 5). Они контролируют область глинта, поднятия и ложбины дочетвертичного рельефа. Горизонты четвертичного покрова здесь залегают на разных гипсометрических уровнях и испытывают значительные изменения в мощностях. В области глинта и ордовикского плато четвертичные образования эродированы и предствлены перлювием. Наиболее мощные гляциальные образования отмечаются в линейных ложбинах доледникового рельефа (оз. Копанское, р. Систра) и межлопастных моренных грядах (Сойкинская возвышенность) (см. рис. 5). В пределах этих морфоструктур в составе ошашковской морены бурением вскрыты крупные лед-



**Рис. 5.** Геологический разрез по линии II–II' в районе Лужской губы и оз. Копанское (с использованием данных [10]). 1 – палеопротерозойские комплексы фундамента; 2–3 – отложения верхнего венда: 2 – преимущественно песчаники, 3 – песчано-глинистые отложения, 4–5 – отложения кембрия: 4 – песчаники, 5 – преимущественно глины; 6 – терригенно-карбонатные отложения ордовика; 7–10 – отложения квартера: 7 – московские моренные (gIIms), 8 – микулинские межледниковые (mIIImk), 9 – ошашковские моренные (gIIIos), 10 – ошашковские флювиогляциальные (lgIII); 11 – гляциолимный Балтийского озера (lgIIIbl), 12 – голоценовые аллювиальные (aIV); 13 – разрывы и направления смещений; 14 – предполагаемые поверхности перемещения ледника; 15 – скважины

никовые отторженцы морских отложений микулинского межледниковья и синих глин нижнего кембрия [10, 32]. Рассматриваемые положительные и отрицательные морфоструктуры приурочены к зонам развития сбросовых нарушений и связанных с ними грабенов северо-восточного простирания (см. рис. 5). Узкие клиновидные в разрезе грабены Копанской системы выражены в рельефе кулисной цепочкой озерных долин с крутыми бортами (см. рис. 2). Малоамплитудные сбросы и грабен-синклинали, конформные простиранию Копанских структур, были выявлены нами в постледниковых отложениях (см. рис. 2, пункт 15). Таким образом, четвертичный комплекс отложений и связанные с ним морфоструктуры формировались в результате сочетания эрозионно-аккумулятивных, в частности, ледниковых процессов и проявлений тектонической активизации.

В акватории Финского залива несколько разрезов непрерывного сейсмопрофилирования пересекают системы нарушений Балтийско-Мезенской зоны. На сейсмограммах дешифрируются разновозрастные разрывы, некоторые из которых затухают в кровле отложений верхнего венда ( $V_2$ ), другие – пронизывают образования ошашковской морены (gIIIos) и гляциолимний Балтийского озера (lgIIIbl) и, иногда, проникают в голоценовые морские осадки (mIV) (рис. 6). Среди нарушений можно выделить листрические, ступенчатые и крутопадающие сбросы, контролируемые уступы, подводные трог и террасы, а также разрывы, с которыми связаны пологие антиклинали и поднятия поверхности морского дна. Системы нарушений в разрезе часто образуют отрицательные и положительные структуры цветка (см. рис. 6, а, б). Грабен-синклинали и подводные ложбины связаны с отрицательными структурами, валообразные складки и поднятия соответствуют положительным структурам. Структуры цветка могут рассматриваться как индикаторы обстановок трансенсии (отрицательные) и транспрессии (положительные формы).

С разрывными структурами Финского залива пространственно связаны участки прорыва газогидратов, выраженные в появлении на поверхности дна воронкообразных структур – пок-маков, глубина которых достигает 2–4 м, а диаметр 10–20 м [17]. Они образуют локальные группы и цепочки, вытянутые вдоль разломов. На сейсмограммах пок-макам соответствуют факелообразные сейсмически прозрачные структуры, прорывающие весь видимый разрез чехла (см. рис. 6, б, в, г). Они разделяют блоки с различным полого-складчатым строением и могут рассматриваться в качестве флюидонасыщенных тектонических нарушений.

Таким образом, в строении Лужского сегмента обособлены системы разновозрастных наруше-

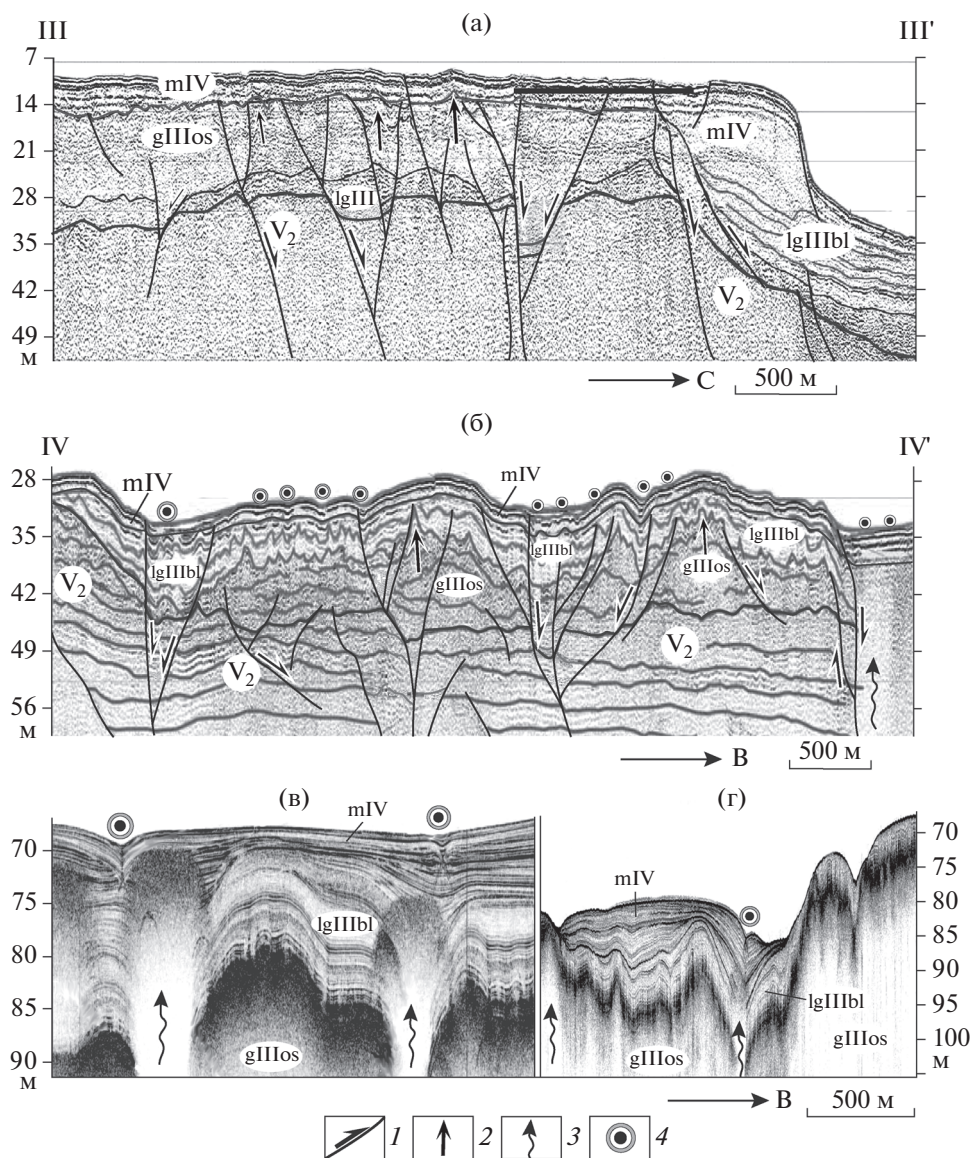
ний, формировавшихся в процессе каледонского и герцинского тектогенеза. Многие разрывы имеют признаки новейшей постледниковой активизации, что находит отражение в формах рельефа и дислокациях четвертичного покрова.

### Дудергофский сегмент

Дудергофский сегмент охватывает область одноименных высот, расположенных к югу от г. Санкт-Петербург в области пересечения одной из ветвей Балтийско-Мезенской зоны с Гатчинским разломом (см. рис. 1). Возвышенности образуют резко обособленную на фоне равнинного рельефа Ордовикского плато субширотную цепочку гряд и холмов протяженностью 8 км. Они представляют собой прямые формы рельефа и соответствуют ядрам антиклиналей, которые кулисообразно выстраиваются вдоль разрывных нарушений (рис. 7). Ядра антиклиналей сложены отложениями кембрия, а крылья – толщами нижнего-среднего ордовика [15, 20, 29, 30]. Депрессиям, обрамляющим антиклинальные поднятия, соответствуют пологие корытообразные синклинали. Наиболее крупные рельефообразующие антиклинали – Дудергофская и Кирхгофская – имеют амплитуду более 120 м при ширине 1–2 км (рис. 8, а). Они приурочены к области тектонического узла, где отмечается пересечение субширотных магистральных разрывов Балтийско-Мезенской зоны с субмеридиональной системой Гатчинских нарушений. К западу и востоку от узлового сегмента амплитуды складок уменьшаются, соответствующие им возвышенности выглаживаются. Крупные антиклинали осложнены мелкими (5–200 м) складками, которые не выражены в рельефе и срезаются поверхностью несогласия в основании четвертичного покрова.

На основании геометрического анализа слоистости установлены складки двух главных генераций, осевые плоскости которых имеют северо-восточную и северо-западную ориентировку (см. рис. 8, стереограмма I). Антиклинали северо-восточного простирания резко преобладают. Они имеют асимметричное строение и связаны с развитием сдвига-взбросов, срезающих их крутые крылья (см. рис. 8, а). Общая вергентность складчато-разрывных структур направлена на юго-восток или северо-запад. В области Кирхгофской антиклинали отмечается дивергенция, соответствующая положительной структуре цветка (см. рис. 8, а).

Складчатые структуры Дудергофских поднятий пространственно связаны с зонами тектонических нарушений, при удалении от которых они плавно затухают. Одна из наиболее крупных зон имеет ширину 10–30 м и прослеживается вдоль склонов Кирхгофской и Перякульской гряд в во-



**Рис. 6.** Интерпретация профилей высокочастотного сейсмопрофилирования в акватории Финского залива (с использованием данных [17, 18]).

(а) – сеймопрофиль по линии III–III' в районе подводного уступа, расположенного к северо-западу от Лужской губы;

(б) – сеймопрофиль по линии IV–IV' в районе Копороской губы;

(в)–(г) – сеймопрофили в районе о. Гогланд и одноименного разлома.

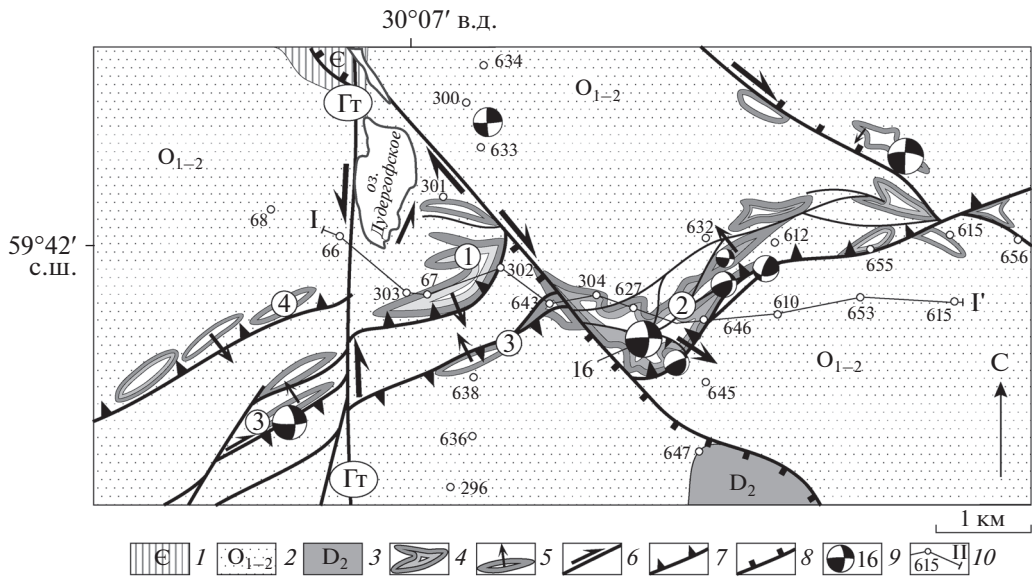
1 – разрывы и направления смещений; 2 – направления вертикальных перемещений; 3–4 – структуры пок-маков: 3 – восходящие потоки газогидратов, 4 – воронкообразные структуры на современной поверхности морского дна

сток–северо-восточном направлении (см. рис. 7). В ее пределах развиты фрагменты раздробленных сжатых и изоклинальных складок, кливаж и сланцеватость, С–S структуры милонитов, тектонические линзы и брекчии, отмечаются прожилки карбонатно-сульфидного состава (рис. 9, а). Крутопадающие структуры зоны нарушений местами с угловым несогласием перекрыты делювиальными отложениями (dIV), но некоторые нарушения проникают в постледниковые наносы и смещают их подошву (см. рис. 9, б). Делювий также не за-

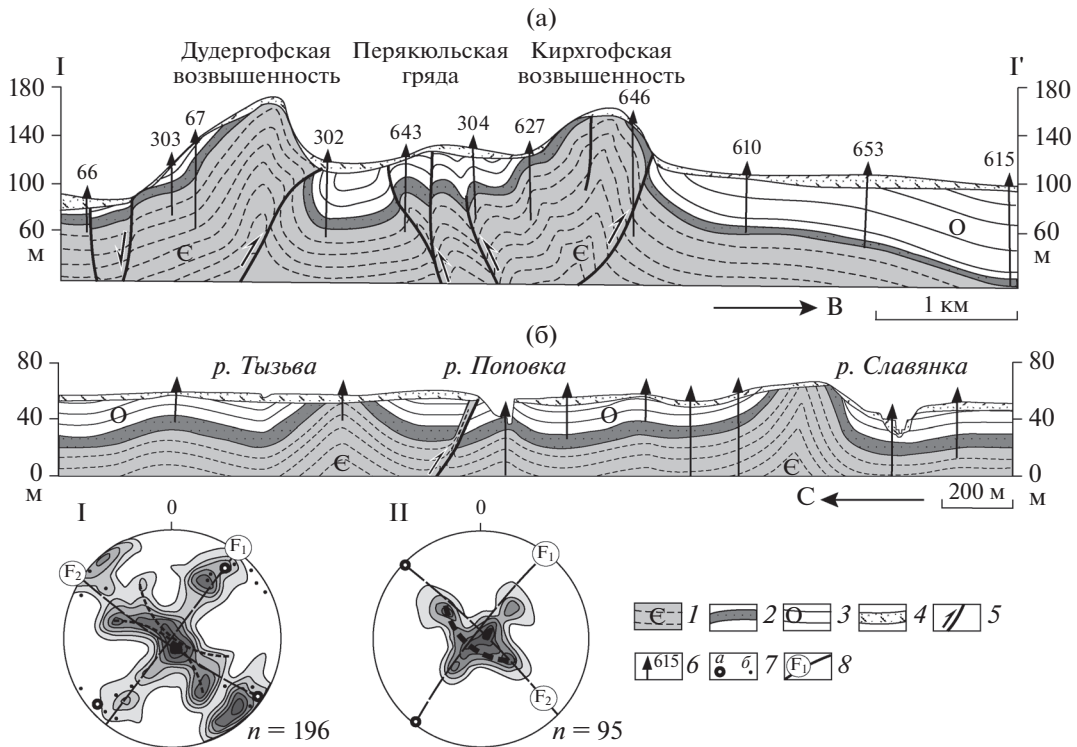
тронут гляциодислокациями, которые развиты в подстилающих слоях ордовика в виде приповерхностных пологих надвигов (см. рис. 9, в).

В окрестностях г. Павловск в 15 км к юго-востоку от Дудергофских высот развиты системы складок северо-восточной и северо-западной ориентировки, которые считаются аналогом Дудергофских структур [11, 30], но в отличие от них, рассматриваемые нарушения почти не выражены в рельефе и срезаются поверхностью выравнивания в основа-



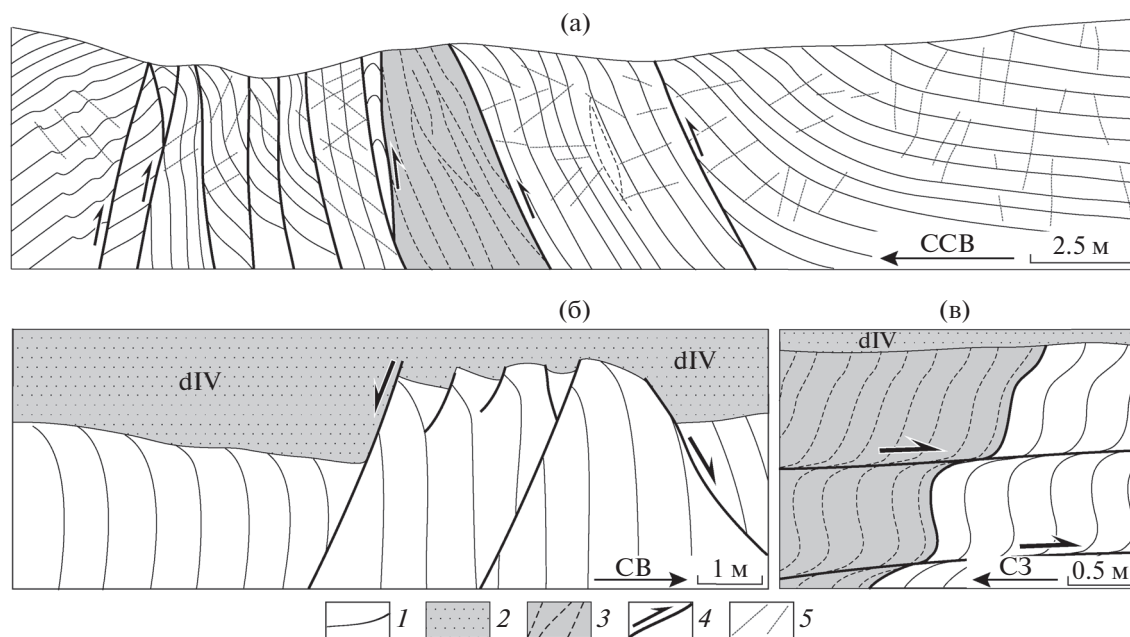


**Рис. 7.** Геолого-структурная схема участка Дудергофской возвышенности. Гряды и возвышенности: 1 – Дудергофская, 2 – Кирхгофская, 3 – Перякюльская, 4 – Кавелахтинская. 1–3 – отложения: 1 – кембрия, 2 – нижнего – среднего ордовика, 3 – среднего девона; 4 – ядра антиклинальных структур и соответствующие им поднятия; 5 – асимметричные антиклинали и направления воздымания их осевых поверхностей; 6–8 – разрывы: 6 – сдвиги, 7 – взбросы и взбросо-сдвиги, 8 – сбросы; 9 – стереограммы палеонапряжений главного структурно-кинематического парагенеза, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый) и номера пунктов наблюдений; 10 – линия разреза I–II и местоположение опорных скважин



**Рис. 8.** Геолого-структурные профили Дудергофской возвышенности (а) и к югу от г. Павловск (б), (с использованием данных [15, 29, 30]). Равноплощадные стереографические проекции полюсов слоистости (нижняя полусфера): I – Дудергофская возвышенность ( $n = 196$ , изолинии – 1/2/3/4/5/5, 4/6%), II – к югу от г. Павловск ( $n = 95$ , изолинии – 2/4/6/9/12/17%). 1–4 – отложения: 1 – кембрия, 2 – кембрия–ордовика, 3 – ордовика, 4 – квартера; 5 – разрывы и направления смещений; 6 – опорные скважины; 7–8 – структурные элементы на стереограммах: 7 – шарниры складок, найденные: а – геометрически, б – по замерам в обнажениях, 8 – осевые плоскости складок  $F_1, F_2$





**Рис. 9.** Геолого-структурные разрезы Дудергофской возвышенности.

(а) – строение зоны складчато-разрывных нарушений в западной части Перякульской гряды;

(б) – новейшие разрывы, смещающие поверхность выравнивания в основании голоценовых делювиальных отложений;

(в) – полого-надвиговые гляциодислокации.

1 – терригенно-карбонатные отложения ордовика; 2 – делювиальные отложения голоцена (dIV); 3 – зоны расщепления и милонитизации; 4 – разрывы и направления смещений; 5 – трещины

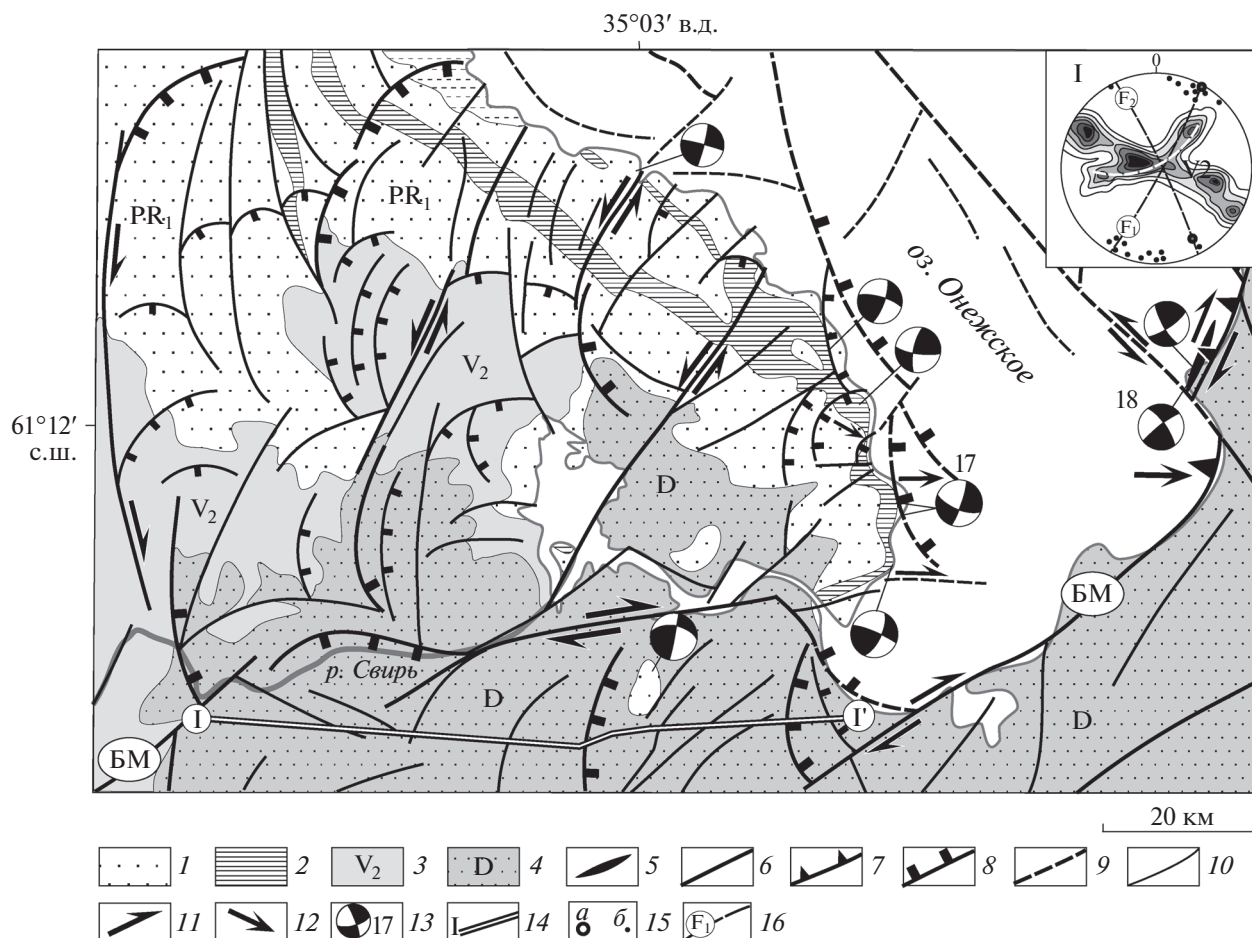
нии четвертичных отложений (см. рис. 8, б, стереограмма П).

Таким образом, Дудергофские антиклинальные поднятия представляют собой локальную геолого-геоморфологическую аномалию, связанную с новейшим этапом развития Балтийско-Мезенской зоны. Здесь имеются признаки и более ранних деформаций. Мелкие приразрывные складки развиты только в каледонском комплексе отложений и по многим признакам коррелируются с каледонскими структурами западной части Балтийско-Мезенской зоны [38, 48, 52]. Они прослеживаются далеко за пределы Дудергофской возвышенности, срезаются поверхностью выравнивания и с несогласием перекрыты четвертичным покровом. По отношению к разрывам Балтийско-Мезенской зоны они являются диагональными структурами, которые формировались в условиях правсдвиговых перемещений. Менее распространенные складки северо-западного простирания, вероятно, формировались в условиях левого сдвига. В крупные складки смяты зеркало складчатости малых структур, отложения четвертичного покрова и поверхность выравнивания в его основании. Таким образом, Дудергофские дислокации формировались в процессе каледонского, возможно герцинского и новейшего этапов деформаций. Выраженные в рельефе крупные новейшие антиклинали имеют локаль-

ное развитие в пределах узла пересечения нарушений Балтийско-Мезенской зоны с Гатчинским разрывом. В результате поперечных сдвиговых смещений вдоль этого разрыва сформировались уступы главной магистрали Балтийско-Мезенской зоны, которые в условиях новейших сдвиговых смещений выступали в качестве областей повышенной компрессии и проявления складчатости.

### Южно-Онежский сегмент

В строении Южно-Онежского сегмента участвуют палеопротерозойские кварцито-песчаники (вепсийский надгоризонт, шокшинская свита) в составе фундамента и отложения осадочного чехла – верхнего венда и девона (рис. 10). Шокшинская толща расслоена мощным габбро-долеритовым силлом и образует пологую Западно-Онежскую синклиналь, которая плавно погружается и раскрывается к юг-юго-востоку [4, 13, 14, 34]. Отложения чехла с несогласием перекрывают эту структуру и образуют заливообразный выступ, вытянутый вдоль оси Западно-Онежской синклинали. Выявленные при дешифрировании разрывные нарушения имеют субширотную, северо-восточную и северо-западную ориентировку (см. рис. 10). Система субширотных ступенчатых в плане разрывов, образующих одну из магистра-



**Рис. 10.** Геолого-структурная схема Южно-Онежского сегмента (с использованием данных [14, 34]).

Равноплоскостная стереографическая проекция I полюсов слоистости (нижняя полусфера) для Андомской возвышенности ( $n = 234$ , изолинии  $-1/2/3/4/6/8\%$ ) (пункт 18).

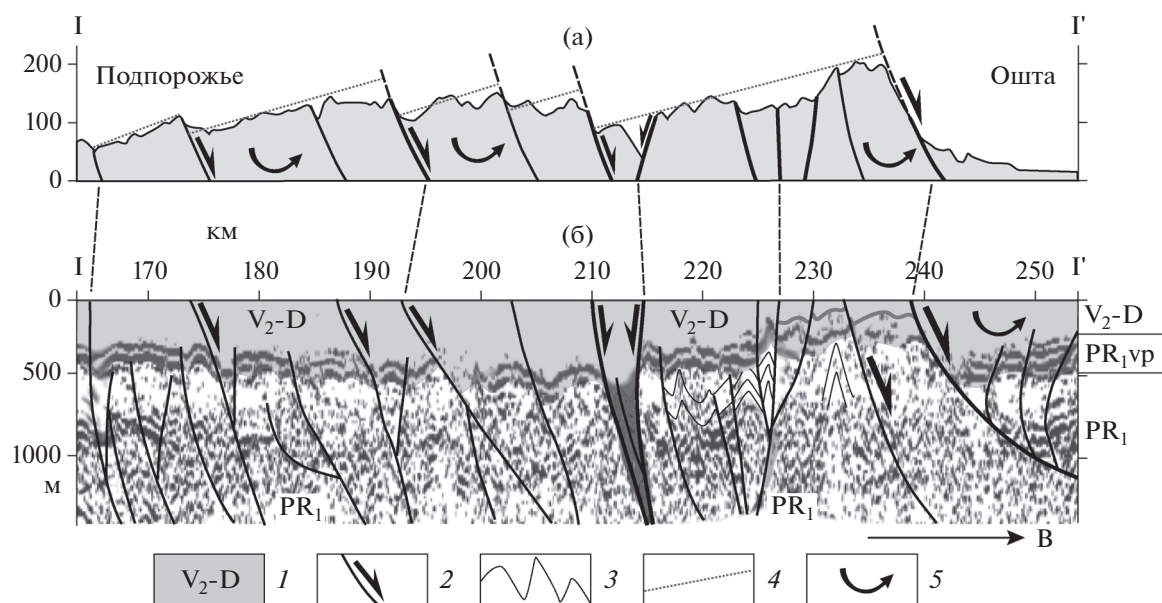
1–2 – палеопротерозойские комплексы фундамента: 1 – шокшинские кварцито-песчаники, 2 – силл габбро-долеритов; 3–4 – отложения чехла: 3 – верхнего венда, 4 – девона; 5 – валы и антиклинали; 6–10 – разрывы: 6 – преимущественно сдвиги, 7 – взбросы и взбросо-сдвиги, 8 – сбросы, 9 – в акватоии, 10 – второстепенные; 11–12 – направления перемещений: 11 – сдвиговых, 12 – тангенциальных; 13 – стереограммы палеонапряжений главного структурно-кинематического парагенеза, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый) и номера пунктов наблюдений; 14 – линия сейсмопрофиля I–II; 15–16 – структурные элементы на стереограмме: 15 – шарниры складок, найденные: а – геометрически, б – по замерам в обнажениях; 16 – осевые плоскости складок  $F_1$ ,  $F_2$

лей Балтийско-Мезенской зоны, прослеживается в бортах долины р. Свирь и вдоль южных берегов Онежского озера, на восточном берегу которого в районе мыса Андома она приобретает северо-восточную ориентировку и отличается интенсивными складчатыми деформациями в осадках чехла (см. рис. 10, пункт 18).

К юго-западу от Онежского озера широко распространены дугообразные системы сбросовых нарушений, образующих каскадные системы и погружающиеся в восточных и юго-восточных румбах (см. рис. 10). Сбросы контролируют уступы и скальные эскарпы, и проявление асимметричного профиля современного рельефа (рис. 11, а). На сейсмограмме эти разрывы выражены сбросовыми смещениями пород фундамента и чехла

(см. рис. 11, б). В восточной части профиля видны листрические сбросы, которые выполаживаются на глубине около 1000 м. Листрическую морфологию других нарушений можно предполагать по их дугообразной конфигурации в плане и антитетическому вращению блоков, выраженном в асимметрии рельефа (см. рис. 11). Крылья некоторых дугообразных сбросов переходят в линейные сдвиговые нарушения, смещения вдоль которых сопряжены с их сбросовой кинематикой. Некоторые сбросы являются оперяющими структурами и аккомодационными перемычками протяженных сдвиговых нарушений Балтийско-Мезенской зоны (см. рис. 10).

Листрическая морфология сбросов, вероятно, контролируется пологими поверхностями срыва –



**Рис. 11.** Интерпретация сейсмического профиля, пройденного к югу от р. Свирь вдоль линии I–I' (с использованием данных [37]).

(а) – гипсометрический профиль, иллюстрирующий асимметричную морфологию современного рельефа;

(б) – сейсмический разрез и сквозные разрывы, пронизывающие фундамент и чехол.

1 – отложения верхнего венда и девона; 2 – разрывы и направления смещений; 3 – складчатые палеопротерозойские комплексы; 4 – наклоненные поверхности выравнивания; 5 – направление антитетического вращения при сбросовых смещениях

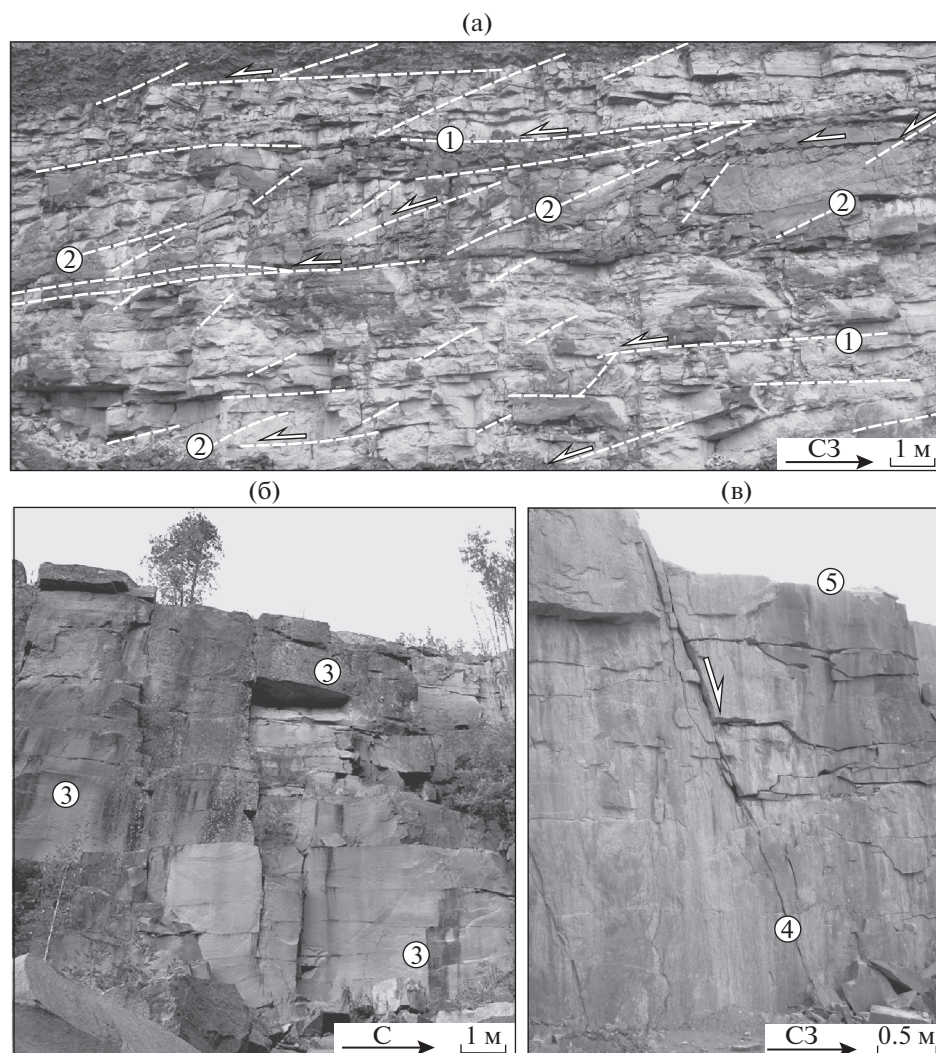
детаachmentами, в качестве которых можно рассматривать соленосный горизонт, вскрытый параметрической скважиной в подошве палеопротерозойских комплексов Онежской структуры [34], глубинные сейсмические отражения, выявленные на сейсмопрофиле I–ЕВ, а также субслойные срывы в подошве и внутри осадочного чехла. Признаки тектонической расчлененности шок-прионезской толщи отмечены в карьерах юго-западного Прионезья (см. рис. 10, севернее пункта 17). В ее строении обособлены многочисленные субслойные срывы, которые оперяются сколами Риделя (R) с небольшими (до 0.5 м) сбросовыми смещениями (рис. 12, а). Выше по разрезу развиты сбросы и сбросо-сдвиги, среди которых по соотношениям с поверхностями ледниковой экзарации можно выделить древние и новейшие постледниковые нарушения. Последние представлены скальными уступами высотой до нескольких десятков метров, на поверхности которых развиты зеркала скольжения, а в основании – глыбовые отвалы, отброшенные сейсмическим ударом на большие расстояния от скалы (см. рис. 12, б, см. рис. 10, пункт 17). Подобные образования широко распространены и рассматриваются в качестве новейших сейсмодислокаций [13]. Многочисленные малоамплитудные сбросы и сбросо-сдвиги смещают поверхности ледниковой выравнивания и по этому признаку могут быть отнесены к новейшим нарушениям (см. рис. 12, в).

Каскадная система новейших сбросов и связанных с ними ступенчатых уступов развита вдоль западных бортов Онежского озера и заливообразного выступа осадков чехла, вытянутого вдоль оси Западно-Онежской синклинали. Все эти нарушения имеют восточную экспозицию и динамически связаны с Балтийско-Мезенской зоной (см. рис. 10, пункт 17).

Совершенно иное тектоническое строение имеет юго-восточное побережье Онежского озера. Здесь в районе Андомской возвышенности и одноименного мыса (см. рис. 10, пункт 18) глинисто-песчаниковую толщу франского яруса осложняют складчато-разрывные структуры, образующие широкую (до 2 км) зону север – северо-восточного (25°–30°) простираения [14, 16, 22]. Структурный стиль зоны определяется системой складчатости, в которой узкие нарушенные разрывами антиклинали чередуются с пологими корытообразными синклиналями и коробчатыми антиклиналями (рис. 13, а). По отношению к простираению Балтийско-Мезенской зоны складки ориентированы конформно и диагонально (см. рис. 10, стереограмма 1).

Антиклинали имеют сложное внутреннее строение, обусловленное сочетанием мелких и крупных изоклиналильных, пережатых и диапироподобных складок течения (см. рис. 13, б). Центральные части антиклиналей и их крылья осложнены зонами нарушений, в которых первичная





**Рис. 12.** Структурные ансамбли в палеопротерозойских образованиях Западно-Онежской синклинали. Обозначены (цифры в кружках): 1 – субслойные срывы, 2 – оперяющие сколы Риделя, 3 – сбросовый эскарп, 4 – сбросо-сдвиг.

(а) – системы субслойных срывов и оперяющих сколов Риделя (R) в кварцито-песчаниках шокшинской толщи (севернее пункта 17);

(б) – скальный сбросовый уступ в породах габбро-долеритового силла, соответствующий новейшей сейсмодислокации (район пос. Гимрека, пункт 17);

(в) – новейший сбросо-сдвиг в габбро-долеритах, смещающий поверхность ледникового выравнивания (район пункта 17).

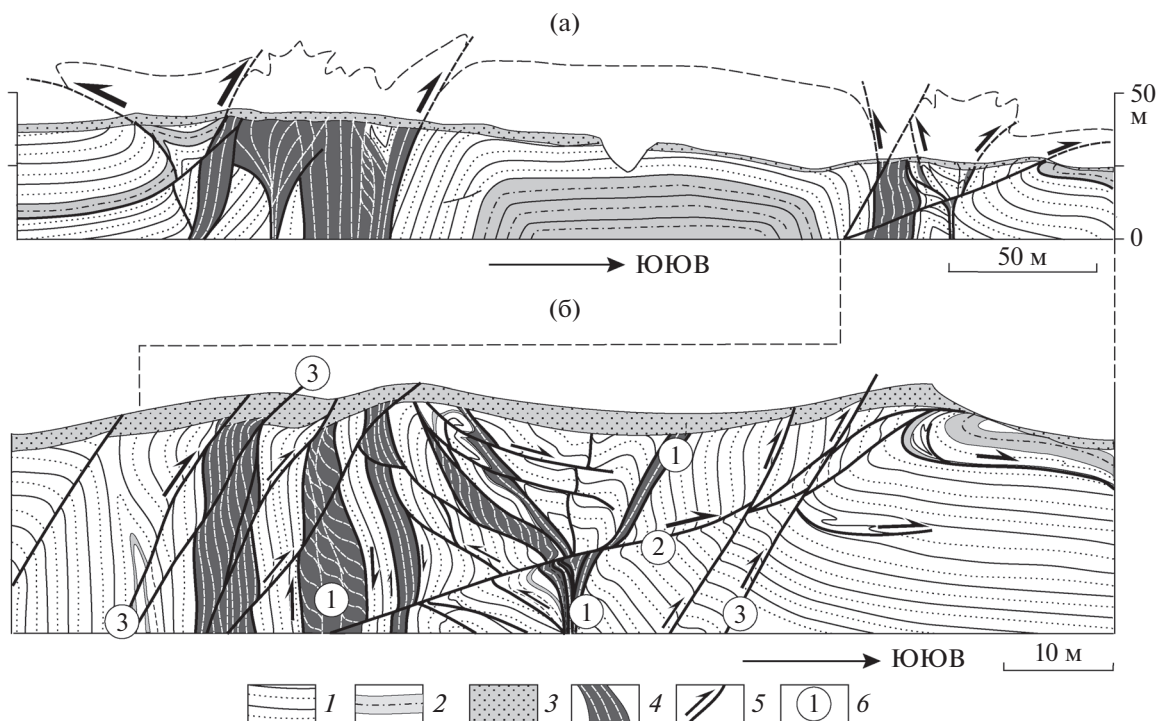
слоистость почти полностью затушевана развитием вторичных текстур – полосчатости и сланцеватости. Ширина складчато-разрывных зон достигает 100 м. В их строении участвуют крутопадающие и дивергентные нарушения, которые в разрезе часто образуют положительные структуры цветка – индикаторы транспрессивной обстановки (см. рис. 13). Эти нарушения являются доледниковыми герцинскими структурами: они смещены пологими малоамплитудными надвигами (гляциодислокации) и с несогласием перекрыты тонким (0.5–2 м) слоем морены. Некоторые крутопадающие взбросо-сдвиги, кон-

формные герцинским нарушениям, проникают в четвертичные отложения, формируют уступы и карманы в их подошве. В кинематическом отношении эти новейшие разрывы почти полностью идентичны герцинским структурам, но отличаются от них тем, что они их часто секут, проникают в ледниковые отложения и имеют малые (1–2 м) амплитуды смещений (см. рис. 13, б).

#### Сегмент долины р. Онега

Балтийско-Мезенская зона испытывает вращацию и разделяется на две ветви в пределах исследуемого сегмента. Первая ветвь прослежива-





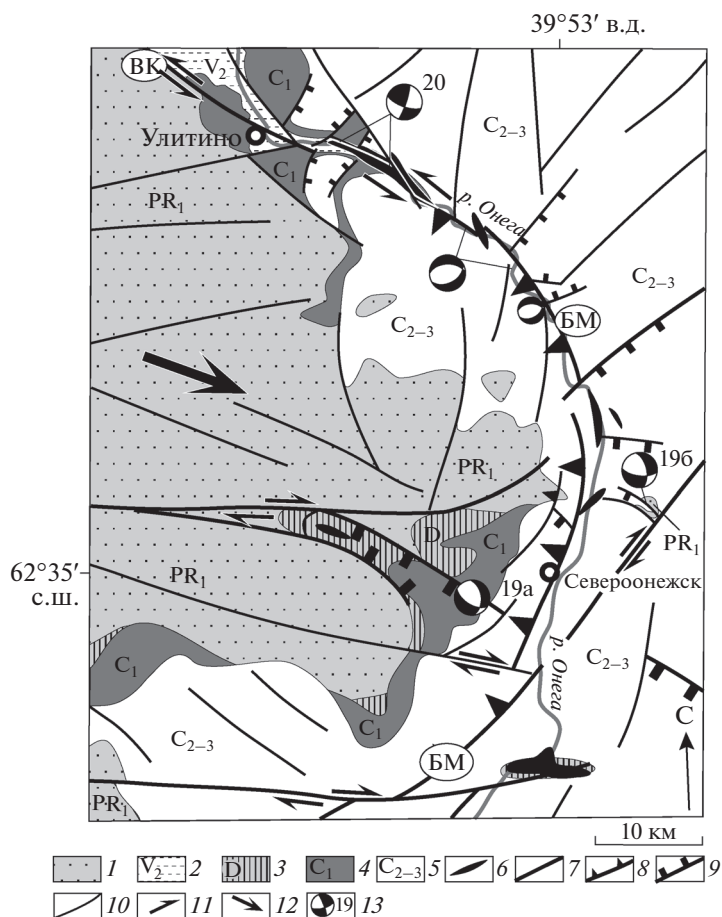
**Рис. 13.** Структурные ансамбли Андомского мыса в отложениях верхнего девона (пункт 18).

1–2 – песчано-глинистые отложения верхнего девона; 3 – четвертичные ледниковые отложения; 4 – зоны расланцевания; 5 – разрывы и направления перемещений; 6 – разновозрастные структуры (цифры в кружках): 1 – герцинские, 2 – ледниковые гляциодислокации, 3 – новейшие

ется на северо-восток, вторая ветвь с плавным изгибом простирается на север, затем северо-запад, где она сливается с Восточно-Карельской зоной (рис. 14). Русло р. Онеги унаследует изгиб дугообразной зоны нарушений и вместе с ней опоясывает крупный латеральный выступ фундамента в области замыкания гряды Ветреного Пояса [23]. Осадки чехла с размывом перекрывают породы фундамента и представлены отложениями верхнего венда, девона, нижнего–верхнего карбона. Горизонты палеосейсмиков здесь установлены на нескольких уровнях визейского яруса нижнего карбона и в основании касимовской толщи верхнего карбона [24]. В алевролит-глинистых толщах нижней части разреза (верхний венд–нижний карбон) здесь отмечаются сложные складчато-разрывные структуры. В бокситоносной толще визейских отложений Иксинского карьера отмечены глиняные диапиры и каскадные системы листрических сбросов северо-западного простирания [23] (см. рис. 14, пункт 19а). Аналогичную ориентировку в этом районе имеет грабен, заполненный осадками девона и нижнего карбона и далеко проникающий в область фундамента. Сильно сжатые приразрывные складки развиты в толщах верхнего венда на северо-западе территории. Вверх по восстанию эти структуры плавно выполаживаются, сменяясь пологими складками в вышележащих слоях.

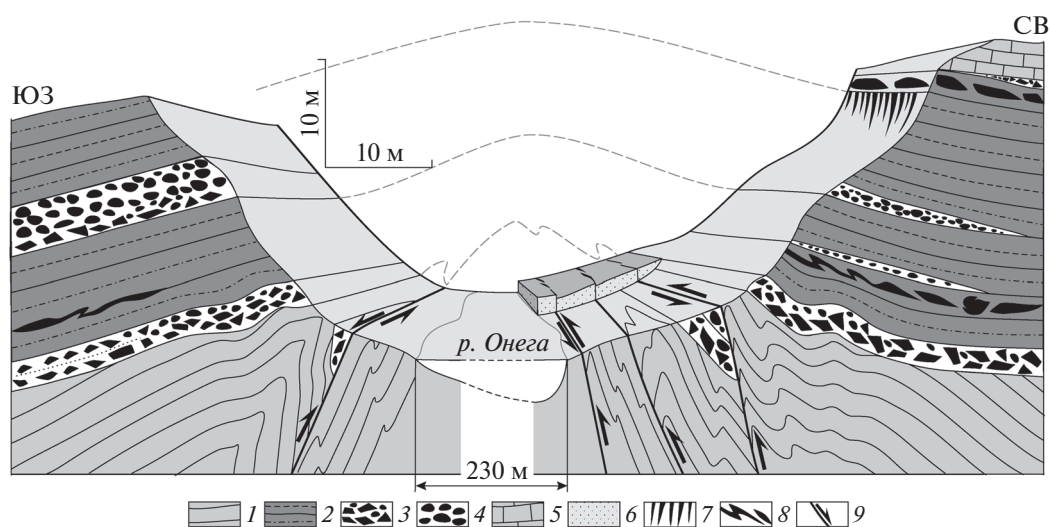
В грубослоистых известняках и доломитах среднего–верхнего карбона развиты широкие (100–500 м) открытые, иногда, брахиформные складки с углами падения в крыльях  $5^{\circ}$ – $20^{\circ}$ . Они сопровождается зонами трещиноватости и мелкоамплитудными (0.1–2 м) разрывами. Пологоскладчатые структуры широко развиты в долине и бортах р. Онега почти на всем ее протяжении. В ядрах антиклиналей здесь иногда обнажаются породы фундамента, перекрытые непосредственно отложениями среднего или верхнего карбона, что свидетельствует о локальном размыве и конседиментационном характере формирования антиклинальных поднятий.

Одна из крупных антиклиналей северо-западного простирания прослежена вдоль русла р. Онега на протяжении 16 км (см. рис. 14, пункт 20). В ее ядре обнажаются алевролиты и аргиллиты верхнего венда, осложненные сдвиго-взбросами и узко-сжатыми приразломными складками (рис. 15). Эти структуры во многом напоминают каледонскую складчатость западной части Балтийско-Мезенской зоны. Визейские слои нижнего карбона с угловым несогласием перекрывают отложения венда и образуют крылья складки с углами падения  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ . Базальная кора выветривания в основании визе с элементами несогласия, но участвует в строении разрывно-складчатых структур венда, образуя клиновидные



**Рис. 14.** Геолого-структурная схема долины р. Онега (с использованием данных [23]).

Зоны нарушений: БМ – Балтийско-Мезенская, ВК – Восточно-Карельская. 1 – палеопротерозойские комплексы фундамента; 2–5 – отложения чехла: 2 – верхнего венда, 3 – девона, 4 – нижнего карбона, 5 – среднего–верхнего карбона; 6 – тектонические валы и антиклинали; 7–10 – разрывы: 7 – преимущественно сдвиги, 8 – взбросо-сдвиги, 9 – сбросы, 10 – второстепенные; 11–12 – направления перемещений: 11 – сдвиговых, 12 – тангенциальных; 13 – стереограммы палеонапряжений главного структурно-кинематического парагенеза, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый) и номера пунктов наблюдений



**Рис. 15.** Блок-диаграмма строения складчато-разрывных структур долины р. Онега (пункт 20).

1 – алеврит-глинистые отложения верхнего венда; 2–4 – пестроцветные отложения визейского яруса: 2 – алеврит-глинистые, 3 – брекчированная кора выветривания, 4 – конгломераты; 5 – известняки и мергели серпуховского яруса; 6 – делювиальные отложения квартера; 7 – нептунические дайки; 8 – горизонты палеосейсмита; 9 – разрывы и направления смещений

в разрезе синклинали с сорванными крыльями (см. рис. 15). Горизонты палеосейсмиков развиты на двух уровнях визейской толщи — в нижней и верхней части ее разреза. С верхним горизонтом связаны нептунические дайки и трещины отрыва, которые ориентированы субортогонально к осевой плоскости складки, приуроченной к руслу реки (см. рис. 15). Это позволяет полагать, что визейские палеосейсмичность и связанные с ними нептунические дайки формировались в едином поле напряжений с этой складкой. О новейшей активизации сдвиговых смещений в приосевой части складки свидетельствует проникание нарушений из слоев венда в делювиальные отложения квартера, в которых развита кулисная система левосдвиговых трещин отрыва (см. рис. 15). Соотношения структур, развитых в слоях венда, карбона и квартера, указывают на длительное развитие рассматриваемой структуры в результате проявления каледонских и герцинских деформаций с импульсами активности в раннем и позднем визе, а также на более поздних стадиях.

Структуры сжатия (складки, взбросо-сдвиги) ориентированы конформно дугообразному изгибу северо-западного отрогивания Балтийско-Мезенской зоны. Пространственная ориентировка структур растяжения (сбросов, грабенов, нептунических даек) закономерно меняется по отношению к этой дугообразной структуре. Они образуют веерообразную систему и в целом ориентированы субортогонально к развитым в ее пределах структурам сжатия (см. рис. 14). Возраст палеосейсмиков, закономерности изменения морфологии складок в разрезе и соотношения структур с разными комплексами отложений позволяют полагать, что формирование нарушений в долине р. Онега было связано с каледонскими, герцинскими и новейшими деформациями.

#### МЕТОДЫ СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использовались методы структурно-кинематического и парагенетического анализов [19, 25, 44, 49]. Проводились массовые замеры зеркал скольжения с характерными штриховкой, уступами и тонкой (до 1 мм) чешуйчатостью, иногда, соответствующей С-S структурам милонитов (рис. 16). Дополнительно учитывались ориентировки приразрывных изгибов слоев и складок, опережающих сколов Риделя и трещин отрыва. На первом этапе обработки кинематических данных для каждого пункта наблюдений строились упрощенные схемы ориентировки нарушений и их кинематики. Сопоставление этих схем с известными тектонофизическими моделями (типа палетки Гзовского [12, 50]) позволило выявить группы динамически согласованных структур — структурно-кинема-

тических парагенезов. При окончательной статистической обработке материалов использовалась программа FaultKin6 [46]. С ее помощью для каждого структурного парагенеза были построены стереограммы, выявлены ориентировки главных осей палеонапряжений и получены характеристики режимов деформаций. Деформационные режимы [28] характеризуют ориентировку осей деформаций по отношению к горизонтальной поверхности и плоскости главного (магистрального) разрыва, в рассматриваемом случае — к Балтийско-Мезенской зоне.

Для определения времени формирования структурных парагенезов использовались геолого-структурные реперы:

- стратиграфически датированные палеосейсмичность [24],
- поверхности структурных несогласий,
- особенности строения структурно-формационных комплексов.

Исследования проводились в разновозрастных комплексах пород, включая докембрийский фундамент и толщи осадочного чехла в составе каледонского, герцинского и новейшего комплексов отложений. Общие и индивидуальные черты тектоники каждого комплекса являлись основой для выявления наиболее молодых (сквозных) структур и древних (погребенных) нарушений. При выявлении неотектонических структур учитывался характер их проявления в современном рельефе и соотношения с четвертичными отложениями.

#### ДАнные СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

По результатам обобщения имеющихся геолого-структурных данных составлена таблица этапов (D2, D3, D4) и стадий (D2a, D2b) деформаций, в которой на основе анализа особенностей структурно-кинематических парагенезов приводится характеристика динамических обстановок развития Балтийско-Мезенской зоны (табл. 1).

В процессе исследований выявлено три группы структурно-кинематических парагенезов, характеризующих различные режимы деформаций Балтийско-Мезенской зоны — главная группа 1, второстепенные группы 2 и 3. Стереографические проекции ориентировок структур каждой из групп представлены в виде табличной раскладки в соответствии с пунктами наблюдений, охватывающих участки развития определенных комплексов пород (рис. 17). Предполагаемые стадии деформаций показаны соответствующими индексами D2b, D3a и т.д. (см. табл. 1), миниатюрные стереограммы с сегментами сжатия-растяжения характеризуют режимы деформаций, а цифры в кружках соответствуют номерам стерео-

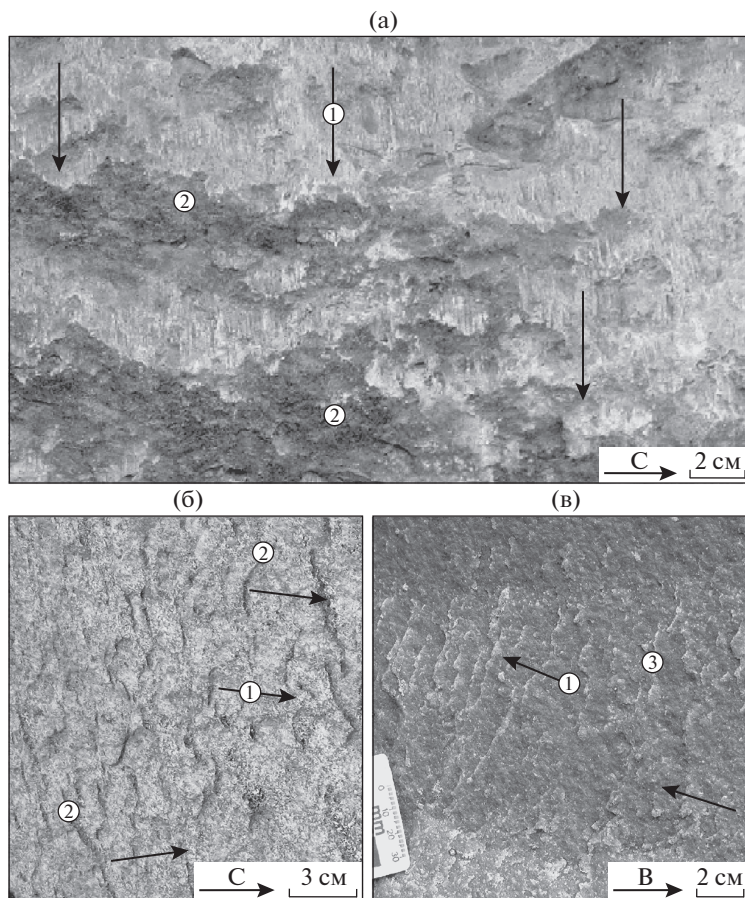


Рис. 16. Зеркала скольжения в известняках (а), габбро-долеритах (б) и песчаниках (в). Обозначены: 1 – штрихи скольжения, 2 – уступы, 3 – тонкая чешуйчатость.

Таблица 1. Этапы и стадии деформаций, соответствующие им структурные ансамбли и тектонические обстановки.

Этапы деформации	Стадия деформации	Возрастные рубежи	Сейсмичность и тектониты	Структурные парагенезы	Тектоническая обстановка и кинематика	Кинематическая схема (вид в плане, вне масштаба)
Новейший	D4c	Голоцен	Сейсмичность: гомогениты, роллы и будинаж-структуры, нептунические дайки, пок-маки, флюидолиты, сейсмичность	Взбросо-сдвиги, локальные разрывно-складчатые структуры, оперяющие полутрабены	Правосдвиговая транспрессия	
	D4b	Поздний триас (10730–9700 гг. до н.э.)	Сейсмичность: гомогениты, конволонтная слоистость, внутрислоевые складки, флюидолиты	Конседиментационные сбросы, грабен-синклинали, палеоползны, диапиры	Левый сдвиг (транстенсия?)	
?	D4a	Неоген-палеоген	Криогенные образования	Гляциодислокации (надвиги)		
Герцинский	D3c	Поздний карбон Касимовский ярус (306–303 млн лет) – пермь?	Сейсмичность: брекчи обрушения, структуры проседания. Тектониты: милониты, сланцеватость, кливаж, брекчи, метасоматиты	Взбросо-сдвиги, сдвиги, оперяющие надвиги и складки	Правосдвиговая транспрессия	
	D3b	Ранний карбон Визейский ярус (345–326 млн лет)	Сейсмичность: гомогениты, роллы и будинообразные структуры, внутрислоевые складки и надвиги, нептунические дайки	Трещины отрыва, конседиментационные сбросы и грабен-синклинали, складки, диапиры, кинк-зоны	Правый сдвиг	
	D3a	Поздний девон Франский ярус (385–374 млн лет)	Сейсмичность: гомогениты, внутрислоевые складки и надвиги, осадочные брекчи, структуры разлинзования и проседания	Конседиментационные сбросы и грабен-синклинали, палеоползны	Поперечное растяжение	
Каледонский	D2b	Силур–ранний девон (443–397 млн лет)	Тектониты: трещины, милониты, брекчи, сланцеватость, кливаж, метасоматиты, песчанниковые дайки	Взбросо-сдвиги, оперяющие взбросы и надвиги, приразрывные асимметричные складки и флексуры, субстойные срывы	Правосдвиговая транспрессия	
	D2a	Верхний ордовик Карадокский ярус (460–? млн лет)	Сейсмичность: гомогениты, структуры разлинзования, мининадвиги, какериты и брекчи, микробудины, нептунические дайки	Трещины отрыва, сбросы, сбросо-сдвиги	Левый сдвиг (транстенсия?)	



грамм, упоминаемых в тексте. Номера стереограмм главного парагенеза (группа 1) использованы для обозначения пунктов наблюдений на геолого-структурных схемах (см. рис. 1, см. рис. 2, см. рис. 7, см. рис. 10, см. рис. 14).

Структуры первой группы статистически резко преобладают и с частными признаками индивидуального проявления присутствуют во всех структурно-формационных комплексах пород. Для этого ансамбля характерно сочетание конформных простиранию Балтийско-Мезенской зоны (главная магистраль) правых сдвигов и сдвиго-взбросов, диагональных взбросо-надвигов и асимметричных приразрывных складок, а также ориентированных под большими углами к магистрали левых сдвигов и сбросов (см. рис. 17, стереограммы 2, 5, 7, 10, 12, 15, 16–20). Парагенез этих структур формировался при субгоризонтальном положении осей сжатия и растяжения, ориентированных под углом к простиранию магистрали Балтийско-Мезенской зоны, что соответствует правостороннему сдвиговому и взбросо-сдвиговому режимам деформаций.

Структуры второй группы менее распространены, но также проявлены с элементами индивидуальности во всех комплексах пород Балтийско-Мезенской зоны. В основном они представлены структурами растяжения – сбросами, мезограбнями и трещинами отрыва, ориентированными в северо-восточном направлении под углом к магистрали главной зоны (см. рис. 17, стереограммы 1, 6, 11, 4, 9, 14, 21–25). Иногда с ними ассоциируют субширотные левосдвиговые и субмеридиональные правосдвиговые системы сопряженных трещин, а также малоамплитудные (до 1 м) взбросовые нарушения северо-западной ориентировки (см. рис. 17, стереограмма 21). Реконструируемые на стереограммах оси растяжения ориентированы почти горизонтально (среднее направление СЗ–ЮВ) под большим углом к простиранию магистрали Балтийско-Мезенской зоны, а оси сжатия – занимает субвертикальную позицию. Преобладает сбросовый режим деформаций, а диагональная ориентировка оси растяжения позволяет предполагать левосдвиговые смещения вдоль Балтийско-Мезенской зоны. Исключение составляет участок Дудергоф, где обе оси деформаций субгоризонтальны, а режим деформаций соответствует левостороннему сдвиговому (см. рис. 17, стереограмма 21).

Структуры третьей группы наименее распространены и встречаются только в отложениях каледонского и герцинского комплексов. Они представлены субконформными простиранию Балтийско-Мезенской зоны сбросами, часто имеющими ступенчатую или листрическую конфигурацию, и субслоистыми срывами в осадках чехла (см. рис. 17, стереограммы 3, 8, 13, 26, 27, 28). На стереограммах реконструируется субгоризонтальная и в большинстве случаев ортогональная к простиранию Балтийско-Мезенской зоны позиция оси растяжения, а ось сжатия ориентирована субвертикально, что соответствует сбросовому режиму деформаций.

### СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

В качестве структурно-кинематических парагенезов в настоящей работе рассматривается совокупность динамически согласованных складчатых и разрывных структур, формировавшихся субсинхронно в условиях определенной тектонической обстановки. На основании анализа имеющихся геолого-структурных данных выделено восемь типов парагенезов, каждый из которых соответствует определенной стадии деформаций каледонского, герцинского и новейшего этапов тектогенеза (см. табл. 1).

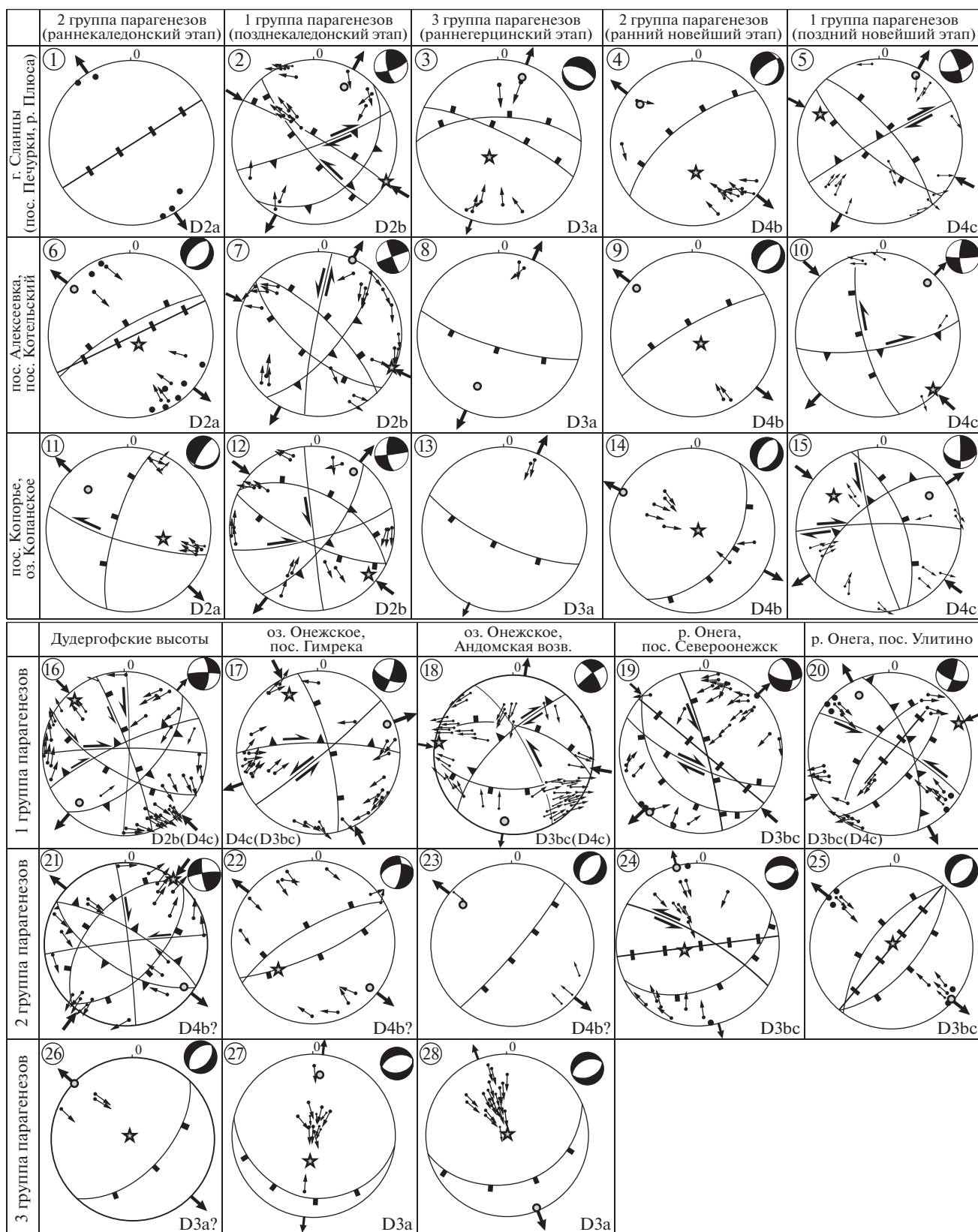
#### Структуры каледонского этапа деформаций

На рассматриваемой территории в пределах каледонского комплекса отложений выделено два типа структурных парагенезов, связанных с поздней стадией развития каледонского бассейна (поздний ордовик) и скандинавской фазой тектогенеза (поздний силур–ранний девон [38, 48, 52]).

**D2a.** Структурный парагенез стадии D2a представлен палеосейсмитами курузерского горизонта карадокского яруса и динамически связанными с ними структурами растяжения северо-восточной ориентировки: кластические (нептунические) дайки, трещины отрыва и системы сбросов в толщах, подстилающих сейсмогенные образования [24]. В результате последующих наложенных деформаций эти структуры испытали смещения, а нептуническая дайки – продольное расщепление. Рассматриваемые структуры растяжения относятся ко второй кинематической группе парагенезов и характеризуют преимуще-

**Рис. 17.** Равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера) полюсов разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур различных этапов деформаций D2a–D4c.

1 – полюса плоскостей разрывов и векторы перемещений висячего крыла; 2 – положение главных осей палеонапряжений: *a* – сжатия, *b* – растяжения; 3 – проекции главных осей деформации на горизонтальную плоскость; 4–7 – усредненные позиции плоскостей нарушений: 4 – взбросов и надвигов, 5 – сбросов, 6 – сдвигов, 7 – трещин отрыва и нептунических даек; *a* – полюса плоскостей, *b* – плоскости; 8 – министереограммы палеонапряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)



ственно сбросовый режим деформаций (см. рис. 17, стереограммы 1, 6, 11). В районе оз. Копанское установлено несколько древних (доледниковых) субширотных нарушений с левосторонней сдвиговой и сдвиго-сбросовой кинематикой, что, возможно, связано с проявлением на этапе D2a соответствующих смещений вдоль магистралей Балтийско-Мезенской зоны (см. рис. 17, стереограмма 11).

**D2b.** Структурный парагенез стадии D2b представлен широкими (0.1–4 км) зонами складчато-разрывных нарушений северо-восточного и субширотного простирания, детально изученные на территории Эстонии [38, 48, 52] и Ленинградской области в карьерах по добыче горючих сланцев верхнего ордовика (пункты 2, 7), в слоях кембрия – среднего ордовика в районах Ордовикского глинта (пункты 10, 12) и Дудергофских высот (пункт 16) (см. рис. 1 и рис. 2). Зоны нарушений образованы системой магистральных взбросо-сдвигов и диагонально оперяющих взбросов и надвигов, с которыми связаны характерные асимметричные складки (см. рис. 3). Вергентность оперяющих разрывно-складчатых структур часто меняется в зависимости от их положения к плоскости магистрального сдвига. Нарушения сопровождаются хрупко-пластическими деформациями с развитием кливажа, сланцеватости и будинообразных линз. В бортах разрывов развиты зоны трещиноватости, иногда с тонкими жилками кальцита и сульфидной минерализацией (пирит, галенит, сфалерит). Вертикальные смещения вдоль отдельных разрывно-складчатых структур обычно составляют 1–7 м, достигая первых десятков метров [38], горизонтальные, – вероятно, значительно больше.

В карьерах района г. Нарва нарушения данного типа, развитые в слоях верхнего ордовика, с несогласием перекрыты отложениями среднего девона, что позволяет рассматривать их в качестве структур скандинавской фазы каледонского этапа деформаций [38, 48, 52]. Структурный парагенез D2b относится к первой (главной) кинематической группе правостороннего взбросо-сдвигового режима деформаций (см. рис. 17, стереограммы 2, 7, 12, 16).

### Структуры герцинского этапа деформаций

Структурные ансамбли герцинского этапа изучены в образованиях одноименного комплекса отложений на северо-востоке Балтийско-Мезенской зоны (см. рис. 1, пункты 17, 18, 19, 20). Здесь установлено три типа структурных парагенезов, с каждым из которых связаны палеосейсмичности определенного возраста.

**D3a.** Структурный парагенез стадии D3a изучен на юго-востоке Онежского озера в районе

Андомской возвышенности (см. рис. 1, пункт 18). Он представлен горизонтами палеосейсмиков франского яруса и системой связанных с ними конседиментационных сбросов и небольших грабен-синклиналей, которые прилегают к нижележащим слоям [24]. Сбросовые нарушения амплитудой до 2 м имеют ступенчатую и листрическую конфигурацию, часто выколаживаются вниз по падению, переходя в субслоистые срывы. Во многом аналогичная система структур осложняет слои палеопротерозойских кварцито-песчаников шокшинской свиты (фундамент), развитой в западном борту Онежского озера (см. рис. 12, а; см. рис. 1, пункт 17). На стереографических проекциях структурно-кинематические элементы рассматриваемого парагенеза в породах фундамента и слоях верхнего девона выглядят почти идентично (см. рис. 17, стереограммы 27, 28). Сбросовые нарушения имеют субширотное простирание, погружаются и выколаживаются в южном направлении. Субширотные сбросы выявлены и в породах каледонского комплекса западной части Балтийско-Мезенской зоны (см. рис. 17, стереограммы 3, 8, 13). Структурный парагенез стадии D3a относится к третьей кинематической группе и характеризует обстановку поперечного по отношению к простиранию Балтийско-Мезенской зоны растяжения (см. табл. 1).

**D3b–D3c.** Структурные парагенезы стадий D3b и D3c изучены на юго-востоке Онежского озера и в долине р. Онега (см. рис. 1, пункты 17, 18, 19, 20). В герцинских комплексах отложений здесь развиты разнообразные складчато-разрывные структуры, зоны трещиноватости и горизонты палеосейсмиков ранне- и позднекарбонного возраста [24]. Морфология герцинских структур зависит от реологических свойств вмещающих пород. В глинисто-песчаниковых и глинистых толщах в пределах Балтийско-Мезенской зоны развиты хрупко-пластические деформации и сложные складчато-разрывные нарушения, местами, положительные структуры цветка, с вертикальными амплитудами смещений до нескольких десятков метров (см. рис. 13). В грубослоистых карбонатных толщах верхней части палеозойского разреза складки пологие и широкие, сопровождаются хрупкими деформациями, зонами трещиноватости и малоамплитудными разрывами.

Нарушения, развитые вдоль главной магистрали Балтийско-Мезенской зоны, соответствуют первой кинематической группе и правостороннему взбросо-сдвиговому режиму деформаций (см. рис. 17, стереограммы 17, 18). Взбросо-сдвиги, ориентированные продольно дугообразному отвлению северо-восточной части Балтийско-Мезенской зоны, имеют субмеридиональное и северо-западное простирание (см. рис. 1, пункт 20). По отношению к этой второстепенной магистрали они характеризуют левосторонний взбросо-

сдвиговый режим деформаций (см. рис. 17, стереограмма 20). В целом в пределах дугообразной ветви отмечается радиальная ориентировка разновозрастных структур растяжения и концентрическая — для структур сжатия (см. рис. 17, стереограммы 19, 20, 24, 25). Такая согласованность структур сжатия и растяжения позволяет предполагать их длительное развитие в единообразной тектонической обстановке, связанной со структурой дугообразной зоны.

### Структуры новейшего этапа

Новейшие структурные парагенезы развиты во всех комплексах пород чехла и фундамента. Они представлены гляциодислокациями и более поздними нарушениями, которые проникают в постледниковые отложения и выражены в современном рельефе.

**D4a.** Структурные ансамбли стадии D4a представлены приповерхностными гляциодислокациями: криогенными трещинами и карстом, поверхностями экзарации и ледникового скольжения, связанными с ними пологими надвигами и структурами торошения (см. рис. 3; см. рис. 9, в; см. рис. 13, б), а также ледниковыми отторженцами (см. рис. 5). Для рассматриваемой территории, судя по ориентировке гляционарушений и ледниковых морфоструктур, перемещение ледниковых покровов в плейстоцене происходило преимущественно в южных и юго-восточных румбах [45].

**D4b–D4c.** Структурные парагенезы стадий D4b и D4c представлены разнообразными формами проявления: активизированными древними разрывами, сейсмодислокациями и палеосейсмитами, деформациями морфоструктур рельефа и связанными с ними геолого-геоморфологическими аномалиями, а также событиями исторической и современной сейсмической активности. Крупные новейшие антикалинальные поднятия установлены в районах Вайварских и Дудергофских высот.

Новейшие тектонические нарушения и генетически связанные с ними палеосейсмитами были выявлены в поздне- и постледниковых озерно-аллювиальных отложениях позднего неоплейстоцена–голоцена приглинтовой низменности и южного Приладожья [5, 6, 24]. В районе оз. Копанское в отложениях позднеледникового Балтийского озера (lgIIIb) выявлено два типа структурных парагенезов (см. рис. 1, пункт 15). Ранний парагенез (D4b) представлен палеосейсмитами и связанной с ними системой конседиментационных сбросов и грабенообразных структур северо-восточного простирания (см. рис. 17, стереограмма 14). Аналогичную ориентировку имеют грабенообразные ложбины доледникового рельефа в районе оз. Копанского (см. рис. 5), а также выра-

женные в рельефе разрывы ряда других участков (см. рис. 17, стереограммы 4, 9, 14, 21, 22, 23). В районе Дудергофских высот и Онежского озера установлены постледниковые левосторонние сдвиги и сдвиго-сбросы конформные простиранию Балтийско-Мезенской зоны (см. рис. 17, стереограммы 22, 23). Рассматриваемый ансамбль структур относится ко второй кинематической группе и характеризует сбросовый (иногда сдвиго-сбросовый) режим деформаций, время проявления которого соответствует возрасту вмещающих отложений — позднему дриасу (10730–9700 гг. до н.э.) [8].

Наиболее поздний структурный парагенез (D4c) в отложениях Балтийского озера представлен сбросами и грабен-синклиналиями север–северо-западной ориентировки, а также трещинами с надвиговой и сдвиговой кинематикой (см. рис. 17, стереограмма 15). Выраженные в рельефе и проникающие в четвертичный покров структуры с аналогичной кинематикой выявлены и в более древних комплексах пород (см. рис. 17, стереограммы 5, 10, 16, 17, 18, 20). Реконструированные на стереограмме оси сжатия и растяжения имеют примерно одинаковое наклонное положение к горизонтальной плоскости, что в большей степени соответствует правостороннему режиму деформаций Балтийско-Мезенской зоны. Разрывные структуры этого парагенеза секут более ранние нарушения (D4b), что отмечается и на цифровых картах рельефа в виде правосторонних смещений грабенообразных ложбин [24]. Соответствующие структурам D4c палеосейсмитами, вероятно, присутствуют в основании отложений позднеголоценовой ладожской трансгрессии юго-восточного Приладожья, где было выявлено Свирско-Оятское сейсмическое событие в интервале времени 4.5–2.0 тыс. 14С л.н. [5, 6]. По кинематическим признакам рассматриваемый структурный парагенез коррелируется с проявлениями современной сейсмической активности, для которых имеются решения сейсмофокального механизма [1, 42] (см. рис. 1).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Область сочленения докембрийских комплексов Балтийского щита с отложениями венд–фанерозойского чехла Русской плиты рассматривается:

— в качестве эрозионной границы, связанной с длительным или новейшим гляциоизостатическим воздыманием щита;

— в виде флексурного изгиба или тектонической зоны с определенной металлогенической специализацией [2, 11, 36].



Для Балтийско-Мезенской зоны характерны следующие признаки, позволяющие рассматривать ее в качестве тектонической структуры:

- разрывные нарушения, пронизывающие комплексы фундамента и чехла (см. рис. 4, см. рис. 5, см. рис. 11);
- изменение конфигурации геофизических полей в ее пределах [24];
- зоны трещиноватости и складчато-разрывных нарушений с выдержанной и закономерной ориентировкой структур (см. рис. 17);
- проявление на поверхности в виде различных форм рельефа;
- деформации ледниковых и постледниковых морфоструктур и отложений (см. рис. 5, см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 9, см. рис. 11, см. рис. 13, см. рис. 15);
- геолого-структурные и геоморфологические аномалии;
- признаки длительной полистадийной эволюции.

Геолого-структурные и геоморфологические аномалии широко распространены в пределах Балтийско-Мезенской зоны. Они представлены интенсивными аномальными для платформы деформациями осадочного чехла, часто совмещенными с прямыми формами рельефа — антиклинальными поднятиями. Их развитие может быть объяснено бульдозерным воздействием ледника, обуславливающим деформации в его ложе и образование напорных морен [11, 15, 16, 32]. Предполагается также, что неравномерная ледовая нагрузка и связанное с этим нарушение гравитационных равновесий, часто приводит к формированию локальных куполообразных и диапировых структур [30]. Эти механизмы, безусловно, не теряют своей актуальности, но для рассмотренных в нашей работе структурно-геоморфологических аномалий (Вайварские, Дудургофские и Андомские возвышенности) по ряду причин они неприемлемы. Рассмотренные аномалии расположены закономерно и приурочены к тектоническим узлам пересечения Балтийско-Мезенской зоны с поперечными и диагональными разломами. Вергентность аномальных складчато-разрывных нарушений часто не согласована с направлением движения ледника и в большей степени связана с характером сдвиговых смещений вдоль Балтийско-Мезенской зоны. Доказательством являются положительные структуры цветка и контрвергентные складки-надвиги. Рассматриваемые структуры имеют длительный период развития, охватывающий до- и постледниковые этапы эволюции Балтийско-Мезенской зоны, и некоторые их элементы прослеживаются далеко за пределами аномальных поднятий.

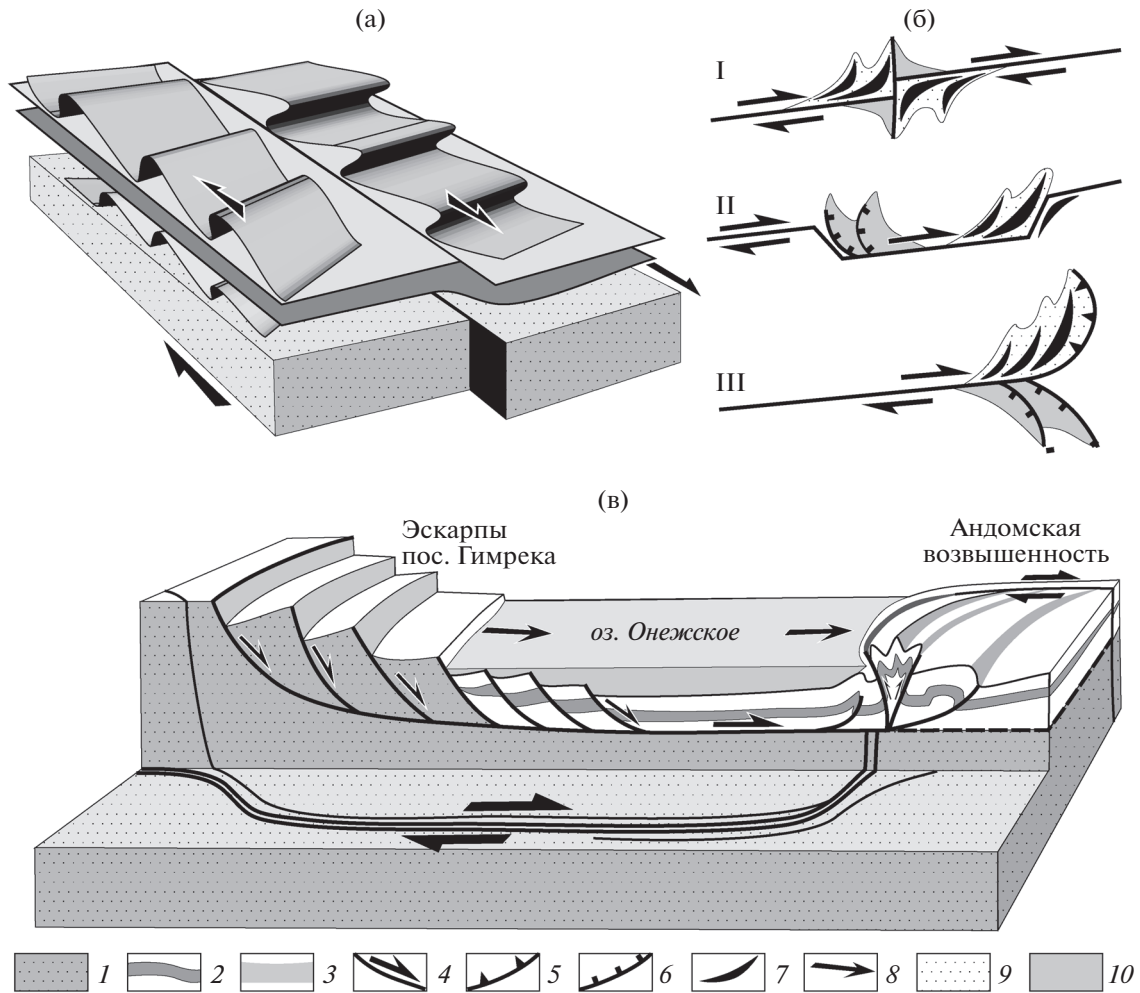
В гляциотектонических реконструкциях предполагается безкорневой характер дислокаций осадков чехла. Однако на сейсмических и буровых профилях установлены сквозные разрывы, пронизывающие фундамент и чехол (см. рис. 4, рис. 5, рис. 11). Амплитуды вертикальных смещений, действительно, не большие и редко превышают первые десятки метров. В кинематическом отношении для Балтийско-Мезенской зоны резко преобладают сдвиговые смещения, а взбросо-надвиговые и сбросовые — чаще являются второстепенными, связанными с опережающими нарушениями. Широко распространены субслойные срывы, развитые вдоль различных горизонтов чехла и верхних структурных уровней фундамента.

### Тектоно-динамические модели

Для платформенных областей разработаны динамические модели [26, 39, 47], согласно которым сдвиговые смещения реализуются в основном в кристаллическом фундаменте, а в отложениях чехла они проявлены в виде кулисной системы диагональных складок и надвигов, сопряженных с многочисленными субслойными срывами (рис. 18, а). В результате проявления последних в толщах чехла проявляется дисгармоничная структура. Оперяющие складки-надвиги в противоположных бортах сдвига, как правило, имеют обратную вергентности и в целом образуют пропеллеробразную структуру [26]. Сама плоскость сдвига в осадках чехла может быть выражена не отчетливо, — в виде пояса трещиноватости и рассредоточенных малоамплитудных смещений, т.к. значительные сдвиговые смещения в фундаменте перераспределяются и реализуются в деформационных структурах чехла (субслойные срывы, складки, трещины). Предлагаемая модель во многом подходит для позднекаледонских структур Балтийско-Мезенской зоны.

Структурные неоднородности и геолого-геоморфологические аномалии, присущие Балтийско-Мезенской зоне, можно рассмотреть в связи с известными моделями дискретных деформаций в зонах сдвига [7, 31, 41, 53]. В результате поперечных сдвиговых смещений сформировались уступы и изгибы главной сдвиговой магистрали Балтийско-Мезенской зоны, которые при дальнейших подвижках выступали в качестве областей повышенной компрессии и развития высокоамплитудных складок и поднятий (см. рис. 18, б, диаграмма I). Типичным примером таких структур являются Дудергофские дислокации.

Комбинированный случай двух встречных изгибов магистрали Балтийско-Мезенской зоны может быть рассмотрен на примере структур Южно-Онежского сегмента. Здесь магистраль зоны имеет корытообразную в плане структуру. При правом сдвиге один из ее сегментов проявился в



**Рис. 18.** Графические модели проявления деформаций в зонах сдвига.

(а) – модель сдвиговых смещений в породах фундамента с их трансформацией в малоамплитудные разрывы в слоистой толще чехла, совмещенные с системами диагональных складок и надвигов, которые сопряжены с субслойными срывавами;

(б) – модели (вид в плане): I – локализации складчато-разрывных структур на участках изгиба сдвиговой зоны, II – двух смежных изгибов ее магистрали, III – в области виргации нарушения;

(в) – объемная модель соотношений структурных ансамблей в Южно-Онежском сегменте смежных изгибов магистрали Балтийско-Мезенской зоны сдвига.

1–2 – комплексы: 1 – фундамента, 2 – чехла; 3 – водоемы; 4–6 – разрывы: 4 – сдвиги, 5 – взбросы и надвиги, 6 – сбросы; 7 – антиклинали; 8 – направления перемещений; 9 – поднятия; 10 – депрессии

виде декомпрессионного изгиба, другой сегмент – компрессионного изгиба (см. рис. 18, б, диаграмма II). В результате в западном борту Онежского озера доминантными структурами стали каскадные системы сбросов, а в восточном – складчатые и взбросо-надвиговые структуры (см. рис. 18, в). Листрический характер сбросов и связанные с ними асимметричные формы рельефа указывают на важную функцию детачмента в основании ансамбля данных структур.

Тектонотипичной является и динамическая обстановка восточного фланга Балтийско-Мезенской зоны, где она испытывает виргацию. При правом сдвиге структуры северного ответвления

(р. Онега) располагались в компрессионном секторе, где формировались компенсирующие сдвиг разрывно-складчатые нарушения (см. рис. 18, б, диаграмма III). Южнее в противоположном борту Балтийско-Мезенской зоны находится контролируемая сбросами депрессия долины р. Мокша, соответствующая декомпрессионному сектору сдвиговой виргации (см. рис. 1).

#### Этапы и стадии деформаций

Рассмотренные материалы показывают, что Балтийско-Мезенская зона в фанерозое испытала многократную активизацию в различных дина-

мических режимах, следы которых сохранились в виде специфических структурных парагенезов, горизонтов палеосейсмиков и поверхностей несогласий. Имеющиеся геолого-структурные данные позволяют выделить три этапа развития Балтийско-Мезенской зоны, на протяжении которых проявились восемь стадий тектонической активности и неоднократные кинематические инверсии, по [33]. Нами представлены реконструированные тектонические и кинематические обстановки каждого события (см. табл. 1).

**Каледонский этап.** Данный этап развития территорий Прибалтики принято рассматривать в связи с тектонической эволюцией Скандинавских каледонид, для которых установлено четыре стадии активизации на протяжении кембрия—раннего девона [38, 48, 51, 52]. Для изученной части Балтийско-Мезенской зоны выявлено два типа структурных парагенезов, которые могут быть сопоставлены с наиболее поздними стадиями каледонского тектогенеза.

Тектонические события D2a проявились в позднем ордовике в процессе формирования Прибалтийского бассейна горючих сланцев кукурузерского горизонта (геохронологический возраст около 460 млн лет [8]). Вероятно, интенсивные сейсмические импульсы привели к мобилизации керогенного вещества и развитию горизонтов палеосейсмиков, а также пространственно связанных с ними нептунических даек и сбросов. Эти структуры формировались при косо ориентированном к простиранию Балтийско-Мезенской зоны растяжении, которая развивалась при этом в качестве левого сдвига, возможно, в обстановке трансенсии (см. табл. 1).

Тектогенез стадии D2b сопоставляется с главной фазой развития каледонид — скандинавской орогенией, проявившейся в результате косо коллизии Балтии и Лаврентии в позднем силуре—раннем девоне (пик события — 407 млн лет) [43, 52]. Со стадией D2b был связан глубокий разрыв территории и формирование сильно расчлененного рельефа. Балтийско-Мезенская зона развивалась в это время в условиях праводвиговой транспрессии, в результате которой вдоль ее магистралей сформировались диагонально-кулисные складчато-надвиговые и взбросовые нарушения (см. табл. 1). Предполагается, что деформации в Прибалтике проявились в результате скандинавских покровно-надвиговых перемещений, оказавших прямое динамическое воздействие на огромные территории [52]. Каледонские нарушения, локализованные в пределах Балтийско-Мезенской зоны, удалены на 650—1000 км от фронта этих покровов, — при этом Балтийско-Мезенская зона по отношению к линии их простирания ориентирована под углом 30°—45° вдоль траекторий касательных напряжений. Можно

предположить, что праводвиговые перемещения Балтийско-Мезенской зоны были отчасти независимы от прямого воздействия скандинавских покровов, но проявлялись с ними в единой динамопаре, организованной по принципу надвиг и сопряженный с ним сдвиг.

Каледонский этап развития на территории Прибалтики завершился соландинской фазой растяжения (405—395 млн лет) [52]. Предполагается, что на этой стадии формировались песчаниковые дайки и приуроченные к разрывам карстовые образования [52]. Время формирования этих структур не установлено. Многие из них могли быть связаны с более поздними этапами развития Балтийско-Мезенской зоны [24].

**Герцинский этап.** Данный этап развития Балтийско-Мезенской зоны связан с периодом накопления отложений среднего девона—верхнего карбона, когда области активного осадконакопления сместились в центральные и восточные сегменты Восточно-Европейской платформы — бассейн Московской синеклизы и область перикратонных прогибов Уральского палеоокеана [40]. Раннегерцинские тектонические события позднего девона в пределах платформы сопровождалась дифференцированными тектоническими перемещениями и проявлением щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма [40]. В Уральских бассейнах проявились ранние процессы сжатия и надвигание тектонических покровов в западном направлении [35]. В среднем—позднем девоне на стадии D3a развитие Балтийско-Мезенской зоны происходило в условиях поперечного растяжения, когда формировались листрические сбросы, контролируемые субслойнными срывами в отложениях чехла и глубинными detachментами (см. табл. 1). К этим структурам, вероятно, относится Везенбергский сбросовый уступ (см. рис. 2). В конце франского времени проявились сейсмические события (палеосейсмичность, конседиментационные сбросы), затем последовал длительный перерыв в осадконакоплении.

В карбоне на стадиях D3b и D3c развитие Балтийско-Мезенской зоны происходило преимущественно в условиях праводвиговой транспрессии (см. табл. 1). Интенсивные сейсмические и тектонические события проявились в визейское время в процессе накопления бокситоносных отложений, а также в позднем карбоне (касимовский век). В результате сформировались разрывно-складчатые структуры, приуроченные к сегментам изгиба и виргации Балтийско-Мезенской зоны, субортогональные их простиранию структуры растяжения (сбросы, грабены, нептунические дайки). На востоке за пределами рассматриваемой территории аналогичные герцинские нарушения осложняют толщи пермских и ниж-

нетриасовых отложений, что свидетельствует о тектонической активности Балтийско-Мезенской зоны и в конце герцинского этапа [21].

Длительный перерыв в осадконакоплении и отсутствие геохронологических реперов не позволяют охарактеризовать раннеальпийский этап развития Балтийско-Мезенской зоны. В неоплейстоцене территория севера Восточно-Европейской платформы была охвачена Скандинавским оледенением, которое продвигалось в южном и юго-восточном направлении и сопровождалось развитием гляциодислокаций и ледниковых морфоструктур [45].

**Новейший этап.** Данный этап развития Балтийско-Мезенской зоны был связан с накоплением поздне- и постледниковых озерных и озерно-аллювиальных отложений позднего неоплейстоцена–голоцена. На ранней стадии D4b (поздний дриас, 10730–9700 гг. до н.э. [8]) Балтийско-Мезенская зона развивалась в условиях левосдвиговых смещений, возможно, в режиме трансенсии, что сопровождалось проявлением сейсмических событий и связанных с ними структур растяжения таких, как конседиментационные сбросы, грабен-синклинали и нептунические дайки (см. табл. 1). На поздней стадии D4c в голоцене произошла кинематическая инверсия, после которой Балтийско-Мезенская зона развивалась в обстановке правосдвиговой транспрессии. Интенсивные деформации при этом проявились в узлах пересечения Балтийско-Мезенской зоны с поперечными нарушениями, в сегментах ее изгиба и виргации, в области которых формировались новейшие антиклинальные поднятия (Вайварские, Дудергофские) и депрессии (Онежская, Ладожская, Мокшинская) (см. табл. 1). Новейший тектогенез сопровождался развитием сейсмодислокаций и горизонтов палеосейсмиков, деформациями голоценовых осадков и формированием структур прорыва газогидратов – пок-маков. Крупное Свирско-Оятское сейсмическое событие (4.5–2.0 тыс л.н. [5, 6]) произошло на юго-востоке Ладожского озера.

Эпицентры исторических и современных землетрясений свидетельствуют о высокой сейсмической активности территории (см. рис. 1). В западной части Балтийско-Мезенской зоны в районе слияния Ботнического и Финского заливов в 1976 г. произошло крупное Осмуссаарское землетрясение с магнитудой 4.7 при глубине очага 17 км, которое было зафиксировано на расстоянии до 600 км от эпицентра. При землетрясении произошло правостороннее взбросо-сдвиговое смещение вдоль субширотного нарушения в акватории Финского залива и левый субмеридиональный сдвиг вдоль Эстонской береговой линии [1]. Похожие динамические параметры, согласованные с новейшей (D4c) кинематикой Балтийско-

Мезенской зоны, реконструированы для землетрясения 1881 г. в районе г. Нарвы [42].

Новейшие деформации D4c в целом согласуются с особенностями современной геодинамики Евро-Арктического региона. Анализ механизмов очагов землетрясений в Северной и Центральной Атлантике в совокупности с данными геодезического мониторинга показал, что на современном этапе межплитная граница Евразии и Северной Америки вышла из режима дивергенции и на всем протяжении от Шпицбергена до моря Лаптевых представляет собой трансформную тектоническую структуру [3]. Связанное с активным раскрытием Северного Ледовитого океана движение Евро-Арктических коровых масс в юго-восточном направлении в настоящее время сменилось преобладающими перемещениями к востоку–северо-востоку, что подтверждается данными спутниковых GPS измерений [9]. Современные правосдвиговые смещения вдоль Балтийско-Мезенской зоны согласуются с геодинамической моделью [3, 9] и позволяют предполагать, что блок Фенноскандии испытывает движение в восточных румбах с большими скоростями, чем Русская плита.

## ВЫВОДЫ

1. Балтийско-Мезенская зона представляет собой долгоживущую структуру, которая развивалась в качестве зоны сдвига в результате проявления нескольких стадий активизации во время каледонского, герцинского и новейшего этапов деформаций. Кинематика этой зоны согласуется с общими динамическими закономерностями эволюции Восточно-Европейской платформы, в частности, с формированием коллизионных структур Скандинавских каледонид, с обширными по площади проявления тектоно-магматическими событиями позднего девона и особенностями новейшего развития Евро-Арктического региона.

2. На протяжении фанерозоя в пределах Балтийско-Мезенской зоны проявлялись преимущественно правосдвиговые перемещения в обстановке транспрессии. Периодически имели место смена режимов деформаций и кинематические инверсии, в результате чего зона развивалась в обстановках поперечного растяжения, левого сдвига, возможно, левосдвиговой трансенсии. Для рассматриваемого периода времени (фанерозой) установлено восемь стадий деформаций, в процессе проявления которых отмечалось изменение динамических режимов не менее пяти раз.

3. Установленные по кинематическим признакам новейшие правосдвиговые смещения вдоль Балтийско-Мезенской зоны, согласованные с динамическими характеристиками современной сейсмичности и результатами спутниковых GPS

измерений, позволяют предполагать, что блок Фенноскандии в настоящее время испытывает движение в восточных румбах с большими скоростями, чем Русская плита.

4. Балтийско-Мезенская зона сдвига является типичной платформенной структурой, для которой значительные сдвиговые смещения в породах фундамента, проникая в отложения чехла, трансформируются в малоамплитудные разрывы и системы диагональных складок-надвигов, сопряженных с многочисленными субслоистыми срывами.

5. Геолого-структурные и геоморфологические аномалии Балтийско-Мезенской зоны динамически связаны с сегментами изгиба ее магистралей и виргации, а также с узлами пересечения главного нарушения с поперечными разрывами.

**Благодарности.** Авторы выражают глубокую признательность рецензенту чл.-корр. Ю.А. Морозову (ИФЗ РАН, г. Москва) за полезные замечания и рекомендации, которые позволили улучшить статью.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00485) и госбюджетной темы № 0135-2016-0012.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ассиновская Б.А., Горшков В.Л., Щербакова Н.В., Панас Н.М.* Активные разломы, выявленные по данным геодинамических наблюдений в Балтийском море // *Инженерн. изыскания.* 2013. № 2. С. 50–55.
2. *Афанасов М.Н., Казак А.П.* Проявление тектономагматической активизации на северо-западе Русской плиты и перспективы поисков полезных ископаемых (Псковская, Ленинградская, Новгородская области) // *Вестн. СПбГУ.* 2009. Сер. 7. Геология, география. Вып. 4. С. 20–31.
3. *Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г.* Современный геодинамический режим Срединно-Атлантического хребта и прилегающих территорий // *Мат-лы XVI междунар. конф. "Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы".* Воронеж: ВГУ, 2010. Т. 2. С. 118–123.
4. *Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.
5. *Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.* Позднегложеновое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры // *Вестн. СПбГУ.* Сер. 7. Геология, география. 2009. Вып. 1. С. 3–25.
6. *Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.* Позднегложеновое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. II. Параметры // *Вестн. СПбГУ.* Сер. 7. Геология, география. 2010. Вып. 3. С. 18–28.
7. *Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // *Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых.* М.: Наука, 1991. С. 37–52.
8. *Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Сер. Центрально-Европейская. Лист О-35 – Псков, (N-35). Лист О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.
9. *Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В.* Геодинамика Евразии — тектоника плит и тектоника блоков // *Геотектоника.* 2004. № 1. С. 3–20.
10. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Ильменская. Лист О-35-V. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 1980. 106 с.
11. Геология СССР. Т.1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области / А.В. Сидоренко (ред.). М.: Недра, 1971. 503 с.
12. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
13. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Н.В. Шаров (ред.). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-(35)-37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.
15. *Грейсер Е.Л., Дашко Р.Э., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б.* Строение и происхождение Дудергофских высот (окрестности Ленинграда) // *Извест. Всесоюз. географич. общества.* 1980. Т. 112. № 2. С. 138–146.
16. *Енгальчев С.Ю.* Геологическое строение и генезис дислокаций на Андомской горе // *Вестн. СПбГУ.* Сер.7. Геология, география. 2007. Вып. 1. С. 32–39.
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. геол. и металлогения.* 2013. № 54. С. 25–37.
18. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2013 г. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 136 с.
19. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
20. *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.
21. *Колодяжный С.Ю., Балувев А.С., Зыков Д.С., Левин С.А.* Строение и особенности кинематического развития Беломорско-Двинской зоны сдвига и Пинежского геодинамического узла // *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии.* Т. 1. Мат-лы I Тектонич. совещ. 30 янв.–3 февр. 2018, Москва. М.: ГЕОС, 2018. С. 292–296.
22. *Колодяжный С.Ю., Балувев А.С., Терехов Е.Н.* Структура и эволюция Андомского сегмента юго-во-



- сточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2016. № 4. С. 48–67.
23. Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника, 2007. № 6. С. 3–22.
  24. Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С., Полещук А.В., Зыков Д.С. Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в фанерозое, северо-запад России // Геотектоника. 2020. № 1. В печати.
  25. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
  26. Короновский Н.В., Гогоненко Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур “пропеллерного” типа // Геотектоника. 2009. № 5. С. 50–64.
  27. 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.
  28. Леонов Ю.Г., Гуценко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
  29. Лобанов И.Н. О природе дислокаций Дудергофских высот в окрестностях Ленинграда // Геотектоника. 1976. № 6. С. 89–98.
  30. Лобанов И.Н. О природе дислокаций Дудергофских высот и района г. Павловска // Извест. Всеросс. геогр. общества. 1979. Т. 111. № 4. С. 334–342.
  31. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.
  32. Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю. Ледниковые отторженцы и гляциодислокации Северо-Запада Русской равнины // Мат-лы гляциол. исслед. 1982. № 44. С. 121–128.
  33. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. № 1. С. 21–50.
  34. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
  35. Самыгин С.Г., Буртман В.С. Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем // Геотектоника. 2009. № 2. С. 57–77.
  36. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 357 с.
  37. Ступак В.М., Леценко Н.В. Результаты комплексной интерпретации материалов МОГТ и МОВЗ в юго-восточной Фенноскандии // Технологии сейсморазведки. 2008. № 2. С. 48–52.
  38. Сыстра Ю.И. О фанерозойских тектонических движениях зоны сочленения Фенноскандинавского щита с Русской плитой // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными / Мат-лы XIV международн. конф. 27–31 окт., Петрозаводск. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. 2008. С. 242–245.
  39. Тимурзиев А.И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидо-динамический аспекты (в связи с нефтегазонасностью). Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: МГУ, 2009. 40 с.
  40. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.
  41. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
  42. 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.
  43. Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. Baltica from late Precambrian to mid-Paleozoic times: the gain and loss of a terrane’s identity // Earth Sci. Rev. 2005. Vol. 72. № 1–2. P. 39–66.
  44. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review. Geol. Surv. Canada: Ottawa, 1991, Paper 90-17. 72 p.
  45. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Sci. Rev. 2012. Vol. 44. P. 51–59.
  46. Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. P. 973–986.
  47. Ponce de Leon M.I., Choukroune P. Shear zone in the Iberian Arc // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 63–68.
  48. Puura V., Vaher R. Cover structure // A. Raukas, A. Teedumae. Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn: Estonian Acad. Publ., 1997. 436 p.
  49. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2. Folds and Fractures. London–N.Y.: Acad. Press., 1987. 392 p.
  50. Riedal W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // Zentbl. Miner. Geol. Palaeontol. 1929. Abh. B. P. 354–368.
  51. Roberts D. The Scandinavian Caledonides: event chronology, paleogeographic settings and likely modern analogues // Tectonophysics. 2003. Vol. 365. P. 283–299.
  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. Vol. 25. № 2. P. 175–187.
  53. Twiss R.J., Moores E.M. Struct. Geol. N.Y.: W.H. Freeman & Comp., 1992. 532 p.

Рецензент: Ю.А. Морозов

## Structural-Kinematic Parageneses and Dynamic Evolution Model of the Baltic-Mezen Shear Zone in the Phanerozoic, the Northern-Western Part of the European Platform

S. Yu. Kolodyazhny<sup>a,\*</sup>, E. N. Terekhov<sup>a</sup>, A. S. Baluev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia*

*\*e-mail: kolod63@mail.ru*

The tectonic features of the Baltic-Mezen shear zone developed along the border of the Fennoscandian shield and the Russian plate in the North of the East European platform are considered. It is established that tectonic evolution of the considered zone was associated with strike-slip displacements in the basement rocks, which were realized and dispersed in the sediments of the cover in the form of low-amplitude faults, systems of diagonal folds and thrusts associated with sublayer detachments. The dynamic connection of geological-structural and geomorphological anomalies of the Baltic-Mezen zone with the segments of bending of its mainline and virgation, as well as with the nodes of the intersection of the main shear zone with transverse faults, is noted. Based on the study of structural and kinematic parageneses, it was established that the Baltic-Mezen shear zone in the Phanerozoic developed mainly under conditions of right lateral strike-slip displacements and transpression during eight activation phases of the Caledonian, Hercynian and recent deformation stages. Periodically there was a change of deformation regimes and kinematic inversions, and shear zone evolved in the conditions of the transtension and left-lateral strike-slip displacements. The kinematics of the Baltic-Mezen shear zone is consistent with the general dynamic patterns of the East European platform evolution, in particular, with the formation of collision structures of the Scandinavian caledonids, with extensive tectonic-magmatic events of the late Devonian and the features of the latest development of the Euro-Arctic region.

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