

УДК 551.242

## ПРИЗНАКИ СЕЙСМИЧНОСТИ И НОВЕЙШЕЙ АКТИВНОСТИ ДРЕВНИХ РАЗЛОМОВ В РАЙОНЕ СЛОБОДСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО УЗЛА (ЗАПАД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2021 г. С. Ю. Колодяжный<sup>а</sup>, \*, М. М. Певзнер<sup>а</sup>, А. В. Полещук<sup>а</sup>, Д. С. Зыков<sup>а</sup>, М. Г. Леонов<sup>а</sup>, И. М. Варенцов<sup>б</sup>, П. В. Иванов<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>Центр геоэлектромагнитных исследований – филиал Института физики Земли РАН, а/я 30, Троицк, Москва, 108840 Россия

\*e-mail: kolod63@mail.ru

Поступила в редакцию 23.12.2020 г.

После доработки 26.02.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

В статье представлен результат комплексных геохронологических, палеосейсмических и тектонофизических исследований на примере локальных структур Слободского тектоно-динамического узла, представляющего собой сегмент сочленения крупнейших тектонических структур Восточно-Европейской платформы. Исследования проведены в районе Витебско-Суражского разлома центральной части Слободского узла. Это древнее долгоживущее нарушение прослеживается по геофизическим данным в комплексах докембрийского фундамента. В результате активизации на платформенном этапе развития разрыв проникает в отложения осадочного чехла и образует отрицательную структуру цветка с признаками тектонической инверсии. С позднего девона до начала квартала Витебско-Суражский разрыв, имеющий северо-восточное простирание, испытал не менее двух этапов тектонической активности в условиях левосдвиговой транспрессии и правосдвиговой транстенсии. В позднем плейстоцене и раннем голоцене с развитием Витебско-Суражского разрыва было связано формирование грабенообразных ложбин, в которых накапливались поздние и последниковые озерные отложения. В карьере Гралево в строении этих осадков развиты горизонты сейсмиков – индикаторов палеоземлетрясений. Землетрясение максимальной интенсивности зафиксировано по структурам сейсмиков раннеголоценовых ленточных глин, радиоуглеродный возраст которых –  $9339 \pm 36$  лет. Тектонофизические параметры сейсмического события соответствуют условиям сбросо-сдвигового режима деформаций при широтной ориентировке оси растяжения и субмеридиональной – оси сжатия.

*Ключевые слова:* сейсмикты, радиоуглеродный возраст, тектонофизические параметры, структурный парагенез

DOI: 10.31857/S0203030621060067

### ВВЕДЕНИЕ

Время формирования крупнейших платформенных нарушений охватывает, как правило, несколько геологических периодов и даже эр [Гарецкий, Каратаев, 2014; Геология ..., 2001; Колодяжный, 2018; Милановский, 1987; Сеймотектоника ..., 2009; Bogdanova et al., 1996]. Изучение особенностей строения, механизмов деформации и эволюции этих долгоживущих структур актуально в теоретическом и практическом отношении. Флюидная и магматическая проницаемость зон нарушений, контролируемая условиями деформаций, влияет на процессы накопления и перераспределения рудных компонентов и углеводородов. В инженерно-геологическом отношении важны представления о высокой сейсмогенерирующей способности имен-

но глубинных и протяженных разрывов, унаследующих древние нарушения [Землетрясения ..., 2007; Несмеянов, Воейкова, 2016; Сеймотектоника ..., 2009; Трифонов, 2017]. Сейсмический потенциал узловых сегментов долгоживущих нарушений, где отмечается пересечение двух и более разломных зон, является особенно высоким [Сеймотектоника ..., 2009].

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) является хорошим полигоном для изучения долгоживущих нарушений и геодинамических узлов. Для этой территории имеется немало геолого-геофизических данных, характеризующих общие геодинамические условия развития нарушений древнего заложения [Глубинное ..., 2010; Колодяжный, 2018; Милановский, 1987; Чамов, 2016]. Вместе с тем, достаточно точные тектонофизиче-

ские и хронологические характеристики эволюции рассматриваемых зон немногочисленны и, чаще, ограничены решениями фокальных механизмов современных и исторических землетрясений. Изучение более древних деформаций сталкивается с проблемой определения их возраста. Для решения этих задач в последнее время используются методы изучения горизонтов сейсмиков и связанных с ними структур [Бискэ и др., 2009; Гаврилов, 2017; Kolodyazhny et al., 2020; Obermeier, 1996; Seilacher, 1984]. Обнаружение конседиментационных признаков палеоземлетрясений в слоях, датированных палеонтологическими и радиоизотопными методами, позволяет существенно расширить диапазон тектонофизических наблюдений, дополнить каталоги землетрясений и базы данных активных разломов [Бачманов и др., 2017].

В статье приводится пример решения взаимосвязанных геохронологических, палеосейсмических и тектонофизических задач на небольшом, но принципиально важном участке, расположенном в пределах Слободского тектоно-динамического узла.

### ТЕКТОНИКА СЛОБОДСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО УЗЛА

Термин “тектоно-геодинамический узел” был предложен Р.Г. Гарецким с соавторами на примере Слободской структуры, рассматриваемой в качестве главного узлового сегмента схождения полюсовых магнитных и гравитационных аномалий, систем рифейских авлакогенов, крупнейших разломов и сутурных зон ВЕП [Гарецкий, Каратаев, 2009, 2011, 2014; Леонов, Гарецкий, 2017]. По мнению этих исследователей, Слободской узел также является областью тройного сочленения и встречной конвергенции раннедокембрийских литосферных плит, образующих три главных сегмента ВЕП [Bogdanova, 1993]: Фенноскандию, Волго-Урاليю и Сарматию. Центр Слободского узла расположен в районе Слободской возвышенности на северо-западе Смоленской области. Внешние контуры узловых структур точно не определены, но очевидно, что ее диаметр достигает нескольких сот километров [Гарецкий, Каратаев, 2009, 2014; Леонов, Гарецкий, 2017] (рис. 1).

#### *Тектоника фундамента*

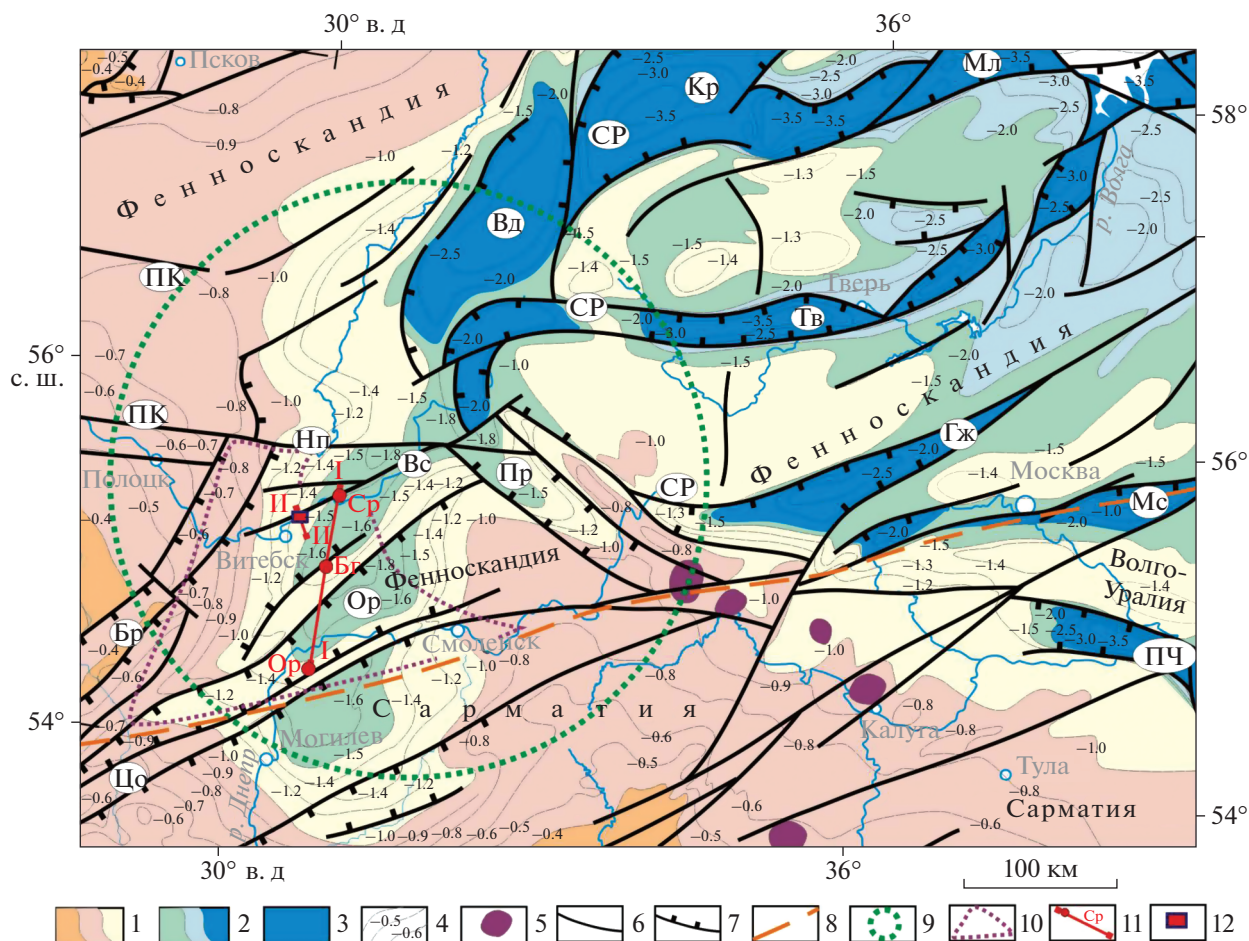
Крупный сегмент Слободского узла занимает Витебский гранулитовый массив, плановая треугольная конфигурация которого была околонтурна по серии сгруппированных положительных магнитных и гравиметрических аномалий (см. рис. 1). Предполагается, что массив представляет собой нижнекоровый фрагмент Осницко-Микашевического вулканоплутонического пояса, ко-

торый сформировался в палеопротерозое вдоль активной окраины Сарматии [Аксаментова, 2002; Гарецкий, Каратаев, 2011; Глубинное ..., 2010; Bogdanova et al., 2015]. Согласно геофизическим данным, Витебский массив расположен в области тройной конвергенции, которую обрамляют системы встречных надвигов и взбросов: с северо-запада — глубинные разломы Центрально-Белорусской шовной зоны (Минский, Борисовский), с северо-востока — Руднянская зона нарушений, а с юга — разрывы, маркирующие Фенноскандинавско-Сарматскую шовную зону (Кохановский, Стоходско-Могилевский и др.) [Аксаментова, 2002; Аксаментова и др., 1994; Гарецкий, Каратаев, 2009, 2011, 2014; Гарецкий и др., 2009; Глубинное ..., 2010]. Массив пересекают второстепенные разрывы субмеридиональной и северо-восточной ориентировки.

В структуре кровли фундамента Слободского узла отмечается пересечение и сочленение радиально ориентированных систем рифейских авлакогенов и впадин, второстепенных горстов и грабенных, а также разноранговых нарушений (см. рис. 1). С севера к узлу причленяется Валдайская грабен-синклиналь Среднерусского авлакогена, с востока — Пречистенский и Тверской грабены, а также разрывы, наращивающие окончания Гжатского и Московского грабенов. С запада Слободской узел оперяют разрывы Полоцко-Курземского пояса. Значительную часть южного сектора Слободского узла занимает субмеридиональная Оршанская впадина и осложняющие ее горсты и разрывы северо-восточной ориентировки. Отмеченные выше структуры сформировались в рифее за счет активизации палеопротерозойских коллизионных нарушений и сутурных зон в процессе рифтогенеза [Гарецкий, Каратаев, 2009, 2014; Гарецкий и др., 2002; Нагорный, 2009; Чамов, 2016; Bogdanova et al., 1996]. Рифейские разрывы в бортах Центрально-Оршанского горста и Московского грабена унаследуют палеопротерозойские разломы северного ограничения Фенноскандинавско-Сарматской шовной зоны (см. рис. 1).

Новую информацию о глубинном строении области Слободского геодинамического узла несет массив электромагнитных зондирований, выполненный силами ЦГЭМИ ИФЗ РАН и Геологического факультета МГУ в 2018–2020 гг. Первые результаты этих исследований существенно уточнили геоэлектрическую структуру осадочно-чехла и выявили проводящие коровые структуры в пределах Оршанской впадины и к северу от нее [Варенцов и др., 2020].

Палеопротерозойский Витебский гранулитовый массив и контуры выявленной аномалии электропроводности во многом пространственно совпадают с Оршанской рифтогенной впадиной, очерченной изогипсами со значениями  $-1.2$  и  $-1.0$  км



**Рис. 1.** Схема строения кровли фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы (по [Нагорный, 2009; Объяснительная ..., 1999] с дополнениями).

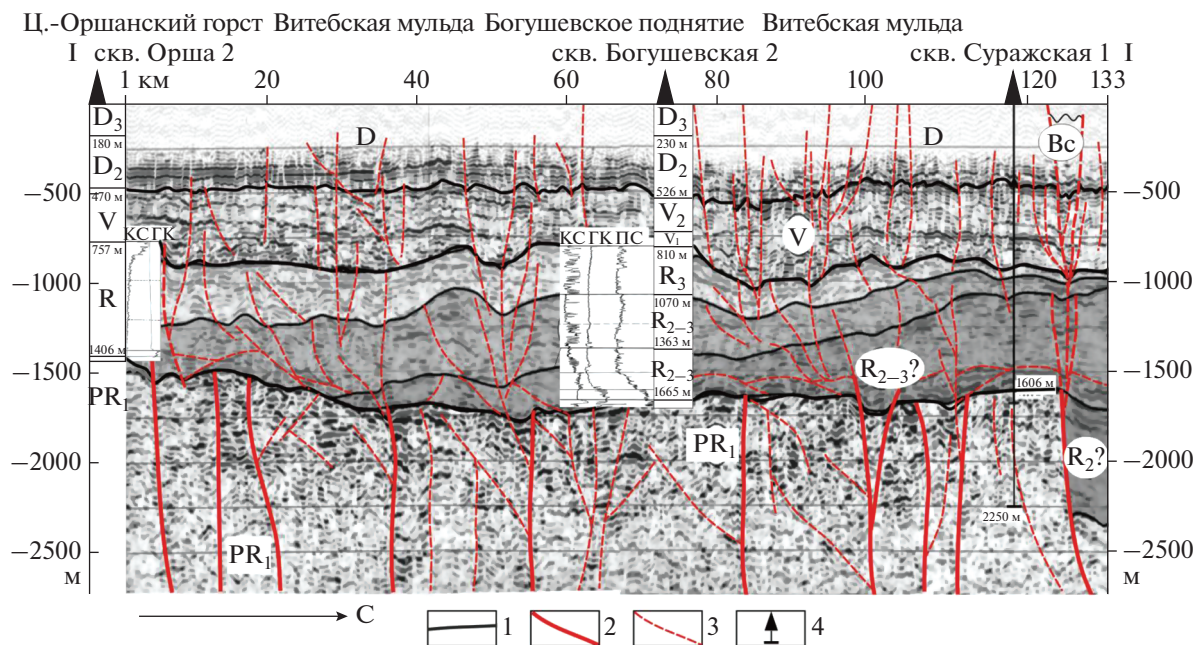
1–3 – морфоструктуры кровли фундамента: 1 – поднятия, 2 – депрессии, 3 – рифейские авлакогены; 4 – изогипсы кровли фундамента; 5 – кольцевые структуры; 6–8 – разломы: 6 – преимущественно сдвиги, 7 – сбросы, 8 – северный контур Фенноскандинаво-Сарматской шовной зоны; 9 – контуры Слободского узла; 10 – контуры Витебского гранулитового массива; 11 – линии разрывов, опорные скважины (Ср – Суражская-1, Бг – Богушевская, Ор – Оршанская); 12 – участок исследований.

Ср – рифтогенные грабены и впадины Среднерусской системы (Ор – Оршанская, Вл – Валдайская, Кр – Крестцовский, Мл – Молоковский, Тв – Тверской, Пр – Пречистенский, Гж – Гжатский, Мс – Московский); ПЧ – Пачелмский авлакоген; Цо – Центрально-Оршанский горст; разрывы: Нп – Новополоцкий, Бр – Брагинский, Вс – Витебско-Суражский; ПК – Полоцко-Курземский пояс разрывов.

(см. рис. 1). Породы фундамента залегают здесь на глубинах 1.8–1.0 км. Впадина выполнена красноцветными и сероцветными песчано-глинистыми формациями протоплатформенного чехла средне-рифейского и верхнерифейско-нижневендского комплексов суммарной мощностью около 1000 м [Геология ..., 2001; Нагорный, 2009].

Исследования, основанные на интерпретации сейсмопрофиля МОГТ Чериков – Усвяты, позволили установить густую сеть платформенных разломов в пределах Оршанской впадины (рис. 2) [Нагорный, 2009; Чамов, 2016]. Поверхность фундамента этой депрессии представляет собой систему тектонических блоков и ступеней, разде-

ленных разломами северо-восточной ориентировки. Центрально-Оршанский горст и Богушевское поднятие разделяют депрессию на ряд второстепенных впадин (см. рис. 1, 2). Амплитуда большей части нарушений не превышает нескольких десятков метров, но на отдельных участках, в частности, в бортах Центрально-Оршанского горста, она достигает 500 м и более [Нагорный, 2009]. В северной части сейсмопрофиля Чериков – Усвяты в районе скважины Суражская-1 дешифрируется сброс с амплитудой смещения поверхности фундамента до 700 м (см. рис. 2) [Чамов, 2016]. Ниже это нарушение рассматривается в качестве Витебско-Суражского разлома (см. рис. 1).



**Рис. 2.** Фрагмент сейсмического профиля Чериков–Усвяты, пересекающего Оршанскую впадину по линии I–I' (по [Чамов, 2016] с дополнениями). Вc – Витебско-Суражский разлом. 1 – главные поверхности несогласий; 2 – разломы; 3 – малоамплитудные нарушения; 4 – скважины.

#### Тектоника плитного чехла

В пределах Слободского узла отложения чехла с несогласием перекрывают протоплатформенные отложения рифейских грабенов и впадин. Они представлены верхнебайкальским (нижневендско-нижнекембрийским), герцинским (девон–карбон) и киммерийско-альпийским (юра–квартер) комплексами общей мощностью до 800 м. В составе чехла отмечаются сульфатно-карбонатно-терригенные, пестроцветные терригенные и сероцветные карбонатные формации [Геология ..., 2001; Нагорный, 2009].

В области Слободского узла развит мощный покров четвертичных отложений. Сведения о нарушениях плитного чехла основаны преимущественно на результатах дистанционного анализа аэрокосмических и геолого-геофизических данных, а также сейсмического и геодезического мониторинга. В районе Слободского узла выявлены: 1) системы платформенных разрывов, имеющих унаследованные и секущие соотношения с нарушениями фундамента; 2) новейшие разрывы северо-восточной, широтной и субмеридиональной ориентировки; 3) тектонические зоны с высоким сейсмическим потенциалом; 4) пространственно-генетические связи линейных, в том числе ледниковых, форм рельефа с активными разрывами [Гарецкий и др., 2013; Комаровский, Хилькевич, 2018; Курлович, 2014; Разломы ..., 2007; Сейсмоструктура ..., 2009].

Широтный Новополоцкий разлом унаследует рифейские нарушения южной окраины Полоцко-Курземского пояса, сечет палеопротерозойские структуры фундамента и имеет признаки новейшей активности [Гарецкий и др., 2002; Разломы ..., 2007]. Новейшие разрывы северо-восточного простирания развиты вдоль погребенных Центрально-Оршанского горста и Фенноскандинавско-Сарматского тектонического шва (см. рис. 1). Среди них отмечаются Оршанский, Коханский, Смоленский, Бельнический и Могилевский разрывы, конформные структурам фундамента [Гарецкий и др., 2013; Разломы ..., 2007; Сейсмоструктура ..., 2009]. Здесь также выделена Оршанская потенциально-сейсмогенная зона шириной до 10 км, тяготеющая к разлому северо-западного борта Центрально-Оршанского горста [Сейсмоструктура ..., 2009]. Оршанский разлом проявляется в аномалиях геофизических полей и в структуре платформенного чехла, включая отложения кайнозоя. Разлом контролирует широтный отрезок р. Днепр и границу максимального распространения поозерского (валдайского) оледенения, сопровождается проявлениями палеогенового и неогенового карста [Сейсмоструктура ..., 2009].

Пружанско-Бешенковичская (Выжевско-Минская) зона является самым протяженным (более 600 км) новейшим нарушением на территории Белоруссии, прослеживается в северо-восточном направлении от г. Бреста до г. Витебска. В области Слободской структуры зона унаследует древний Борисовский разлом, выраженный в инфраструк-

туре фундамента и его кровли (см. рис. 1). Ширина зоны изменяется от 2–3 до 25–30 км. В строении зоны участвуют от 2 до 7 субпараллельных разрывов, проявленных в рельефе кровли дочетвертичных пород, в структуре ледниковых отложений и морфологии гидросети [Сейсмо тектоника ..., 2009].

Упомянутый выше Витебско-Суражский разлом представляет собой одно из ответвлений Пружанско-Бешенковичской зоны в области ее виргации и торцевого прерывания в эпицентре Слободского узла (см. рис. 1). Вертикальная амплитуда смещений этого разрыва вверх по восстанию сокращается от 700 м (сбросовое смещение кровли фундамента) до 50–70 м (в слоях девона). В отложениях чехла разлом разветвляется и имеет облик отрицательной структуры цветка с разрывно-складчатым внутренним строением (см. рис. 2). Витебско-Суражский разрыв достигает поверхности и находит отражение в аномальном строении четвертичного покрова (см. ниже). В современном рельефе он обозначен линейно вытянутым в северо-восточном направлении отрезком р. Западной Двины на участке между г. Витебском и п. Сураж (см. рис. 1). Витебско-Суражский разлом также выражен смещением уровней террас в бортах долины р. Западной Двины [Kalicki, 2006]. На гидрогеологических картах в области динамического влияния рассматриваемого разлома отмечается аномалия водопроницаемости (500–1000 м<sup>3</sup>/сут), связанная с карстом и высокой трещиноватостью карбонатных пород девона.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

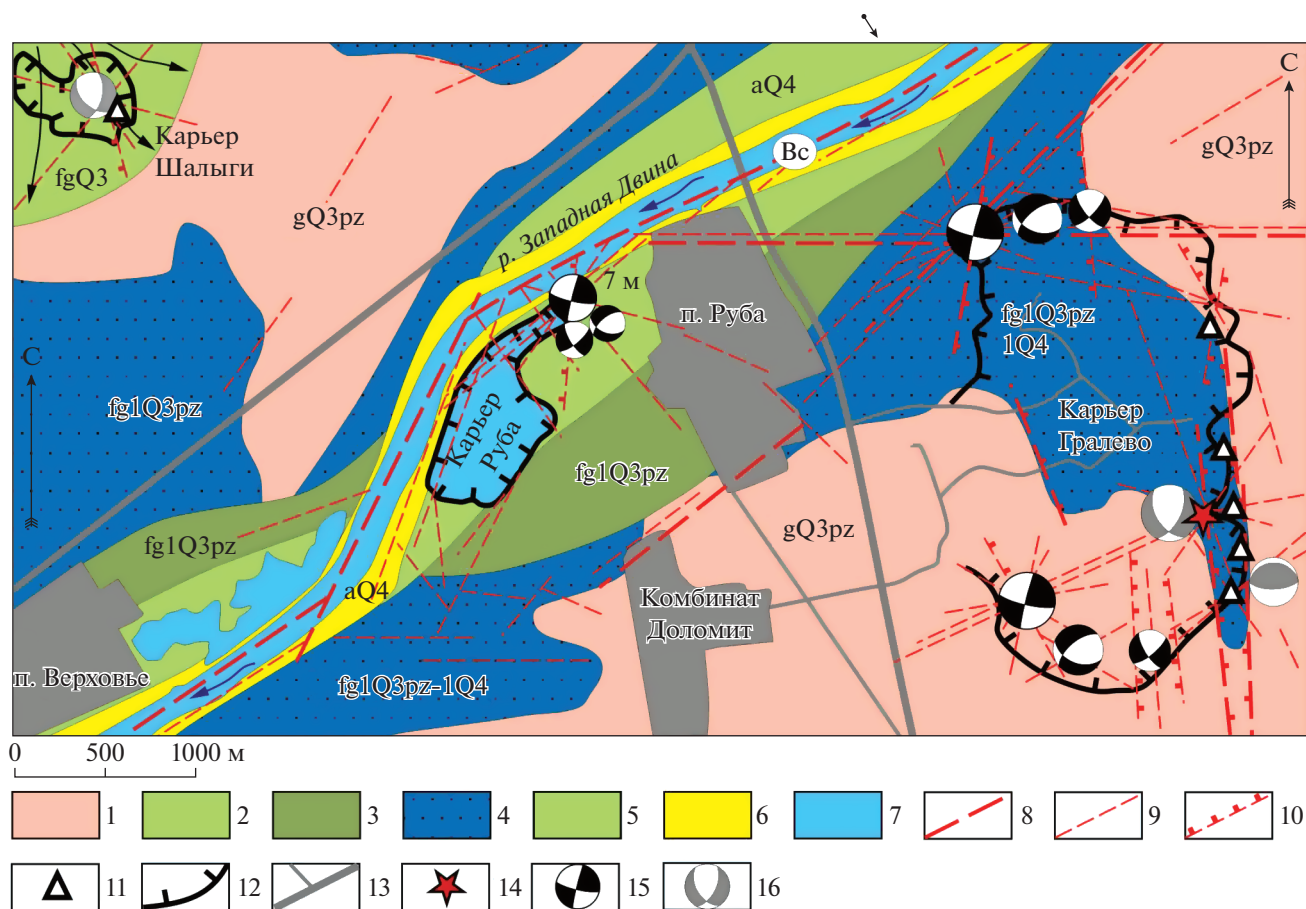
Геолого-структурные исследования проведены нами в 2019 г. в районе п. Руба, расположенного в 15 км к северо-востоку от г. Витебска (см. рис. 1). Это единственный участок центральной части Слободского узла, где имеется возможность изучения отложений палеозоя и квартера в открытых горных выработках и естественных обнажениях. Участок охватывает область динамического влияния Витебско-Суражского разлома, приуроченного к руслу р. Западной Двины.

Геологические наблюдения сопровождалось тектонофизическими исследованиями в различных комплексах пород. Делались массовые замеры трещин, зеркал и штрихов скольжения, ориентировок приразрывных изгибов слоев, оперяющих сколов и трещин отрыва. На первом этапе обработки структурных данных строились упрощенные схемы ориентировки нарушений и их кинематики. Сопоставление этих схем с тектонофизическими моделями [Сим, Маринин, 2015] позволило выявить в различных комплексах пород группы динамически согласованных структур – структурно-кинематические парагенезы. При окончательной статистической обработке мате-

риалов использовалась программа FaultKin6 [Marrett, Allmendinger, 1990]. С ее помощью для каждого структурного парагенеза были построены стереограммы, выявлены ориентировки главных осей палеонапряжений, реконструированы режимы деформаций (по методике [Копп, 2004; Сим, Маринин, 2015]).

Для определения времени формирования новейших структур были использованы признаки проявления палеоземлетрясений, представленные в виде специфических софт-деформаций (от англ. слова soft – мягкий (осадок)) горизонтов сейсмиков, приуроченных к определенным уровням стратиграфического разреза. Различным аспектам отражения палеоземлетрясений в осадочных толщах посвящены многочисленные публикации [Бискэ и др., 2009; Гаврилов, 2017; Полещук и др., 2020; Obermeier, 1996; Seilacher, 1984]. Известно, что деформации палеосейсмиков проявляются в обводненных осадках, залегающих непосредственно ниже дна бассейна в слабо литифицированном состоянии и подвергшихся воздействию сейсмических ударов с интенсивностью более 5 баллов [Бискэ, 2009; Obermeier, 1996]. Схема морфологических типов и возможных пространственных соотношений структур сейсмиков представлена в работе [Kolodyazhny et al., 2020]. В уплотненных слоях, подстилающих сейсмиков, преобладают структуры хрупкого разрушения: сколы и трещины отрыва, кластические дайки, погребенные сбросы и миниграбены [Гаврилов, 2017; Колодяжный и др., 2020]. В отличие от сложно организованных структур сейсмогенного горизонта, данные нарушения имеют закономерную ориентировку и могут быть использованы для реконструкции палеонапряжений, синхронных сейсмическому событию. Этим структурам в работе уделялось особое внимание.

Для изотопного датирования горизонтов палеосейсмиков, выявленных нами в разрезе четвертичных отложений, были отобраны пробы на радиоуглеродный анализ. Первичная обработка проб с целью выделения органики была проведена в радиоуглеродной лаборатории Геологического института (ГИН) РАН по стандартной почвенной методике [Певзнер, 2015]. Из одной пробы было выделено 15 г углерода, что позволило определить возраст органических остатков в лаборатории ГИН РАН (индекс GIN-15984). Вторая проба, содержащая малые количества углерода, была проанализирована на высокочувствительном масс-спектрометре в AMS-лаборатории университета г. Оттавы, Канада (индекс UOK-13032). Приведение радиоуглеродных дат к календарному возрасту выполнено по программе калибровки Оксфордского университета OxCal v4.3.2 [Bronk Ramsey, 2009].



**Рис. 3.** Геолого-структурная схема участка в районе п. Руба (по [Вашков и др., 2016] с дополнениями). Вс – Витебско-Суражский разлом.

1–3 – верхнеплейстоценовые поозерские отложения: 1 – основной морены, 2 – флювиогляциальные конусов выноса, 3 – флювиогляциальные долинных задров; 4 – верхнеплейстоценовые–голоценовые озерно-ледниковые и озерные отложения; 5, 6 – голоценовые отложения: 5 – аллювий надпойменных террас, 6 – аллювий речных пойм; 7 – водоемы; 8 – разрывы; 9 – преобладающие системы трещин; 10 – малоамплитудные сбросы; 11 – дислокации в отложениях квартера; 12 – контуры карьеров; 13 – дороги; 14 – пункт составления разреза на рис. 5; 15, 16 – министереограммы ориентировки палеонапряжений в отложениях: 15 – верхнего девона, 16 – квартера (темное – сегмент растяжения, белое – сегмент сжатия).

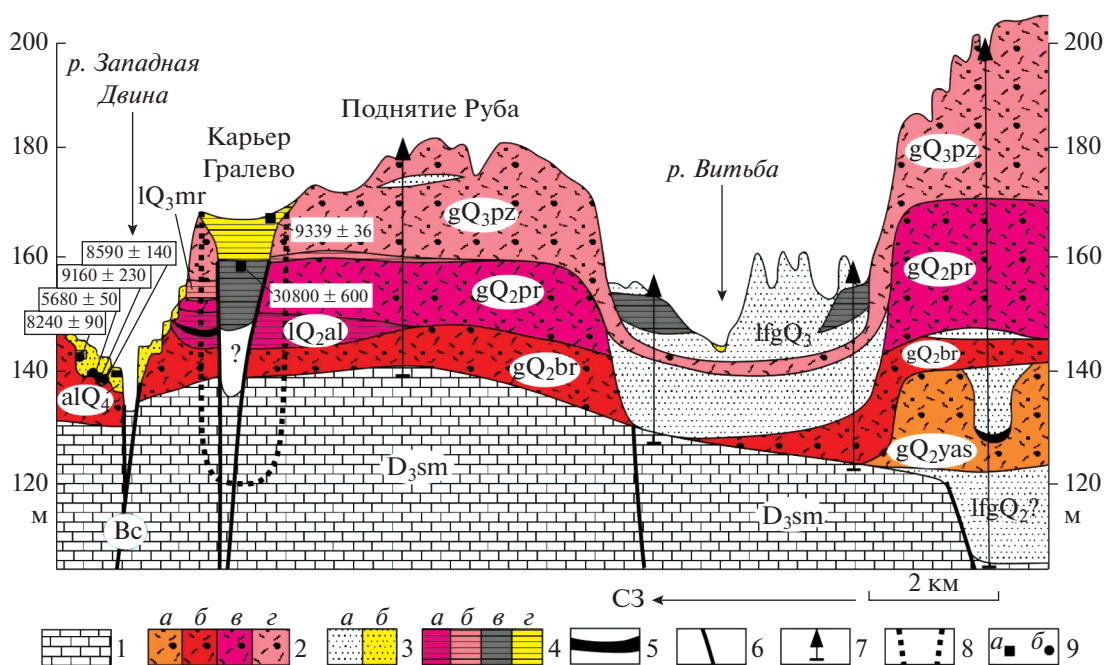
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА РУБА–ГРАЛЕВО

Участок исследований располагается в 60–70 км к запад–юго-западу от центра Слободского узла на востоке Белорусского Поозерья (см. рис. 1). В геоморфологическом отношении район относится к западной части Суражской озерно-ледниковой равнины. В районе п. Руба располагаются крупные карьеры Гралево и Руба, вскрывающие отложения верхнего девона и несколько горизонтов четвертичного покрова (рис. 3). Небольшие выходы девонских пород в виде порогов отмечаются в русле р. Зап. Двины, а разрезы квартера – в песчаных карьерах ее левобережья и у п. Шалыги. Участок занимает наиболее возвышенную часть Рубского тектоно-эрозийного поднятия дочетвертичной поверхности, которое ограничено разрывами и связанными с ними водноледниковыми ложбинами [Вашков и др., 2016]. Относи-

тельная высота поднятия 20–40 м, абсолютные отметки кровли дочетвертичных пород достигают 140 м (рис. 4).

Отложения верхнего девона представлены франским ярусом семилукского горизонта ( $D_3^{sm}$ ) – серыми, желтовато-серыми доломитизированными известняками с брахиоподами и кораллами. Отмечаются прослой мергелей и глинистых доломитов, осложненные тектоническими срывами и проявлениями хрупко-пластических деформаций. Породы нарушены частыми трещинами и малоамплитудными (до 1 м) разрывами с зеркалами скольжения. Вдоль разрывов отмечается глыбовое дробление и брекчирование пород, проявляются карст, вторичная минерализация, характерна высокая обводненность.

Мощность четвертичного покрова достигает 40 м, резко снижается в бортах долины р. Зап. Двины; в районе порогов у п. Руба отложения кварте-



**Рис. 4.** Геологический разрез поднятия Руба по линии II-II (по [Санько и др., 2012; Kalicki, 2006] с дополнениями). Bc – Витебско-Суражский разлом. 1 – карбонатные отложения семилукского горизонта верхнего девона ( $D_3sm$ ); 2 – горизонты ледниковых отложений (*a* – ясельдинского ( $gQ_{2yas}$ ), *б* – березинского ( $gQ_{2br}$ ), *в* – припятского ( $gQ_{2pr}$ ), *г* – поозерского ( $gQ_{3pz}$ )); 3 – песчаные отложения (*a* – различного возраста, *б* – голоценовые); 4 – озерные и болотные отложения (*a* – александрийского межледниковья ( $IQ_{2al}$ ), *б* – муравинского межледниковья ( $IQ_{3mr}$ ), *в* – шапуровского интерстадиала, *г* – последниково-поозерские и голоценовые); 5 – органогенные отложения; 6 – разрывы; 7 – скважины; 8 – контуры карьера Гралево; 9 – точки отбора геохронологических проб на радиоуглеродное датирование (*a* – авторские  $^{14}C$  даты, *б* –  $^{14}C$  даты по [Kalicki, 2006]).

ра отсутствуют. В строении четвертичного разреза установлено три ледниковых (березинский ( $gQ_{2br}$ ), припятский ( $gQ_{2pr}$ ) и поозерский ( $gQ_{3pz}$ )), два межледниковых (александрийский ( $IQ_{2al}$ ) и муравинский ( $IQ_{3mr}$ )) горизонта и судобльский горизонт голоцена (см. рис. 4) [Вашков и др., 2016; Санько, 1987]. Межледниковые осадки залегают в виде линз мощностью до 7–10 м, представлены торфом, гиттией и озерными супесями. Они изучены биостратиграфическими методами на опорных разрезах “Гралево”, “Руба” и “Верховье” [Еловичева, Дрозд, 2020]. Ледниковые отложения представлены красновато-бурыми валунными суглинками и супесями, характеризуются массивными, плитчатыми и черепичными текстурами, проявлениями гляциодислокаций. Наиболее молодые ледниковые поозерские (валдайские) отложения залегают на поверхности и представлены преимущественно основными моренами. Вдоль бортов долины р. Зап. Двины эти образования перекрыты озерно-ледниковыми отложениями, накопление которых происходило в узком заливе Суражского позднего и последникового озера перед фронтом отступавшего Поозерского ледника [Вашков и др., 2016; Кухарчик, 2011; Санько, 1987]. Этот палеозалив и современное русло р. Зап. Двины контролирует Витебско-Суражский разлом, который вы-

ражен, в частности, вертикальным смещением (3–4 м) уровней террас в бортах долины [Kalicki, 2006] и высокой дезинтеграцией слоев девона (см. рис. 3, 4).

Лимногляциальные осадки выполняют также глубоко врезанные древние ложбины, в которых моренные отложения резко сокращаются по мощности либо полностью исчезают. Крупная ложбина такого типа располагается в долине р. Витьба [Санько и др., 2012], мало протяженная и узкая – вскрыта в карьере Гралево (см. рис. 4). Необычное строение разрезов заполняющих осадков, пространственная позиция и морфология рассматриваемых ложбин свидетельствуют об их генетической связи с разломами [Комаровский, Хилькевич, 2018]. В качестве примера рассмотрим строение ложбины, представленной в карьере Гралево. В этих образованиях были обнаружены сейсмогенные структуры и последниково-деформации.

*Палеоложбина карьера Гралево и горизонты сейсмитаов*

Доломитовый карьер Гралево имеет размеры 3 × 1.5 км при глубине свыше 60 м. Породы семилукского горизонта верхнего девона вскрыты в

карьере на абсолютных отметках 135–137 м, мощность четвертичной толщи составляет 25–38 м [Вашков, 2014]. Строение разреза четвертичных отложений здесь сложное и сильно меняется по латерали. Помимо трех ледниковых и двух межледниковых горизонтов, широко развитых в области поднятия Руба, здесь установлены озерные отложения, заполняющие узкую ложбину (см. рис. 4). Ложбина прорезает почти весь покров ледниковых наносов и оперяет более крупную озерно-ледниковую депрессию долины р. Зап. Двины. Представительный разрез этих образований представлен в восточной стенке карьера Гралево (см. рис. 3).

Снизу вверх наблюдается следующий разрез (рис. 5а, 6а).

1. Техногенные осыпи и отвалы мощностью более 10 м скрывают контакт четвертичных отложений с доломитами верхнего девона.

2. Темно-серые, зеленовато-серые, плотные алевролит-глинистые озерные отложения с линзами и угловатыми включениями углистых органических остатков. Породы нарушены частыми сколами и открытыми трещинами, которые в верхней части горизонта образуют клиновидные полости глубиной до 1 м, заполненные песчано-дресвяным и алевролитовым материалом (кластические дайки) (см. рис. 6б). В вышележащие слои трещины не проникают. Мощность слоя 11.5 м. Вблизи кровли горизонта (абс. отм. 159 м) отобрачена проба углистых включений, для которой получен радиоуглеродный возраст  $30800 \pm 600$  лет (GIN-15984), что в календарном летоисчислении составляет около 35 тыс. лет (calBP).

3. Выше с размывом и структурным несогласием залегают слои полимиктовых песчано-гравийных отложений мощностью до 0.5 м. Эти образования проникают в нижележащие осадки по трещинам (кластическим дайкам).

4. Горизонт ритмичного переслаивания коричневых ленточных глин и тонкослоистых палевоглинисто-алевролитовых пород с менее выраженным ленточным строением. Мощность крупных ритмов варьирует от 5 до 15 см, уменьшаясь вверх по разрезу (см. рис. 6в, г). Толщина ленточных ритмов в среднем 2–3 мм. Мощность горизонта 7 м. В средней части разреза и выше в строении слоя установлено три горизонта палеосейсмиков (мощность 0.2–0.4 м) с характерными софт-деформациями, интенсивность которых увеличивается вверх по разрезу. В нижнем горизонте это полого-волнистые, линзовидные и будинообразные структуры (см. рис. 6в). Выше появляются слои с конволютной слоистостью, структурами пластического течения, дисгармоничными складками и протрузиями, дуплексами и мининадвигами (см. рис. 6д, е). В верхнем горизонте амплитуды этих структур достигают 20 см

(см. рис. 6е). Сейсмогенные структуры относительно плавно затухают в основании горизонтов и резко с размывом срезаются вышележащими слоями.

5. Выше с плавным переходом залегают зеленовато-серые и коричнево-серые ленточные глины с прослоями алевролитов. Весь слой охвачен сейсмодетформациями и представляет собой относительно мощный (1.3 м) сейсмогенный горизонт, в котором амплитуды локальных перемещений достигают 0.5 м. Для горизонта характерно чередование объемов хаотично перемешанных и гомогенизированных пород (гомогениты) с фрагментами конволютно-слоистых осадков. Распространены диапиры, инъекционные и пламеобразные структуры (рис. 7а–в). Инъекции глин проникают в нижележащие отложения, в которых также отмечаются сбросы и связанные с ними грабенообразные структуры проседания (см. рис. 7г). Породы осложнены поздними нарушениями – различного типа трещинами и сбросами (см. рис. 7в). Из слоя ленточных глин выделена тонкодисперсная органика, радиоуглеродный возраст которой составил  $9339 \pm 36$  лет (UOK-13032), что соответствует календарному возрасту (calBP) около 10.5 тыс. лет.

6. Микститоподобный горизонт хаотичного строения, состоящий из песков, алевролитов, линз гравелитов и дресвы, редких обломков осадочных и единичных плавающих галек кристаллических пород. Слоистость отсутствует в основной массе слоя, но сохраняется в перемещенных фрагментах песчаных слоев. Породы напоминают отложения селевых потоков. Мощность слоя 0.5–0.8 м. Протрузии и инъекции нижележащих глин проникают в микститоподобный слой (см. рис. 7а).

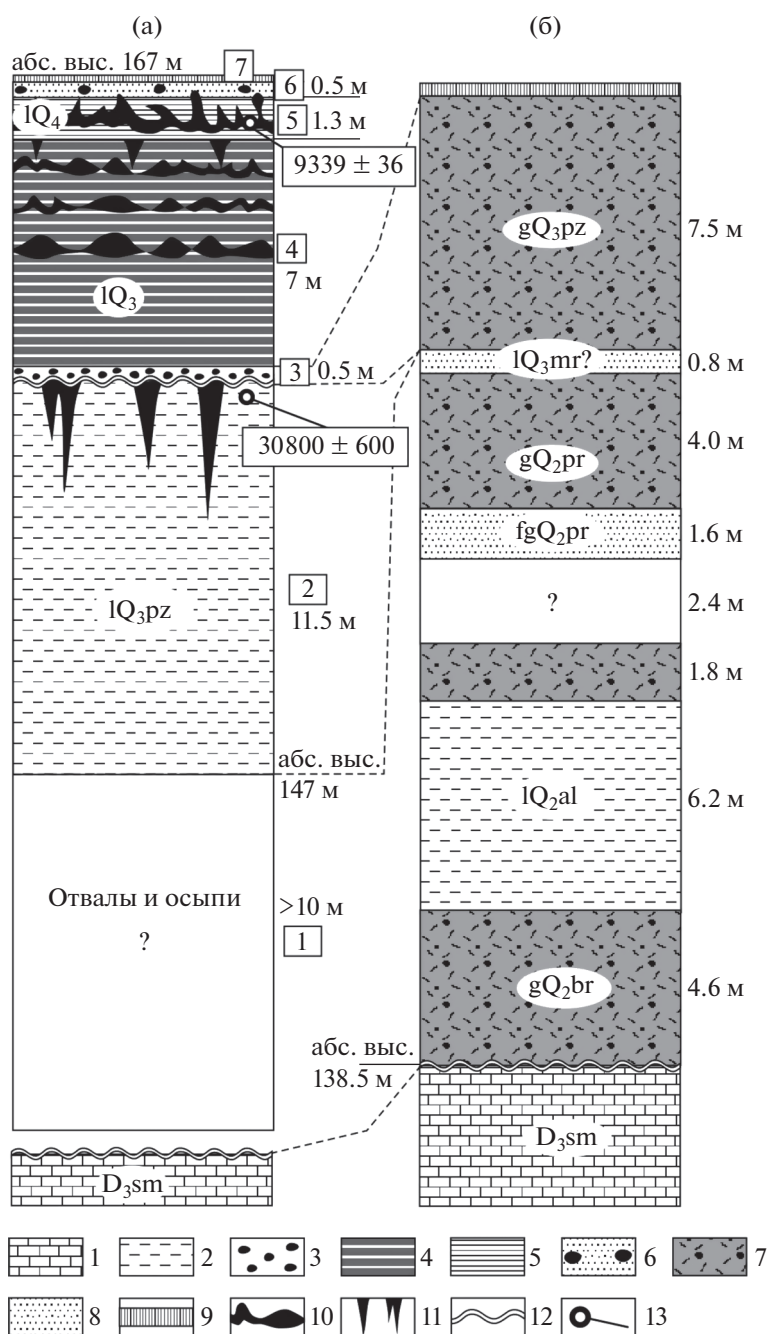
7. Современные почва и торфяники (0.1–0.3 м).

Соотношения озерных отложений рассматриваемой ложбины с ледниковыми горизонтами не установлены (скрыты оползнями), но очевидно, что переходы между ними должны быть резкие. В 1000 м севернее изученного разреза отложения ложбины сменяются регионально типичным разрезом трех ледниковых (поозерский, припятский, березинский) и двух межледниковых (муравинский, александрийский) горизонтов (см. рис. 5б) [Вашков, 2014]. Эти особенности, а также проявление субмеридиональных сбросов и миниграбенов в строении ложбины (см. рис. 7в, г) позволяют полагать, что она ограничена сбросами и относится к типу ложбин грабенообразных структур (по классификации [Комаровский, Хилькевич, 2018]).

#### *Результаты тектонофизических исследований*

Замеры ориентировки структурных элементов в основном проводились в карьере Гралево, менее представительные данные получены в карьерах Руба (затоплен) и Шалыги (см. рис. 3). Изучались отложения верхнего девона, моренные гори-





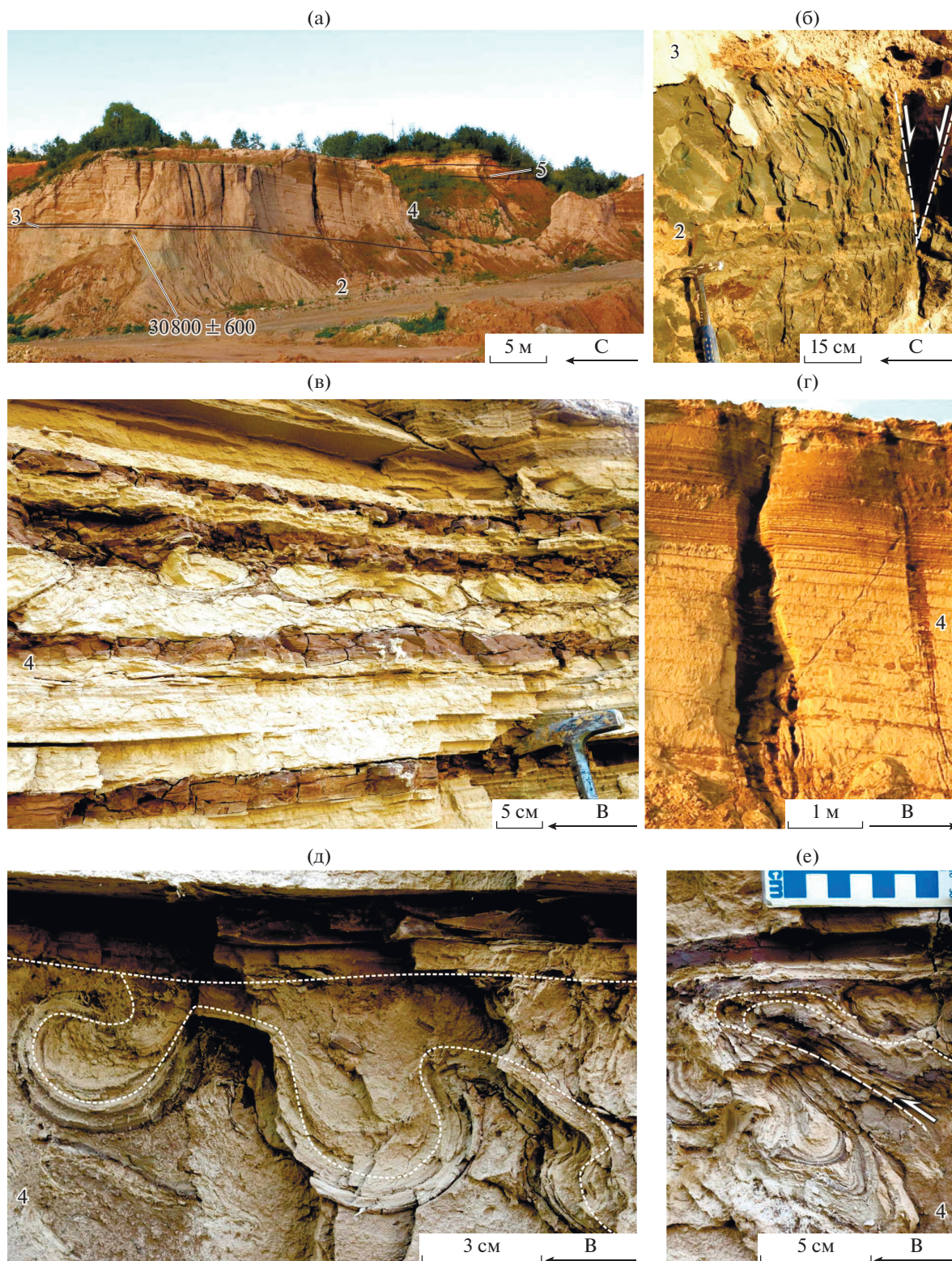
**Рис. 5.** Строение разрезов четвертичных отложений в карьере Гралево в центральной части грабенообразной ложбины (а) и в восточном борту ложбины (б).

1–9 – отложения: 1 – карбонатные верхнего девона, 2 – озерные алеврит-глинистые, 3 – песчано-гравийные, 4 – озерные ленточно-слоистые алеврит-глинистые, 5 – озерные ленточные глины, 6 – микститоподобные терригенные, 7 – моренные, 8 – озерно-ледниковые песчаные, 9 – торфяники и почвы; 10 – горизонты сейсмиков; 11 – кластические дайки; 12 – несогласия; 13 – точки отбора проб и радиоуглеродные датировки.

зонты плейстоцена, поздне- и последнико́вые озерные отложения. В процессе исследований выявлено четыре группы динамически обособленных структурных парагенезов (рис. 8).

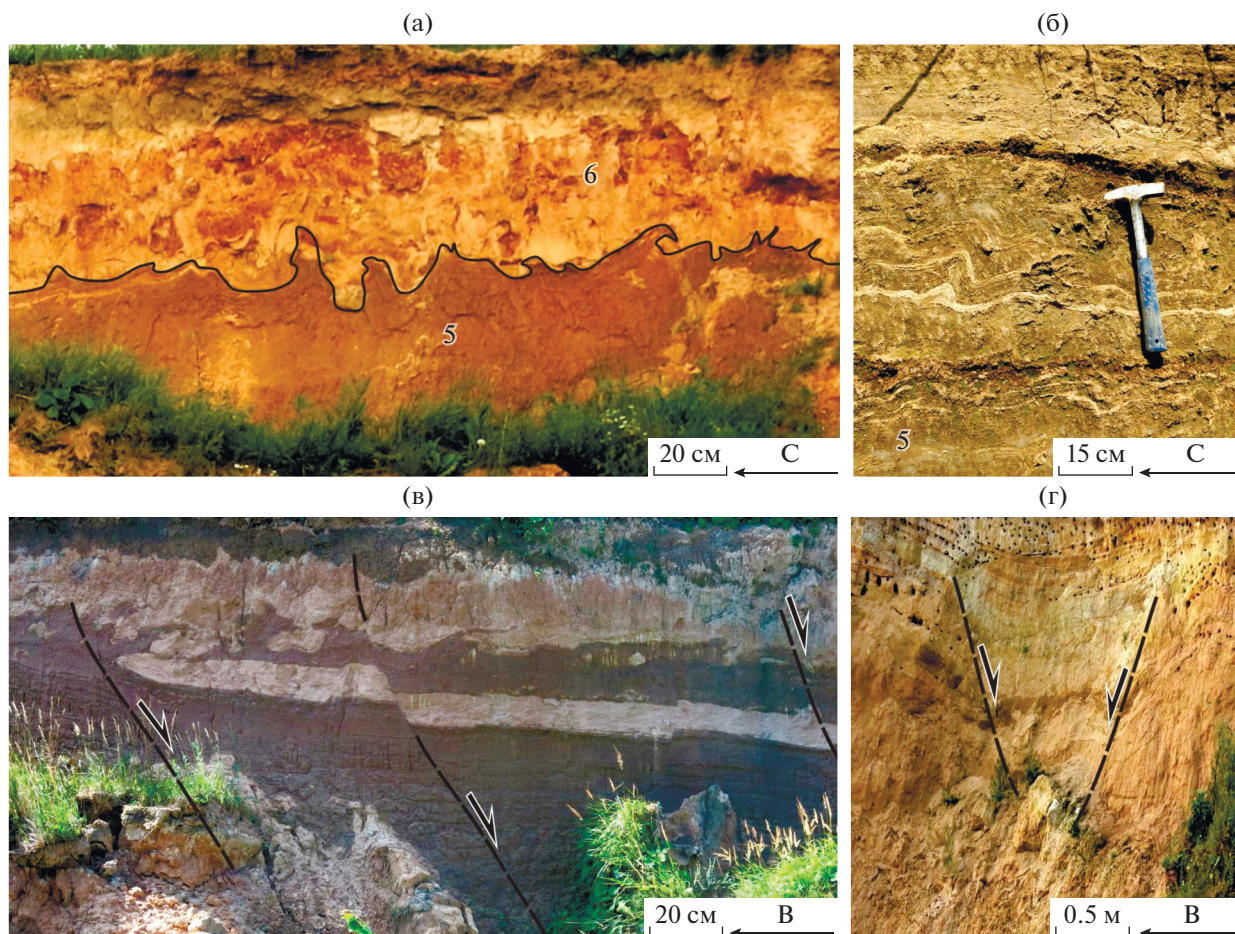
Структуры первой группы статистически преобладают и присутствуют только в карбонатных отложениях верхнего девона. В парагенез струк-

тур входят сопряженные пары трещин лево- и правосдвиговой кинематики, сбросы северо-западной ориентировки, северо-восточные взбросы и надвиги (см. рис. 8а). Реконструируется субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения, что характерно для сдвигового режима деформаций. Ось сжатия ориентирована в севе-



**Рис. 6.** Структуры и текстуры горизонтов сейсмиков в озерных отложениях плейстоцена, выполняющих палеоложбину Гралево.

а – общий вид стенки карьера Гралево в месте составления разреза (показаны номера слоев и места отбора проб, см. рис. 5); б – контакт алевроит-глинистого (2) и песчано-гравийного (3) горизонтов, осложненный кластической дайкой клиновидной формы; в – волнистая слоистость и будинообразные структуры сейсмиков в горизонте (4) ритмичного переслаивания алевроит-глинистых пород; г – ритмичная и ленточная слоистость алевроит-глинистого горизонта (4); д – конволютная слоичатость в сейсмиках горизонта (4); е – дисгармоничные складки и мининадвиг в сейсмиках горизонта (4).



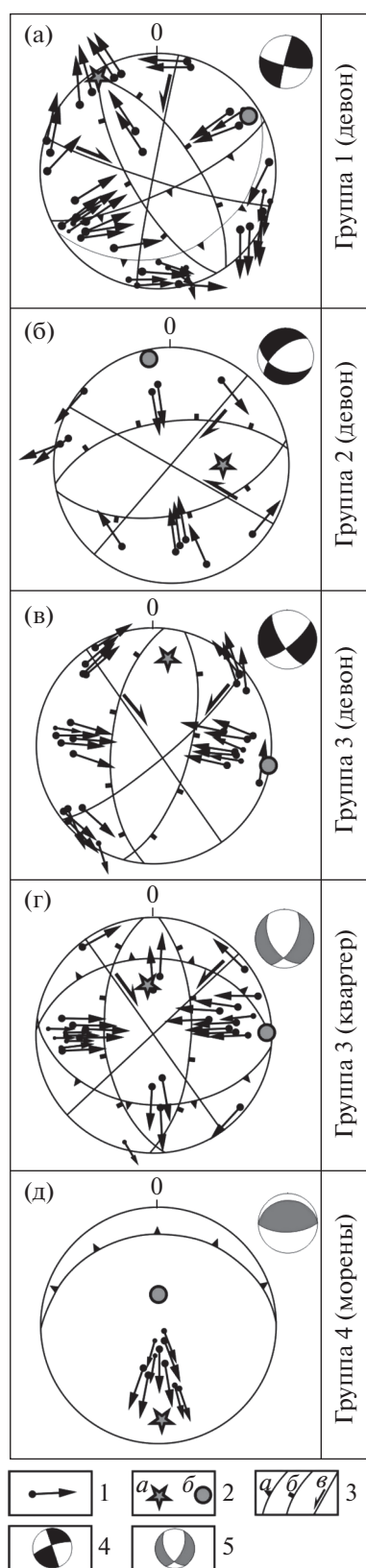
**Рис. 7.** Структуры раннеголоценового горизонта сейсмиков. а – пламеобразные и инъекционные структуры в кровле сейсмогенного горизонта (5); б – конволютная слоистость горизонта сейсмиков (5); в – пламеобразные структуры и протрузии горизонта сейсмиков (5), осложненные поздними разрывами; г – структура грабенообразного проседания в основании сейсмического горизонта (5).

ро-западном направлении, растяжения – в северо-восточном. Витебско-Суражский разлом в таком поле напряжений находился в условиях транспрессии с компонентой левого сдвига. В отложениях квартера структуры парагенеза не проникают и могут рассматриваться в связи с позднегерцинским либо киммерийско-альпийским этапами тектогенеза.

Структуры второй группы мало распространены и встречаются также только в отложениях верхнего девона. Они представлены преимущественно структурами растяжения – сбросами, трещинами отрыва и небольшими грабенами субширотного (ВСВ) простирания (см. рис. 8б). Второстепенное значение имеют сопряженные сдвиги северо-восточного (правые) и северо-западного (левые) простирания. Реконструируется сдвиго-сбросовый режим деформаций. Ориентировка оси растяжения – горизонтальная субмеридиональная (ССЗ), что позволяет предполагать трансензионный режим развития Витебско-Суражской

зоны с небольшой компонентой правого сдвига. В отложениях квартера нарушения второй группы не проникают. Герцинский возраст нарушений можно предполагать на основании их динамической корреляции с рифтогенными структурами Припятской впадины.

Структуры третьей группы имеют сквозной характер развития и присутствуют во всех комплексах отложений. Структуры растяжения (сбросы, мезограбены, трещины отрыва) образуют субмеридиональную систему, правые и левые сдвиги ориентированы, соответственно, в северо-западном и северо-восточном направлении. Пространственная позиция этих структур в отложениях верхнего девона и квартера, включая позднеплейстоценовые и голоценовые озерные осадки, почти идентичная (см. рис. 8в, г). Однако в четвертичных слоях преобладают сбросы и реконструируется сдвиго-сбросовый режим деформаций (см. рис. 8г), в слоях девона более распространены сдвиги, что соответствует сбросо-сдвиговому ре-



жиму (см. рис. 8в). Эти различия, вероятно, объясняются условиями разгрузки напряжений в приповерхностных слоях, способствующими развитию структур горизонтального растяжения. В целом парагенез характеризуется горизонтальной субширотной ориентировкой оси растяжения, ось сжатия имеет различный наклон, ее проекция на горизонтальную плоскость ориентирована субмеридионально. Витебско-Суражская зона в этих условиях находилась в режиме левосдвиговой трансензии. В рассматриваемый парагенез входят структуры, развитые в основании и в пределах сейсмогенного горизонта, для которого получена радиоуглеродная дата  $9339 \pm 36$  лет (UOK-13032) (слой 5, см. рис. 5). Соответствующий возраст принимается для нарушений третьей группы, динамически связанных с голоценовым сейсмическим событием. Сейсмические события, установленные в более древних озерных отложениях (слой 4, см. рис. 5), в структурно-кинематическом отношении не обособлены. Это может быть связано с динамическим сходством этих деформаций с голоценовыми либо с их слабым или упругим проявлением.

Структуры четвертой группы установлены в моренных отложениях и представлены гляциодислокациями – надвигами, черепичными и чешуйчато-надвиговыми структурами южной вергентности (см. рис. 8д). Надвиговый режим деформаций проявился в условиях перемещения ледника в южном направлении. Возраст парагенеза соответствует времени активности поозерского ледника 25–14 тыс. л. н. [Кухарчик, 2011].

## ОБСУЖДЕНИЕ

В районе Слободского тектоно-динамического узла пересекаются радиальные системы крупнейших палеопротерозойских и рифейских нарушений ВЕП, что проявляется в своеобразии геофизических аномалий, высокой и длительной тектонической подвижности этого района, в том числе новейшей [Варенцов и др., 2020; Гарецкий, Каратаев, 2009, 2011, 2014; Леонов, Гарецкий, 2017; Нагорный, 2009; Разломы ..., 2007]. Сведения о платформенных этапах развития этой структуры ограничены.

**Рис. 8.** Равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера) полюсов разрывов с векторами перемещения висячего крыла в отложениях верхнего девона (а–в) и квартера (г, д).

1 – полюса плоскостей разрывов и векторы перемещения висячего крыла; 2 – оси палеонапряжений (*a* – сжатия, *b* – растяжения), 3 – усредненные позиции плоскостей нарушений (*a* – взбросов и надвигов, *b* – сбросов, *c* – сдвигов), 4, 5 – министереограммы ориентировки палеонапряжений в отложениях: 4 – верхнего девона, 5 – квартера (темное – сегмент растяжения, белое – сегмент сжатия).

В настоящей статье рассмотрены особенности строения и признаки полистадийной активности Витебско-Суражского разлома, уникального тем, что он расположен в пределах Слободского узла и доступен изучению в коренных обнажениях палеозоя, слоях плейстоцена и голоцена. Этот разлом образует северное ответвление Пружанско-Бешенковичской зоны в области ее виргации и диссипации в структуре Слободского узла (см. рис. 1). Разрыв, вероятно, начал развиваться в палеопротерозое, в рифее проявился как сброс с амплитудой смещения кровли фундамента до 700 м. На платформенном этапе в зоне нарушения сформировалась характерная для сдвиговых зон структура цветка (по [Леонов и др., 2018]) отрицательной морфологии с признаками более поздних инверсионных деформаций (см. рис. 2).

Тектонофизические исследования в области динамического влияния Витебско-Суражского разрыва показали, что с позднего девона до начала квартера он испытал не менее двух этапов тектонической активности в условиях левосдвиговой транспрессии (см. рис. 8а) и правосдвиговой транстенсии (см. рис. 8б). Транстенсионные деформации развивались при субмеридиональном растяжении в связи с герцинским этапом формирования рифтогенных структур Припятского прогиба, расположенного южнее [Геология ..., 2001]. Левосдвиговая транспрессия, вероятно, проявилась несколько позже (позднегерцинское или киммерийско-альпийское время) и обусловила развитие инверсионных разрывно-складчатых структур.

Признаки тектонической активности Витебско-Суражского разлома в раннем и среднем плейстоцене уничтожены экзарационной деятельностью ледников. В позднем плейстоцене с развитием разрыва было связано формирование грабенообразных ложбин, одна из которых была изучена в карьере Гралево. На основании полученной радиоуглеродной даты GIN-15984, можно полагать, что заполнение грабенообразной Гралевской ложбины началось не позднее  $30800 \pm 600$   $^{14}\text{C}$  л. н. (35 тыс. л. н. calBP). Наша оценка возраста начала накопления алеврит-глинистого горизонта (слой 2, см. рис. 5а), опирающаяся на  $^{14}\text{C}$  дату  $30800 \pm 600$ , близко согласуется с ранее опубликованными радиоуглеродными датами органических отложений шапуровского интерстадиала среднепоозерского времени ( $36400 \pm 800$  (ЛУ-92В),  $29150 \pm 150$  (ЛУ-78А) л. н.), когда Поозерский ледник еще не достиг территории Белоруссии [Геология ..., 2001; Еловичева, Санько, 1999]. Выпадение из разреза ложбины моренных отложений Поозерского ледника, который перекрыл север Белоруссии 25–24 тыс. л. н. [Кухарчик, 2011], вероятно, связано с тем, что ледниковая аккумуляция в ней была заблокирована глыбой мертвого льда. Структуры моренных отложений указывают

на перемещения Поозерского ледника в южных румбах (см. рис. 8д).

Осадконакопление во впадине Гралево продолжилось после того, как Поозерский ледник отступил за пределы Белоруссии примерно 14 тыс. л. н. [Кухарчик, 2011]. Опустевшая после таяния мертвого льда ложбина заполнялась ленточно-слоистым алеврит-глинистым лимнием (слой 4, см. рис. 5а). Исходя из мощности этого горизонта (7 м) и средней толщины ленточных ритмов (2–3 мм), можно полагать, что он накапливался на протяжении 3.5–2.3 тыс. лет в грабенообразном заливе Суражского поздне- и последникового бассейна, существовавшего в конце плейстоцена [Вашков и др., 2016; Геология ..., 2001]. Осадконакопление в конце этого периода сопровождалось тремя сейсмическими событиями с нарастающей интенсивностью, что привело к формированию трех сейсмогенных горизонтов с характерными софтбоксовыми деформациями (слой 4, см. рис. 5а, б). Тектонофизические условия развития этих структур, вероятно, были сходными с более поздними голоценовыми деформациями.

Судя по резко выраженным структурам палеосейсмиков, землетрясение максимальной интенсивности (более 5 баллов) имело место в раннем голоцене ( $9339 \pm 36$   $^{14}\text{C}$  л. н.; 10.5 тыс. л. н. calBP) на этапе накопления ленточных глин в ложбине Гралево (слой 6, см. рис. 5а, 7). Хрупкие деформации, связанные с этим событием, охватили весь видимый разрез отложений квартера и верхнего девона. Сейсмический удар, вероятно, привел к разрушению озерной гидросистемы и стремительному спуску вод, в частности, ложбины Гралево. Синхронно с землетрясением образовались оползни и сели, в результате которых произошло быстрое накопление микститоподобного слоя 6 (см. рис. 5а). Это катастрофическое событие произошло в пребореальный климатический этап. Отложения голоценовых надпойменных террас р. Зап. Двины датированы в широком интервале времени (9.16–5.68 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. [Kalicki, 2006]), который почти перекрывается с возрастом сейсмогенной катастрофы (см. рис. 4). Эти даты характеризуют формирование и развитие новой гидросистемы – долины р. Зап. Двины, – имевшее место после спуска озерных вод около 9.3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. Время проявления более поздних нарушений, секущих раннеголоценовый сейсмогенный горизонт, не установлено (см. рис. 7в). Динамические условия их развития близки к раннеголоценовым.

В целом, сейсмические события новейшего этапа, установленные в карьере Гралево в интервале времени поздний плейстоцен–голоцен, проявились в условиях сбросо-сдвигового режима деформаций при широтной ориентировке оси растяжения и субмеридиональной позиции оси

сжатия (см. рис. 8в, г). Витебско-Суражская зона при этом находилась в режиме левосдвиговой трансформации. Полученные данные не противостоят моделям современного напряженного состояния земной коры запада ВЕП, разработанным на основе анализа механизмов очагов землетрясений, поляризации сейсмических волн, современных перемещений, а также с использованием структурно-геоморфологического дистанционного метода [Сейсмогеология ..., 2009; Сим, 1996]. Эти модели указывают на доминирование субмеридионального горизонтального сжатия, источником которого на западе ВЕП, вероятно, является Карпатский ороген. Для территории Белоруссии также установлено, что механизм формирования новейших нарушений обусловлен преимущественно сдвиговыми тектоническими напряжениями [Sim et al., 1995]. В условиях регионального субмеридионального сжатия и широтного растяжения для разломов северо-восточного простирания предполагается левосдвиговая, а для северо-западных — правосдвиговая кинематика. Меридиональные нарушения при этом должны иметь раздвиговую составляющую, чем объясняется локализация в зонах таких нарушений глубоких тектоно-эрозионных ложбин [Комаровский, Хилькевич, 2018; Сейсмогеология ..., 2009; Sim et al., 1995].

В рассмотренном нами случае примером раздвиговой структуры является грабенообразная ложбина Гралево, а Витебско-Суражский разлом относится к левым сдвигам региональной системы Белоруссии. Установленные здесь сейсмогенные деформации связаны со сдвиговыми и сбросо-сдвиговыми напряжениями. Эти тектонофизические параметры не характерны для гляциодинамических нарушений и криогенных структур, которые морфологически похожи на сейсмодформации [Санько и др., 2012]. В карьере Гралево гляциодислокации структурно обособлены и формировались в условиях надвигового режима деформаций (см. рис. 8д). Выявленные здесь сейсмодформации имеют последниковый возраст и, следовательно, не обнаруживают прямых связей с ледником.

Наиболее сильное сейсмическое событие (9.3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) произошло спустя 4–5 тыс. лет после того, как Поозерский ледник покинул рассматриваемую территорию. Время запаздывания компенсационных гляциоизостатических поднятий обычно составляет 1–1.5 тыс. лет [Артюшков, 1979], до полного восстановления изостатического равновесия предполагается более длительный период (до 10 тыс. лет [Сейсмогеология ..., 2009]). В этой связи снятие ледниковых нагрузок могло привести к триггерному воздействию и активизации древних разломов, а также вызвать серию сейсмических событий конца плейстоцена в районе структуры Гралево. Возможно, процессы гляциоизостазии также нарушили связность пород в зонах древних разломов, что способствова-

ло последующей их активизации при снятии тектонических напряжений.

Установленные в карьере Гралево раннеголоценовые сейсмодислокации обозначают некоторый максимум сейсмической активности, значительно оторванный во времени от начала гляциоизостатических процессов. Сдвиговый режим проявления этих деформаций не характерен для структур изостатического воздымания. Учитывая, что новейшие сдвиговые напряжения и разрывные структуры развиты не только в области распространения Поозерского ледника, но и на значительном удалении к югу от границы его максимального распространения, можно полагать, что деформации имеют преимущественно тектонический генезис.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В области Слободского тектоно-динамического узла, представляющего собой сегмент сочленения и пересечения крупнейших тектонических нарушений Восточно-Европейской платформы (ВЕП), установлены признаки высокой подвижности коры на плитных, в том числе новейших, стадиях развития.

Витебско-Суражский разлом, расположенный вблизи эпицентра Слободского узла, является древним долгоживущим нарушением, которое проникает в отложения осадочного чехла и образует отрицательную структуру цветка с признаками проявления тектонической инверсии. Тектонофизические исследования показали, что с позднего девона до начала квартала разлом испытал не менее двух этапов тектонической активности в условиях левосдвиговой трансформации и правосдвиговой трансформации.

В позднем плейстоцене и раннем голоцене с развитием Витебско-Суражского разлома было связано формирование грабенообразных ложбин, в которых накапливались поздние и последние озерные отложения. В карьере Гралево в строении этих осадков развиты горизонты сейсмиков — индикаторов палеоземлетрясений. Землетрясение максимальной интенсивности зафиксировано по структурам сейсмиков раннеголоценовых ленточных глин, для которых получена радиоуглеродная дата  $9339 \pm 36$  лет. Тектонофизические параметры сейсмического события соответствуют условиям сбросо-сдвигового режима деформаций при широтной ориентировке оси растяжения и субмеридиональной позиции оси сжатия.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 18-05-00733 и 18-05-00485) и согласно теме государственного задания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксаментова Н.В.* Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2002. 175 с.
- Аксаментова Н.В., Данкевич И.В., Найденов И.В.* Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // Докл. НАН Белоруссии. 1994. Т. 38. № 2. С. 93–98.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифионов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
- Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.* Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные тектуры // Вестник СПб. ун-та. Сер. 7. Геология, география. 2009. Вып. 1. С. 3–25.
- Варенцов И.М., Иванов П.В., Колодяжный С.Ю., и др.* Исследование аномалий электропроводности в области сочленения крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы методами синхронного МТ/МВ зондирования // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Воронеж: ВГУ, 2020. С. 52–56.
- Вашков А.А.* Петрографический состав грубообломочной фракции моренных отложений в карьере “Гралево” // Геология и полезные ископаемые четвертичных отложений: материалы VIII Университетских геол. чтений. Минск: “Цифровая печать”, 2014. Ч. 1. С. 6–7.
- Вашков А.А., Заяц Ю.И., Жолнерович А.П.* Геологическое строение и гляциоморфология западной части Суражской озерно-ледниковой равнины // Литасфера. 2016. № 2. Вып. 45. С. 57–68.
- Гаврилов Ю.О.* Отражение сейсмических палеособытий в мезозойско-кайнозойских терригенных толщах Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 1. С. 1–21.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* Слободский тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы // Литасфера. 2009. № 2. Вып. 31. С. 50–66.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* Тектоногеодинамическая модель сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1557–1566.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: “Беларуская навука”, 2014. 120 с.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Айзберг Р.Е. и др.* Космотектоническая карта Беларуси масштаба 1 : 500000: создание и результаты // Литасфера. 2013. № 1. Вып. 38. С. 3–29.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В.* Полоцко-Курземский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46. № 6. С. 85–89.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Голобоков С.В., Данкевич И.В.* Глубинное строение Центрально-Белорусской шовной зоны по геофизическим данным // Литасфера. 2009. № 1. Вып. 24. С. 101–112.
- Геология Беларуси / Ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др. Минск: ИГН НАН Беларуси. 2001. 815 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС // В 2 томах / Гл. ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.
- Еловичева Я.К., Дрозд Е.Н.* Геологические разрезы гляциоплейстоцена и голоцена Беларуси. Т. 2. Бассейн Западной Двины. Минск: БГУ, 2020. 234 с.
- Еловичева Я.К., Санько А.Ф.* Палиностратиграфия отложений поозерского (вистулианского) оледенения Беларуси // Литасфера. 1999. № 10(11). С. 18–28.
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Землетрясения / Ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукин. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2007. 381 с.
- Колодяжный С.Ю.* Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 3. Тектоника плитного чехла // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 2018. № 4. С. 5–16.
- Комаровский М.Е., Хилькевич Е.В.* Соотношение между ледниковыми ложбинами и активными разломами на территории Беларуси // Журн. Белорусского государственного университета. География. Геология. 2018. № 2. С. 106–117.
- Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Тр. ГИН РАН. Вып. 552. М.: Наука, 2004. 340 с.
- Курлович Д.М.* Пространственная дифференциация и динамика морфоструктур Белорусского Поозерья. Минск: БГУ, 2014. 157 с.
- Кухарчик Ю.В.* Геология четвертичных отложений. Минск: БГУ, 2011. 160 с.
- Леонов М.Г., Гарецкий Р.Г.* Памирско-Гималайский и Восточно-Европейский геодинамические узлы, как области взаимодействия сегментов внутриконтинентальной литосферы // Триггерные эффекты в геосистемах / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2017. С. 237–242.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 693–720
- Милановский Е.Е.* Геология СССР. Ч. 1. М.: МГУ, 1987. 416 с.
- Нагорный М.А.* Тектоника Оршанской впадины // Литасфера. 2009. № 2. Вып. 31. С. 67–74.
- Несмеянов С.А., Воейкова О.А.* К проблеме типизации сейсмогенерирующих структур Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 4–5. С. 27–39.
- Певзнер М.М.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Труды Геологического института РАН. Вып. 608. М.: ГЕОС, 2015. 252 с.
- Полещук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.* К проблеме типизации сейсмогенных структур юго-восточной окраины Балтийского щита Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2020. Т. 95. Вып. 1. С. 3–13.
- Разломы земной коры Беларуси / Ред. Р.Е. Айзберг. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.

- Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 187 с.
- Санько А.Ф., Ярицев В.И., Дубман А.В. Генетические типы и фации четвертичных отложений Беларуси. Минск, 2012. 311 с.
- Сейсмоструктура плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Ред. Р.Г. Гарецкий, С.А. Несмеянов. М.: “Книга и Бизнес”, 2009. 288 с.
- Сим Л.А. Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Литасфера. 1996. № 5. С. 100–107.
- Сим Л.А., Маринин А.В. Методы полевой тектонофизики по определению палеонапряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Т 2. М.: ИФЗ, 2015. С. 47–76.
- Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов / Ред. К.Е. Дегтярёв. М.: ГЕОС, 2017. 180 с.
- Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
- Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // Europrobe in Jablonna. Warszawa, 1993. P. 33–38.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Skridlaite G. et al. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna // Precambrian Res. 2015. V. 259. P. 5–33.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbachev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 1–21.
- Bronk Ramsey C. Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating // Radiocarbon. 2009. V. 51. № 3. P. 1023–1045.
- Kalicki T. Zapis zmian klimatu oraz dzialalnosci czlowieka i ich rola w holocenskiej ewolucji dolin srodkowoeuropejskich. Warszawa: PAN IGiPZ, 2006. 347 s. [in Poland].
- Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N., Baluev A.S., Poleshchuk A.V., Zykov D.S. Tectonic features and stages of evolution of the Baltic–Mezen shear zone in the Phanerozoic, northwestern Russia. Geotectonics. 2020. V. 54(1). P. 1–18.
- Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geol. 1990. V. 12. P. 973–986.
- 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 // Eng. Geol. 1996. V. 44. № 1–4. P. 1–76.
- Seilacher A. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events // Marine Geology. 1984. V. 55. P. 1–12.
- Sim L., Bryatseva G., Karabanov A., Aizberg R. The neotectonic stress of Belarus and the Baltic countries // Technika Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. 1995. V. 34. № 3(172). P. 53–57.

## Signs of Seismicity and Recent Activity of Ancient Faults in the Area of the Sloboda Geodynamic Node (West of the East European Platform)

S. Yu. Kolodyazhny<sup>1</sup>\*, M. M. Pevzner<sup>1</sup>, A. V. Poleshchuk<sup>1</sup>,  
D. S. Zykov<sup>1</sup>, M. G. Leonov<sup>1</sup>, I. M. Varentsov<sup>2</sup>, and P. V. Ivanov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

<sup>2</sup>Geoelectromagnetic Research Center – branch of the Institute of Physics of the Earth,  
P.O.B. 30, Troitsk, Moscow, 108840 Russia

\*e-mail: kolod63@mail.ru

The article presents the results of complex geochronological, paleoseismic and tectonophysical studies on the example of local structures of the Sloboda tectonic–dynamic node, which is a segment of the junction of the largest tectonic structures of the East European platform. The research was carried out in the area of the Vitebsk–Surazh fault in the central part of the Sloboda junction. This ancient, long-lived fault zone can be traced from geophysical data in Precambrian basement. As a result of activation at the platform stage development, the fault penetrates into the sediments of the sedimentary cover and forms a negative flower structure with signs of tectonic inversion. From the late Devonian to the beginning of the Quaternary, the fault experienced at least two stages of tectonic activity under conditions of left–lateral transpression and right–lateral transtension. In the late Pleistocene and early Holocene, the development of the Vitebsk–Surazh fault was associated with the formation of graben-shaped hollows, in which late- and post-glacial lake deposits accumulated. In the Gralevo quarry, the structure of these sediments has developed horizons of seismites, which are the indicators of paleoearthquakes. The earthquake of maximum intensity was recorded by the structures of seismites of early Holocene ribbon clays, whose radiocarbon age is  $9339 \pm 36$  years. The tectonophysical parameters of the seismic event correspond to the conditions of the normal – strike-slip deformation fault regime with the latitudinal orientation of the extension axis and the submeridional – compression axis.

**Keywords:** seismites, radiocarbon age, tectonophysical parameters, structural paragenesis