

УДК 550.311

## ОЧАГОВЫЕ ЗОНЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ ПО ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2009 г. А. Н. Овсяченко<sup>1</sup>, С. В. Трофименко<sup>2</sup>, А. В. Мараханов<sup>1</sup>,  
П. С. Карасев<sup>3</sup>, Е. А. Рогожин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

<sup>2</sup>Нерюнгринский филиал Якутского государственного университета, г. Нерюнгри

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

Поступила в редакцию 18.03.2008 г.

В 2006 г. в связи с работами по детальному сейсмическому районированию трассы проектируемого нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий океан, на территории Южной Якутии и Амурской области проводились исследования, направленные на выявление следов молодой тектонической активности в зонах геологических разломов. Комплексные исследования, включавшие геолого-геоморфологические и геофизические работы, носили палеосейсмогеологическую направленность и сопровождалась проходкой горных выработок через формы рельефа, которые можно ассоциировать с зонами активных тектонических нарушений. Примененный подход позволил существенно уточнить имеющиеся сведения о сейсмотектонике и потенциальной сейсмической опасности региона.

PACS: 91.30.Mv

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования, направленные на выявление основных геологических предпосылок возникновения землетрясений разной силы на территории Восточной Сибири в целом, и Южной Якутии в частности, предпринимались неоднократно [Живая..., 1966; Николаев и др., 1982; Геодинамика..., 1985; Имаев и др., 2000; Николаев и др., 2000]. Несмотря на большие успехи, достигнутые в этой области за последние десятилетия, проблема оценки корректности используемых критериев до сих пор остается чрезвычайно актуальной.

Одной из важнейших предпосылок сейсмического районирования является представление о том, что активное развитие морфоструктур, характеризующихся различной степенью дифференциации и интенсивности тектонических движений, приводит к накоплению напряжений в крупных объемах земной коры [Солоненко, 1962]. Разрядка этих напряжений, хотя и возможна в пределах активно развивающихся блоков, обычно связана с подвижками по зонам активных разломов, контролирующими развитие этих морфоструктур. Таким образом, при детальной оценке сейсмической опасности, одно из важнейших мест занимает геологический анализ активности зон сочленения основных морфоструктурных элементов на протяжении последних нескольких тысяч лет.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу изучения активных разломов положен палеосейсмогеологический подход, основанный на допущении, что сильнейшие землетрясения далекого, часто доисторического прошлого оставляют на поверхности следы – палеосейсмодислокации [Солоненко, 1962; Живая..., 1966; Трифонов и др., 1993; Рогожин и др., 1995; Рогожин, 2000]. Изучение этих дислокаций позволяет составить представления о параметрах землетрясений, которые можно ожидать в данном регионе в будущем. Метод изучения сейсмодислокаций с геоморфологической точки зрения и в специально пройденных горных выработках – “тренинг” – приобрел большую популярность при палеосейсмогеологических исследованиях во многих странах мира в силу надежности и информативности результатов.

Для выявления активных тектонических нарушений (здесь и далее под активными понимаются нарушения, активные на протяжении позднего плейстоцена-голоцена, т. е. последних 100000 лет [Трифонов и др., 1993]) применена методика морфотектонического анализа – расшифровка структурных черт рельефа с применением данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Принципиальной основой морфотектонического анализа является соответствие рельефа темпам и характеру эндогенных процессов, что определяет две составляющие морфотектонического картирования (морфоструктурную и морфодинамическую). Относительные смещения блоков в процессе неотек-

тонической активизации, создают основные черты рельефа – морфоструктуры, ограниченные активными разломами, а характер экзогенной геодинамики отражает стиль современной геодинамической активности в пределах блоков и межблоковых линейных зон.

Применение данных дистанционного зондирования, в соответствии с целями и методикой, включает морфоструктурный и морфодинамический аспекты. Для дешифрирования использованы аэро- и космические снимки территории с диапазоном оптического разрешения от 0.5 м до 30 м, и материалы лазерного сканирования, в равной степени обеспечившие детальность картирования экзогенных геологических процессов и тектонических разрывов. При этом использование цифровых данных ДЗЗ, трансформированных в космо- и аэрокарты и анализируемых в геоинформационной среде, позволило выявить разноранговые тектонические нарушения, связанные с ними деформации форм рельефа и локализовать эти объекты на местности. Проведенный морфоструктурный анализ исследуемой территории позволяет констатировать, что выделяемые по геологическим, геофизическим, сейсмологическим и геодезическим данным разрывные структуры соответствуют также и главным дизъюнктивным элементам морфоструктуры рассматриваемого района, что говорит об их современной тектонической активности.

Полевыми наблюдениями были уточнены и дополнены факты деформаций молодых элементов рельефа и отложений, а изучение активных разломов геофизическими методами и в горных выработках позволило охарактеризовать амплитуды молодых смещений и выявить проявления сильных землетрясений. О наличии молодых сейсмогенных подвижек по разломам свидетельствуют ярко выраженные уступы в рельефе, тектонические смещения геоморфологических элементов и молодых осадков, резкие изменения литолого-фациального состава и мощностей в покровных четвертичных наносах и почве, коллювиальные клинья в опущенных крыльях разрывов, а также сгущения вдоль активных разломов сейсмогравитационных структур. Результаты проведенных исследований, при использовании данных геологического картирования [Янополец и др., 2004], позволили составить карту активных разломов Южной Якутии (рис. 1).

Для оценки максимально возможной магнитуды в пределах той или иной, выделенной по комплексу геолого-геофизических данных разломной структуры, привлечены результаты комплексного анализа геолого-тектонических критериев сейсмичности [Николаев и др., 1982; Николаев и др., 2000]. Они были дополнены результатами иссле-

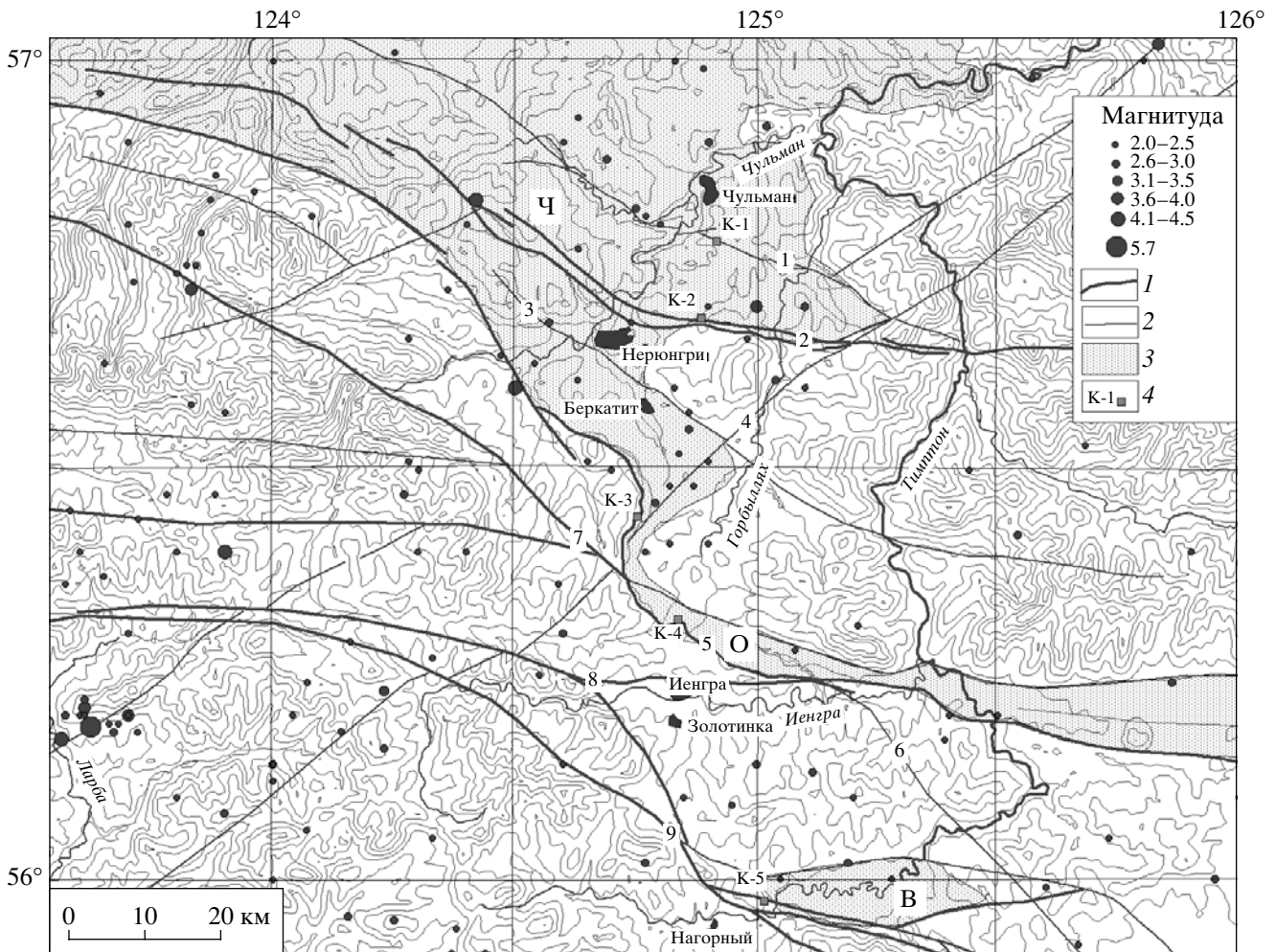
дования структурных связей сейсмогеологических элементов, обуславливающих сейсмичность, с применением аппарата факторного анализа [Имаев и др., 2000] и моделирования сейсмического процесса [Трофименко, 2006]. Результаты детального изучения активных разломов позволили также привлечь метод оценки максимально возможной магнитуды, основанный на глобальных статистических обобщениях соотношений размеров очаговых зон землетрясений, магнитуды, кинематики и амплитуды подвижек по сейсмогенным разломам [Wells, Coppersmith, 1994]. В качестве сейсмогенерирующих структур приняты активные разломные зоны, демонстрирующие сеймотектонические подвижки голоценового возраста (т.е. за последние 10 000 лет).

### СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

С сеймотектонической точки зрения Южная Якутия и прилегающие к ней северные районы Амурской области охватывают большую часть Олекмо-Становой сейсмической зоны, протягивающейся от среднего течения р. Олекма до Удской губы Охотского моря. Ранее уже неоднократно обращалось внимание на то, что зона Становика-Джугджура, характеризующаяся дифференцированными сводово-блоковыми и блоковыми поднятиями, горстами и грабенами, интенсивным развитием разрывной тектоники и молодым вулканизмом, является сейсмически активной на всем своем протяжении [Солоненко, 1962; Живая..., 1966; Николаев и др., 1982; Имаев и др., 2000]. Вместе с тем она как бы наращивает и продолжает к востоку Байкальскую рифтовую зону, в пределах которой происходили сильные и даже катастрофические землетрясения.

Несмотря на орографическое единство Байкальского и Станового сводово-блоковых поднятий, следует отметить, что первому присущи рифтовые долины и яркая морфологическая выраженность неотектонических структур, обусловленная контрастными и резко дифференцированными движениями при подчиненной роли изгибовых пластических деформаций. Второе же характеризуется преимущественно сглаженными чертами рельефа, умеренным темпом неотектонических движений, отсутствием форм, эквивалентных впадинам байкальского типа, меньшей степенью контрастности и вертикальной дифференциации, хотя отдельные блоковые поднятия в Южно-Якутской зоне, такие как кряж Зверева и Токинский Становик, подняты на высоту свыше 2000 м.

Становой хребет, являясь крайним восточным фрагментом протяженной (свыше 2500 км) орогенической системы, опоясывающей с юга Си-



**Рис. 1.** Активные разломы и сейсмичность Южной Якутии. Эпицентры землетрясений по данным каталога, составленного в ИФЗ РАН под руководством С.С. Арефьева (по 2006 г.). Горизонтالي рельефа проведены через 100 м. Условные обозначения: 1, 2 – активные разломы (1 – основные; 2 – второстепенные): 1 – Кабактинский; 2 – Нижне-Нерюнгринский; 3 – Беркакитский; 4 – Суннагино-Ларбинский; 5 – Южно-Якутский; 6 – Верхне-Гонамский; 7 – Северо-Становой; 8 – Южно-Становой (северная ветвь); 9 – Южно-Становой (основная ветвь); 3 – мезозойские отложения мезокайнозойских впадин (впадины: Ч – Чульманская; О – Окурданская; В – Верхне-Тимптонская); 4 – места “тренинга” активных разломов.

бирскую платформу, развивается между стабильным Алданским щитом Сибирской платформы и подвижным Монголо-Охотским поясом. Эта зона контролируется глубинными разломами субширотного простирания, главенствующая роль среди которых принадлежит Становой системе разломов.

Устойчивость консолидированного ядра Сибирской платформы к внешним воздействиям обусловила образование в ее пределах пологих прогибов и поднятий. Судя по характеру проявления новейших тектонических движений и отсутствию сильных землетрясений на территории стабильной части платформы, можно говорить о ее низкой сейсмической активности [Имаев и др., 2000]. Сейсмическая опасность ее зависит в ос-

новном от транзитных сотрясений из очаговых зон землетрясений, расположенных в Саяно-Байкало-Становом орогеническом поясе.

Между стабильной частью платформы и орогеническими структурами Центрально-Азиатского сейсмического пояса находится переходный морфоструктурный комплекс, которому свойственны сейсмотектонические черты как платформы, так и подвижного пояса. К переходному комплексу относятся морфоструктуры передовых хребтов Байкало-Патомского нагорья, Алданского щита, Прибайкальский и Присянский кайнозойские прогибы а также Южно-Якутская система мезозойских прогибов [Николаев и др., 2000].

По комплексу геолого-геофизических данных наиболее активным структурным элементом рас-

смастриваемой территории является Становой ли-неамент – краевой шов, которому сопутствует ступень в подошве земной коры, выявляемая по данным гравиметрических и сейсмических глубинных исследований [Геодинамика..., 1985]. В неотектонической структуре ему соответствуют Южно- и Северо-Становая системы разломов. Между этими крупнейшими разломными структурами расположена Пристановая шовная зона северо-западного простирания, шириной 20–50 км, отделяющая образования Алданского щита, метаморфизованные в гранулитовой фации, от менее метаморфизованных кристаллических образований Становой складчатой системы [Тектоника..., 2001]. С севера Пристановая зона отделяется от Алданского мегаблока Южно-Якутским надвигом, по которому метаморфические образования пояса надвинуты на мезозойские отложения Южно-Якутской системы впадин. На юге Пристановая зона отделена от Становой складчатой области Южно-Становой зоной разломов. В восточной части (Токинский Становик) со Становой зоной связаны четвертичные вулканы [Николаев и др., 1982].

Интенсивные глыбовые перемещения, охватившие юг Алданского щита и Становую складчатую систему в позднем мезозое, обусловили пликативные дислокации юрских и нижнемеловых отложений и разобщение депрессий областями поднятий. В это время начинает формироваться Южно-Якутский надвиг, по которому архейские кристаллические образования Станового поднятия надвинуты на осадки Южно-Якутской системы впадин [Долгушин, 1971]. В новейший (неоген-четвертичный) тектонический этап после периода спокойного тектонического режима произошло возобновление тектонических движений, особенно интенсивных в пределах Станового поднятия.

Южно-Якутская система разломов образована сопряженными зонами нарушений преимущественно взбросо-надвиговой кинематики, осложняющих южную часть Чульманской мезозойской впадины. В сочетании со Становой системой разломов, Южно-Якутская зона дизъюнктивов образует структурный парагенез, характерный для транспрессионных структур, развивающихся в обстановке близгоризонтального сжатия со сдвигом в горизонтальной плоскости. Подобную динамическую систему в виде сочетания продольных сдвигов с параллельными и подчиненными им взбросами и надвигами, составляют система продольных сдвигов, пересекающих осевую часть горного поднятия Токинского Становика и сопряженный с ней Южно-Токинский надвиг, по которому архейские кристаллические образования надвинуты на юрские отложения Токинской впадины [Имаев и др., 2000].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

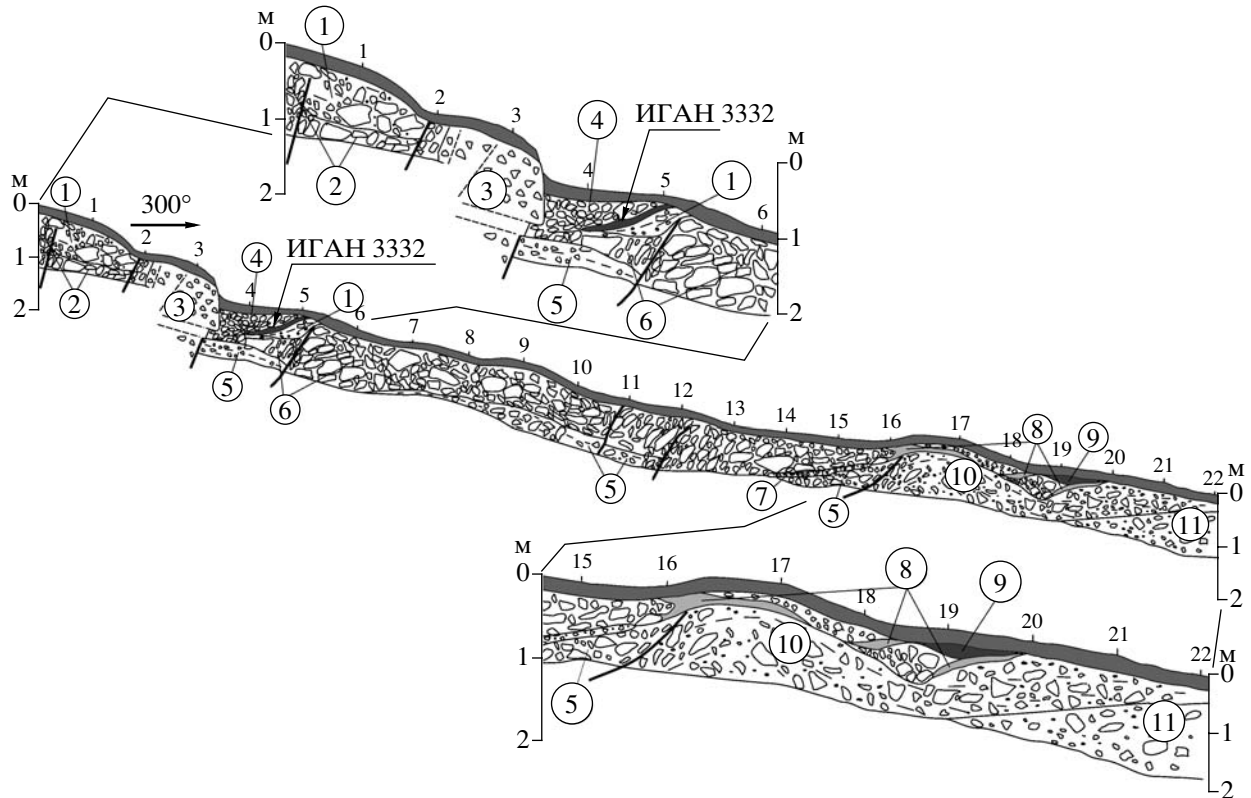
Итак, ведущую роль в тектоническом строении рассматриваемого региона играют разрывные нарушения различного ранга, объединяемые в Южно-Якутскую и Становую системы разломов.

Южно-Якутская система разломов образована сопряженными зонами нарушений преимущественно взбросо-надвиговой кинематики, осложняющих южную часть Чульманской мезозойской впадины. Доминирующую роль среди них занимает плоскость Южно-Якутского взбросо-надвига, представляющего собой региональную тектоническую границу между докембрийскими образованиями Станового хребта и мезозойскими осадками Южно-Якутской системы впадин. Разлом рассматривается как надвиг архейских пород на мезозойские отложения Чульманской впадины. Плоскость сместителя наклонена на юг под углами 10–70°, горизонтальная амплитуда суммарного смещения по интерпретации гравитационных полей составляет около 12–15 км [Геодинамика..., 1985].

Основная линия надвига сопровождается параллельными или диагональными разрывами 2-го порядка, затрагивающими как юрские отложения, так и кристаллический фундамент. В целом для Чульманской впадины характерно относительно спокойное, моноклинальное залегание ритмичных угленосных отложений с падением пород к юго-западу. Моноклинальное залегание осложняется складчатыми структурами и разрывными нарушениями, количество и масштабность которых возрастают к югу по направлению к Южно-Якутскому надвигу. Максимальная дислоцированность мезозойских пород и морфологические проявления в четвертичных осадках и формах рельефа связаны с Кабактинской, Нижне-Нерюнградской и Беркабитской зонами разломов.

**Южно-Якутский взбросо-надвиг** имеет в целом субширотное простирание, протягиваясь извилистой линией и примерно повторяя северное подножие Станового хребта. В рельефе эта структура выражена крутым денудационно-тектоническим уступом высотой 50–150 м. Уступ прослеживается и в пределы пересекающих его речных долин. Здесь он выражен резко врезанными на различную глубину руслами водотоков а также перегибами надпойменных террас. Деформации террасового комплекса установлены на поверхности 1-ой надпойменной террасы и поймы рек Унгра, Кабакта, Верхней Нерюнгри и др.

Наиболее детально зона надвига была изучена на его широтном отрезке в траншее, пройденной вкост простирания уступа, ограничивающего южный борт Окурданской впадины (рис. 2, К-4 на рис. 1). Впадина выполнена юрскими отложениями, в основном перекрытыми кайнозойскими осад-



**Рис. 2.** Зарисовка северо-восточной стенки канавы (К-4 на рис. 1), пройденной в зоне Южно-Якутского разлома.

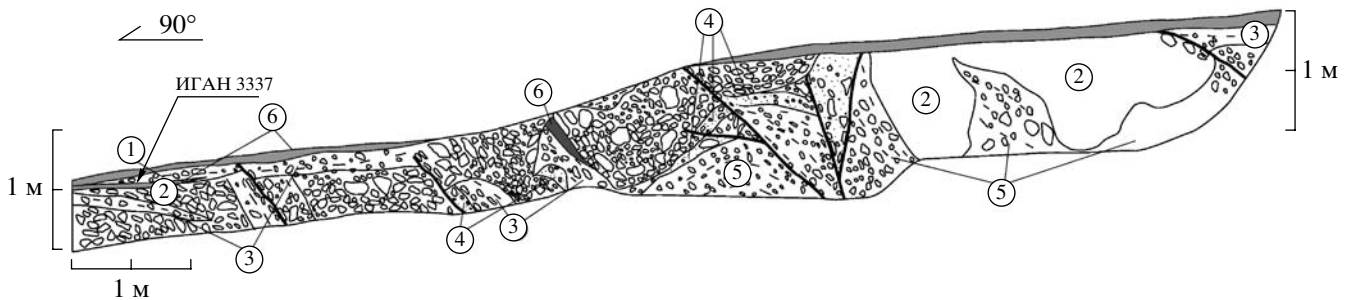
Цифры в кружках: 1 – буровато-коричневая супесь с обломками; 2 – глыбово-щебнистый элювий по брекчированным магматическим и метаморфическим породам; 3 – плотная сцементированная брекчия с обломками магматических и метаморфических пород; 4 – глыбы, щебень со следами окатанности; 5 – темно-коричневая супесь с щебнем, дрсвой и глыбами (элювиально-делювиальные отложения); 6 – обломки брекчированных магматических и метаморфических пород (коллювий); 7 – дрсвяно-песчаный горизонт; 8 – бурая песчанистая почва; 9 – черная почва, богатая гумусом, углями и растительными остатками; 10 – светло-коричневые супеси с неокатанными обломками (неоген-эоплейстоцен); 11 – гравийный песок со слабоокатанными обломками (неоген-эоплейстоцен). ИГАН 3332 – образец на радиоуглеродное датирование.

ками и представляет собой суженный сегмент Южно-Якутского мезозойского прогиба.

В бровке уступа канавой вскрыты обломки (глыбы, щебень) образованные литифицированной тектонической брекчией глубоко переработанных магматических и метаморфических пород архея. Обломочная масса разорвана крутопадающим на юго-восток разрывом, в опущенном крыле которого появляются буровато-коричневые супеси с обломками брекчированных пород. Видимая вертикальная амплитуда смещения по разрыву достигает 40 см.

Ниже по склону, основной уступ осложнен крутым эскарпом высотой около 80 см. В разрезе вскрытом канавой в этом месте наблюдается относительно массивный блок коренных пород (тектоническая брекчия), взброшенных на рыхлые склоновые отложения. В подножии эскарпа залегает клин обломочных, щебнисто-глыбовых образований со следами биогенного (мхово-лишайникового) выветривания и грубой окатанности. Плос-

кость сместителя покрыта зеркалами скольжения с преобладающей ориентировкой отдельных борозд – азимут падения 200–210°, угол 30–40°. Сам относительно массивный блок коренных пород нарушен системой близгоризонтальных разрывов, которые в совокупности с крутопадающим на юго-восток основным сместителем, образуют структуру надвигания этого блока на четвертичные отложения. В подножии уступа, ниже клина щебнисто-глыбовых образований, залегает фрагмент горизонта черной палеопочвы с многочисленными обломками, подстилаемый линзой буровато-коричневых супесей. Из палеопочвы отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3332 (радиоуглеродный возраст –  $1540 \pm 200$  лет, калиброванный – 1280–1638). Ниже по склону, весь описанный разрез резко оборван крутопадающим на юго-восток разрывом, в северо-западном крыле которого залегают неокатанные разновразмерные обломки брекчированных



**Рис. 3.** Зарисовка северной стенки расчистки (К-3 на рис. 1), пройденной на меридиональном отрезке Южно-Якутского разлома.

Цифры в кружках: 1 – серые суглинки с обломками; 2 – щебень, дресва со следами окатанности (десерпций); 3 – желтовато-коричневые суглинки (делювий); 4 – темно-серые супеси со слабоокатанными обломками; 5 – темно-коричневые суглинки с дресвой; 6 – современная и палеопочва. ИГАН 3337 – образец на радиоуглеродное датирование.

магматических и метаморфических пород, вероятно, коллювиального происхождения.

В районе 15–17 м канавы, вскрыт контакт коллювиального шлейфа и залегающих ниже элювиально-делювиальных отложений со светло-коричневыми супесями. Горизонт супесей подстилается светло-коричневыми гравийными песками со слабоокатанными обломками. Эти отложения выполняют Окурданскую впадину и имеют неоген-эоплейстоценовый возраст [Хотина, Жежель, 1987]. Вблизи сместителя в горизонте супесей наблюдается антиклинальная складка, восстанавливаемая по ориентировке обломков и неясно выраженной слоистости осадков. Интересной особенностью является то, что складка выражена в микрорельефе пологим возвышением, что говорит о ее современной активности. На отрезке канавы не показанном на рис. 2, в гравийных песках наблюдается линза торфянистой палеопочвы погребенная глинистым материалом в древнем рве, возможно сейсмогравитационного происхождения. Из палеопочвы отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3340 (радиоуглеродный возраст –  $1960 \pm 80$  лет, калиброванный – 1818–2002).

Таким образом, вскрытые канавой тектонические смещения молодого склонового чехла, наличие в опущенном крыле разрыва коллювиального материала и погребенного им слоя палеопочвы, свидетельствуют в пользу сеймотектонического характера подвижек по разлому. Амплитуда вертикального смещения достигала при этом 0.5 м.

В расчистке, пройденной на меридиональном отрезке трассы Южно-Якутского разлома, также наблюдаются разрывные деформации молодых отложений взросовой кинематики (рис. 3, К-3 на рис. 1). Здесь изучен разрез склоновых отложений, сложенный преимущественно щебнисто-дресвяными образованиями. Разрез нарушен серией разрывов взросовой морфологии. Основной сместитель наблюдается в центральной части расчистки. В рельефе ему соответствует уступ высотой

примерно 0.6–0.8 м. Разрыв сопровождается приразломной антиклинальной складкой, выраженной в подошве грубообломочных отложений. Амплитуда взросового смещения по разрыву достигает 40 см. В опущенном крыле этой структуры залегают нарушенный грубообломочный чехол со следами перемещения и фрагментами суглинистых слоев с палеопочвой.

В подножии уступа наблюдается два мелких (оперяющих) сместителя, по которым происходит ступенчатое погружение слоя желтовато-коричневых делювиальных суглинков. Амплитуда вертикального смещения по разрыву, расположенному в начале расчистки, составляет 10–15 см. В опущенном крыле разрыва отмечается погребенная обломочным материалом палеопочва из которой отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3337 (радиоуглеродный возраст –  $265 \pm 73$  лет). Обстоятельства, при которых была погребена палеопочва, скорее всего, были связаны с малоамплитудной импульсной подвижкой по разрыву, произошедшей, вероятно около 200 лет назад.

По данным геофизических исследований (ВЭЗ) в подножии приразломного уступа отмечается появление полого падающих под уступ зон с пониженными кажущимися сопротивлениями, отождествляемых с тектоническими нарушениями (рис. 4). Геоэлектрический разрез на данном участке отражает строение подножия уступа в виде фрагментарно горизонтально слоистой среды. Причем каждая градиентная зона сопровождается изменением кажущейся глубины залегания аномалий электросопротивления. От ПК 80 до ПК 150 проявляется 4 градиентных зоны тектонических контактов. В верхней части разреза наблюдаются смещения приповерхностного слоя со взросо-надвиговой кинематикой и вертикальной амплитудой около 20 м.

В подножии уступа, сопровождающего зону Южно-Якутского разлома, в карьере (район К-3 на рис. 1) задокументировано нарушение молодых и подстилающих их юрских отложений, веро-

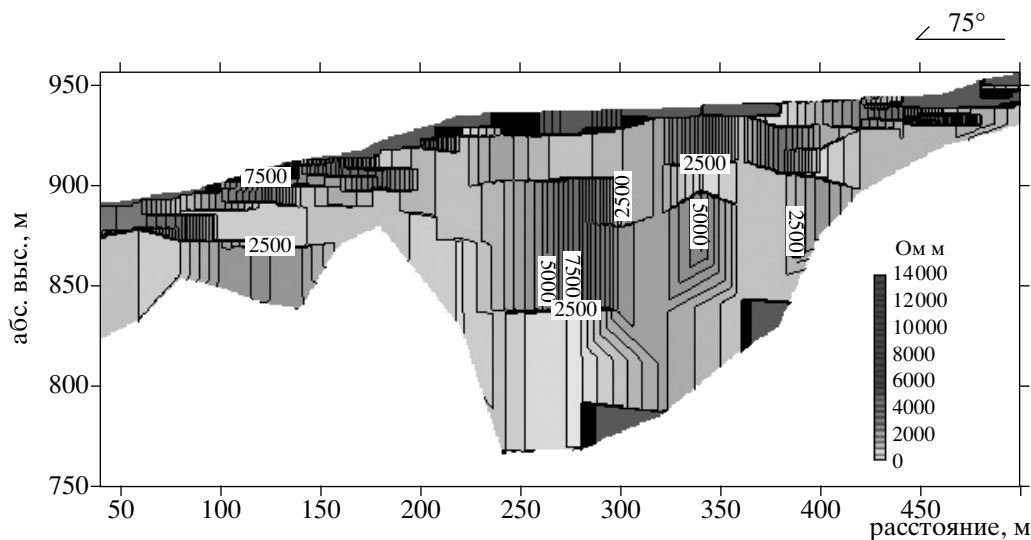


Рис. 4. Электроразведочный профиль, пройденный на меридиональном отрезке зоны Южно-Якутского разлома в левом борту р. Горбылях (район К-3 на рис. 1).

ятно, оползневого происхождения. Вблизи оползневого шва отмечаются горизонты захороненных палеопочв, из которых отобраны образцы на радиоуглеродное датирование ИГАН 3336 (радиоуглеродный возраст –  $2210 \pm 70$  лет, калиброванный – 2151–2317) и ИГАН 3334 (радиоуглеродный возраст –  $7750 \pm 120$  лет, калиброванный – 8398–8648).

Таким образом, вскрытые в двух канавах тектонические смещения молодого склонового чехла, наличие в опущенном крыле разрывов коллювиального материала и погребенных им слоев палеопочвы, свидетельствуют в пользу сейсмотектонического характера подвижек по разлому. Амплитуда вертикального смещения при подвижках достигала 0.3–0.5 м.

**Суннагино-Ларбинский разлом** пересекает Горбыляхский выступ в северо-восточном направлении, по долине р. Гобылях. Юго-западнее разлом проходит вдоль правого борта р. Оборчо, отделяя клин юрских отложений северо-восточной ориентировки от Окурданского грабена. Суннагино-Ларбинский разлом имеет правосдвиговую кинематику смещений с незначительной сбросовой компонентой, установленную геологическими методами как в мезозойских, так и в докембрийских образованиях. Амплитуда горизонтального смещения (с поздней юры) оценивается в пределах 2.5 км [Янополец и др., 2004]. Восточнее разлома амплитуда смещений Южно-Якутского надвига резко уменьшается с 12–15 км до 2 км [Геодинамика..., 1985]. Таким образом, смещения по Суннагино-Ларбинскому разлому находятся в тесной взаимосвязи с взбросо-надвиговыми подвижками по Южно-Якутскому разлому, в значительной степени компенсируя их правосдвиговыми пере-

мещениями. Современная тектоническая активность Суннагино-Ларбинского разлома подтверждается приуроченностью к нему эпицентров слабых и умеренных землетрясений (рис. 1). Можно предположить, что в случае сейсмической активизации Южно-Якутской системы разломов, в зоне Суннагино-Ларбинского разлома также могут произойти сейсмотектонические подвижки.

**Беркакитский разлом** (расположенный непосредственно севернее Южно-Якутского надвига) в пределах Чульманского прогиба расположен в принадвиговой сложно дислоцированной зоне. Юго-восточнее он приурочен к южному ограничению Горбыляхского выступа, сложенного кварцито-гнейсово-сланцевой формацией нижнего архея и позднеархейскими-раннепротерозойскими гранитоидами. Предполагается, что кристаллические образования Горбыляхского выступа имеют аллохтонное залегание [Янополец и др., 2004]. Северный контакт выступа на глубине представляет собой субширотный надвиг с падением плоскости сместителя на юг. На поверхности он выражен Нижне-Нерюнгринской зоной разломов. В центральной части выступа глубокой гидрогеологической скважиной под 500-метровой толщей архейских кристаллических образований были вскрыты юрские угленосные отложения. Вдоль южного ограничения выступа мезозойские осадки секутся серией относительно малоамплитудных близвертикальных разломов, имеющих более поздний возраст, нежели подвиг юрских отложений под кристаллические образования выступа, реконструируемый по данным буровых и геофизических работ. Наиболее выраженным в деформациях молодых осадков и формах рельефа является Беркакитский разлом.

В современном рельефе Беркакитский разлом имеет отчетливое выражение в виде серии уступов суммарной высотой до 50 м. Новейшие вертикальные смещения по разлому привели к деформации продольного профиля долины р. Горбылях. Эта долина к югу от разлома имеет широкую (1–3 км) в сечении форму с пологими склонами, сильно заболоченным дном с большим количеством старичных озер и выполнена мощной толщей палеоген-неогеновых и четвертичных озерно-аллювиальных осадков [Янополец и др., 2004]. В северном крыле разлома долина приобретает V-образный поперечный профиль. Палеоген-неогеновые отложения здесь эродированы, и присутствует лишь относительно грубый четвертичный аллювий.

Характер поведения речных террас в зоне Беркакитского разлома детально изучен в долине р. Амунакта (район п. Беркакит). В правом борту долины трассируется пологий уступ высотой до 2 м, в районе которого происходит смена архейских гранитоидов на песчаники юхтинской свиты нижней юры. На пересечении уступом, в долине реки наблюдается появление локальных надпойменных террас, что можно интерпретировать как резкое образование новых базисов эрозии в зоне разлома, в прошлом. Образование таких базисов эрозии является признаком подвижек по разлому, носивших сейсмический характер. Это заключение подтверждается смещением поверхности 2-й надпойменной террасы на пересечении с тектоническим уступом. Вертикальная амплитуда смещения составляет 0,8–1 м.

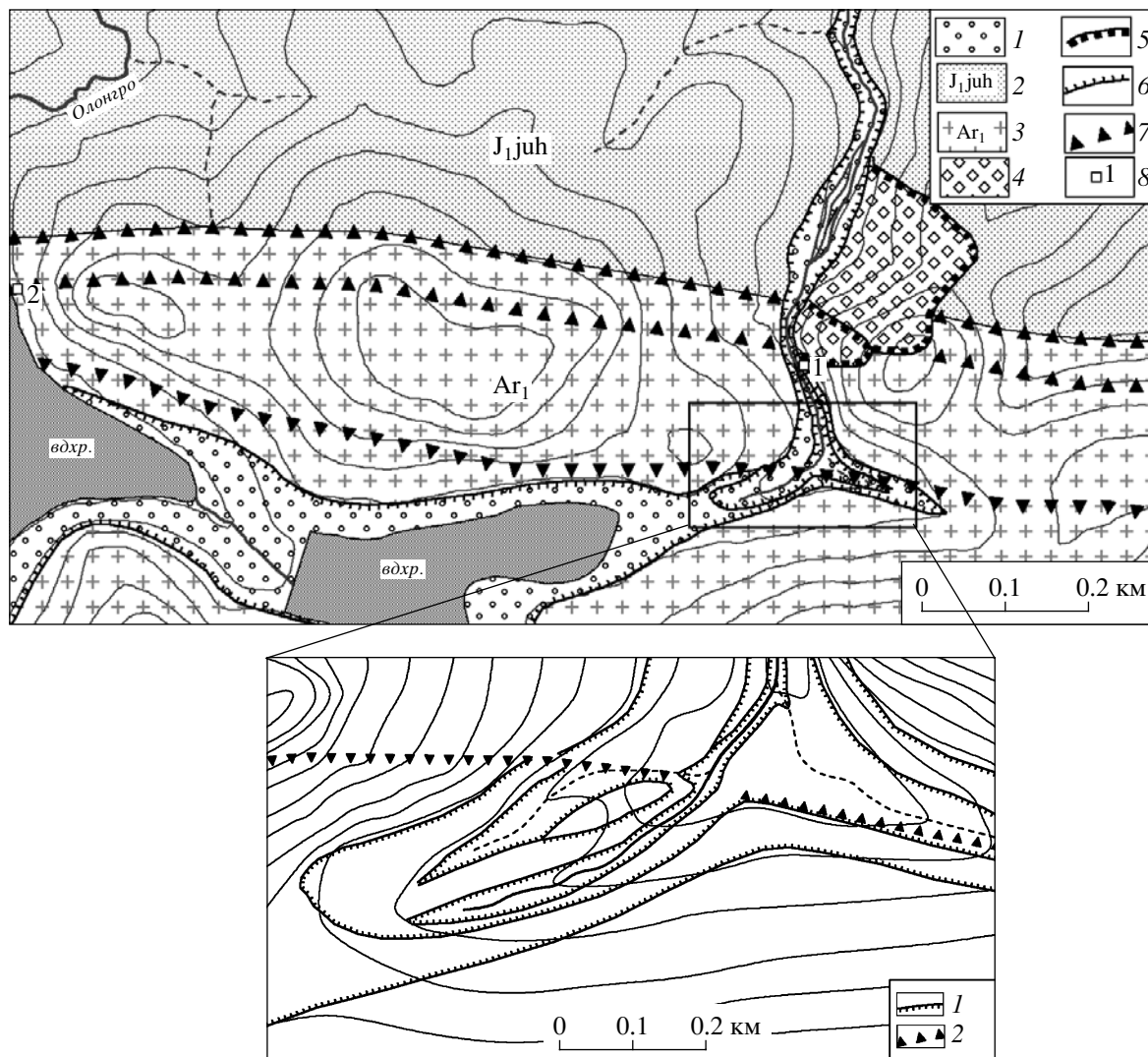
По данным геофизических исследований (ВЭЗ) в зоне разлома выделяется падающая на север под углом 70–60° зона повышенного кажущегося сопротивления. В подножии уступа зона выходит практически под дневную поверхность. Ниже по склону расположена еще одна подобная аномалия, выделяющая также и на сейсмическом разрезе. Здесь происходит резкое увеличение мощности приповерхностного высокоомного (низкоскоростного) слоя. Таким образом, амплитуда вертикального смещения в предполагаемых рыхлых отложениях составляет 8–10 м.

**Нижне-Нерюнгринская зона разломов** также расположена в пределах принадвиговой зоны Чульманского прогиба. Принадвиговая зона находится между Кабактинским разломом и Южно-Якутским надвигом и представляет собой сложно дислоцированную область, разбитую многочисленными разломами взбросо-надвигового, сдвигового и сбросового типа. Разломы, осложняющие внутренне строение зоны, представляют собой дальнейшее оперение Южно-Якутского надвига, вдоль которого произошло надвижение докембрийских кристаллических пород на мезозойские терригенные отложения, и ограничивают узкие

тектонические пластины, представляющие собой основные структурные элементы этого участка. Внутри тектонических пластин в осадочных отложениях чехла наблюдаются многочисленные синклинали и антиклинальные складки. Восточнее Чульманского прогиба Нижне-Нерюнгринская зона разломов образует северное дизъюнктивное ограничение Горбыляхского выступа.

В морфотектоническом отношении ветви разломной зоны ограничивают с севера и с юга узкую низкогорную гряду, расположенную в подножии поднятия, соответствующего Горбыляхскому выступу (рис. 5). Они выражены уступами различной высоты, сопровождаемыми зонами дробления в позднеархейских-раннепротерозойских гранитоидах. На пересечении с долиной небольшого правого притока р. Олонгро уступы, осложняющие подножие низкогорной гряды, образуют зоны довольно резкого изменения в строении продольного профиля долины притока. В южном крыле северной ветви происходит резкое сужение долины и увеличение количества надпойменных террас с одной (к северу от разлома) до двух (к югу от разлома). Здесь же неуверенно можно выделить еще два более древних террасовых уровня. К северу от зоны разлома наблюдается расширение долины притока.

В правом борту притока наблюдается два стабилизированных оползня. Северный, более крупный оползень имеет сглаженную склоновыми процессами высокую (до 80 м) стенку отрыва. Оползневое тело имеет характерную бугристо-западинную поверхность шириной около 1 км и длиной примерно 800 м. Песчаники юхтинской свиты нижней юры, слагающие тело оползня, отделены разрывами и трещинами разбиты на многочисленные блоки с различной ориентировкой слоев песчаников. Южный оползень имеет вытянутую форму, длину около 500 м и ширину до 300 м. Во врезе ручья в оползневом теле наблюдается дезинтегрированная масса, сложенная разными по размеру угловатыми обломками гранитоидов. Тело оползня ограничивается крутой стенкой отрыва, высотой до 20 м. Передовая часть оползня вдаётся в дно долины ручья, образуя пережим с крутыми, активно подрезаемыми эрозией бортами. Выше оползня по течению в уступе пойменной террасы наблюдаются грубоокатанные аллювиальные отложения, на которых залегает палеопочва, перекрытая песчано-глинистыми осадками (т. 1 на рис. 5). В последних видна горизонтальная слоистость, выраженная тонкими прослоями глинистого материала в песках, что позволяет предположить озерное происхождение этих образований. Радиоуглеродный возраст палеопочвы составляет  $290 \pm 70$  лет (ИГАН 3338, калиброванный возраст – 347–460 лет). Гео-



**Рис. 5.** Геолого-геоморфологическая схема, иллюстрирующая морфотектоническую позицию Нижне-Нерюнгринской зоны разломов (вверху). Район п. Серебряный Бор.

Условные обозначения: 1 – аллювиальные отложения; 2 – терригенные отложения юхтинской свиты нижней юры (Чульманский прогиб); 3 – гранитоиды нижнего архея (Горбыляхский выступ); 4 – оползневые тела; 5 – бровки стенок отрыва оползней; 6 – бровки уступов надпойменных террас; 7 – тектонические уступы; 8 – точки наблюдения, описываемые в тексте. Горизонтали рельефа проведены через 20 м.

Внизу: схема взаимоотношения террас в верховьях правого притока р. Олонгро в месте пересечения с южной ветвью Нижне-Нерюнгринского разлома.

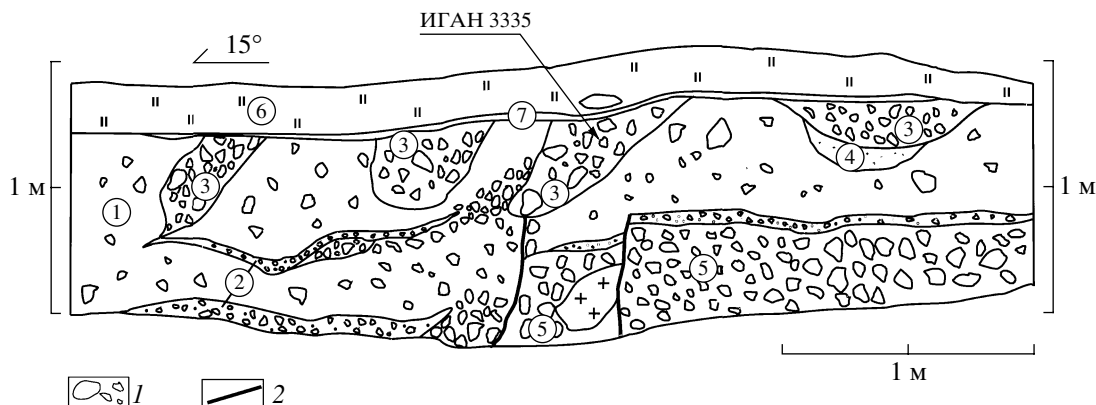
Условные обозначения: 1 – бровки уступов надпойменных террас; 2 – тектонические уступы. Горизонтали рельефа проведены через 5 м.

морфологическая позиция озерных отложений свидетельствует в пользу подпруживания долины оползневой массой, что могло быть связано с сильным сейсмическим событием, которое активизировало оползневые процессы.

Верховья ручья пересекаются южной ветвью Нижне-Нерюнгринского разлома. Южнее зоны разлома, помимо современного русла, наблюдается также древнее русло, в котором практически прекращены все русловые процессы. При этом оба русла имеют общие надпойменные террасы

(рис. 5). Наличие зоны выраженного в рельефе тектонического разлома в месте перестройки речной сети и образования нового русла позволяет предположить наличие голоценовых праводвиговых смещений по зоне Нижне-Нерюнгринского разлома.

На простирании Нижне-Нерюнгринской разломной зоны, в районе устья р. Амунакта и в долине р. Чульман, расположена еще одна группа оползней. Максимальные размеры имеет оползень, развитый в правом борту р. Чульман, в 200 м ниже по течению от устья р. Амунакта. Оползень



**Рис. 6.** Зарисовка восточной стенки канавы в зоне Нижне-Нерюнгринского разлома (т. 2 на рис. 5, К-2 на рис. 1).

Условные обозначения: 1 – глыбы, щебень; 2 – сланцы; ИГАН 3335 – образец на радиоуглеродное датирование.

Цифры в кружках: 1 – щебнисто-древяно-песчаные делювиальные отложения; 2 – древесно-песчаный материал; 3 – щебнисто-древяные свалы с палеопочвой и золой антропогенного происхождения; 4 – кирпично-красный обожженный песок; 5 – грубообломочный элювий; 6 – техногенные отложения; 7 – почвенный слой.

имеет изометричную форму, длину около 850 м и ширину до 750 м. Высота относительно пологого цирка отрыва оползня достигает 70 м. Песчаники и алевролиты кабактинской свиты верхней юры, слагающие тело оползня, образуют слабо нарушенный блок, продвинувшийся в долину р. Чульман примерно на 90 м. Правый борт долины в этом месте представляет собой крутой, активно размываемый уступ, лишенный (за исключением 1-ой) надпойменных террас. Менее крупный оползень наблюдается в правом борту долины р. Амунакта, в 2 км выше от устья. Этот оползень имеет вытянутую форму, длину около 150 м и ширину до 70 м. Песчаники и алевролиты кабактинской свиты верхней юры, слагающие тело оползня, разбиты отдельными разрывами и трещинами на многочисленные блоки с различной ориентировкой слоев песчаников. Над некоторыми разрывами, нарушающими оползневой блок, в приповерхностном разрезе наблюдаются открытые трещины растяжения. В одной из таких трещин был отобран образец провалившейся сюда, и погребенной грубообломочным материалом палеопочвы (ИГАН 3389, радиоуглеродный возраст –  $590 \pm 40$  лет, калиброванный – 590–640).

Внутренняя структура приразломного уступа в зоне северной ветви Нижне-Нерюнгринского разлома изучена в специально пройденной для этой цели канаве (рис. 6, т. 2 на рис. 5, К-2 на рис. 1). В районе уступа происходит резкое погружение поверхности коренных гранитоидов, наблюдаемое в стенке врезки под полку трубопровода, проходящего в этом месте. В канаве вскрыты обломочные отложения предгорного шлейфа, слагающего подножие низкогорной гряды. Эти образования нарушены двумя субвертикальными разрывами близширотного простирания, проникающими из элювиальной массы, сложенной крупными обломками

гранитоидов. В опущенном крыле основного разрыва появляется клин крупнообломочного коллювиального материала, прислоненного к плоскости сместителя. По направлению падения, этот клин сменяется тонкой линзой древесно-песчаных отложений. Аналогичные образования появляющиеся в склоновых отложениях вблизи разрыва, наблюдаются и выше по разрезу. Здесь они срезаны клином обломочного материала с палеопочвой и золой (видимо антропогенного происхождения) в верхней части разреза. Из клина, срезающего разрыв, отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3335 (радиоуглеродный возраст –  $950 \pm 60$  лет, калиброванный – 795–879). Полученная датировка позволяет утверждать, что последняя подвижка по описанному нарушению произошла не ранее  $950 \pm 60$  лет назад.

По данным геофизических исследований (ВЭЗ) разлом выделяется вертикальными зонами резкого увеличения кажущегося сопротивления на условных глубинах от 60 м до 40 м. С северным приподнятым бортом разлома коррелирует нижняя граница приповерхностного слоя, которая в данном интервале испытывает резкое вертикальное смещение с амплитудой до 20 м и ассоциируется с тектоническим уступом.

Таким образом, наличие разрывных деформаций, нарушающих как элювиальные, так и выше лежащие делювиальные отложения, а также грубообломочных образований типа коллювиальных клиньев, позволяет предположить, как минимум, двукратное обновление описанной разломной зоны, носившее, скорее всего, сейсмический характер. Вертикальная амплитуда более древней подвижки, зафиксированная в образовании нижнего коллювиального клина, могла составлять примерно 25–30 см. Амплитуду последующей подвижки определить затруднительно, можно лишь предпо-

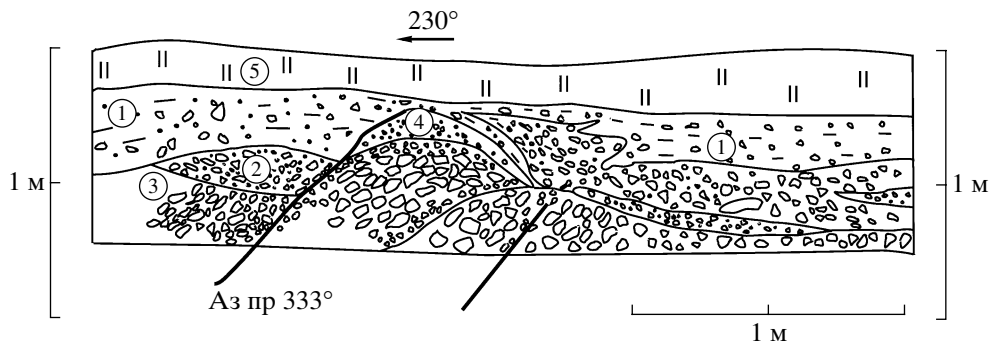


Рис. 7. Зарисовка северо-западной стенки расчистки в зоне Кабактинского разлома (К-1 на рис. 1).

Цифры в кружках: 1 – желтовато-серые супеси с обломками; 2 – черный песок с обломками; 3 – обломки алевролитов (элювий); 4 – темно-серые супеси с обломками; 5 – техногенные отложения. Жирные сплошные линии – сместители.

ложить, что она была аналогична предыдущей. В пользу этого свидетельствуют длина и толщина верхней линзы дресвяно-песчанистых отложений и приблизительно оцененные размеры верхнего коллювиального клина.

**Кабактинский разлом** представляет собой одну из двух основных структурных границ, осложняющих внутреннее строение Чульманской впадины. К югу от разлома расположена принадвиговая зона. К северу от Кабактинского разлома находится промежуточная зона, имеющая в целом моноклинальную структуру, осложненную немногочисленными разломами взбросо-надвигового типа и мелкими складками, вытянутыми в северо-западном направлении [Янополец и др., 2004].

В долине р. Чульман (район разреза Денисовский) наблюдается деформация надпойменных террас, связанная с зоной Кабактинского разлома. Поверхность 2-й надпойменной террасы смещенная с вертикальной амплитудой около 20 м. Помимо вертикальной, наблюдается и правосторонняя сдвиговая составляющая. Амплитуда сдвигового смещения тылового шва 2-й надпойменной террасы составляет около 50 м.

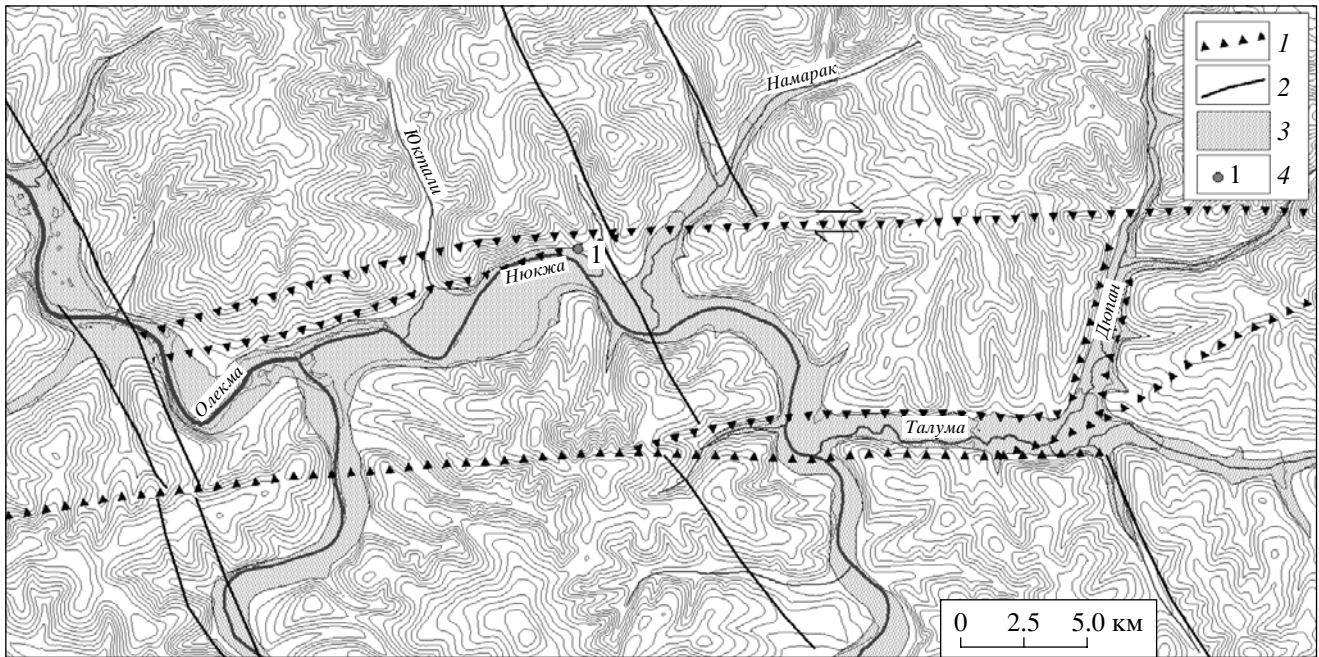
Приповерхностное строение описываемого сегмента Кабактинской разломной зоны детально изучено в расчистке, сделанной в стенке карьера (рис. 7). Здесь наблюдается взброс, нарушающий элювиальные и делювиальные отложения. Разрыв в элювиальных отложениях выражен зоной дробления, вблизи которой обломки принимают ориентировку, согласную с падением сместителя. Выше по разрезу деформации проникают в делювиальные желтовато-коричневые супеси с щебнем и дресвой. Структура, в целом напоминает лежащую складку, ядро которой выполнено обломками алевролитов (щебнем). Крылья складки сложены мелкообломочным материалом (дресвой), слои которого маркируют контуры этой структуры. Мощность делювиального слоя над складкой резко уменьшается, а непосредственно к северо-востоку от складки в нем появляется линза обломочного (дресвяно-щебнистого) мате-

риала. В опущенном (северном) крыле мощность рыхлых отложений в целом увеличивается на 0.4–0.5 м за счет появления дресвяно-щебнистого горизонта с песчаным заполнителем.

Описанная структура позволяет квалифицировать Кабактинский разлом как обновленное в голоцене нарушение взбросо-надвигового типа. При этом наличие тектонического смещения слоя делювиальных отложений, линзы грубообломочного материала, залегающего в опущенном крыле разрыва, внутри слоя делювиальных супесей, а также появление новых горизонтов в опущенном крыле нарушения, дают возможность предположить сейсмический характер обновления зоны разлома. Все это позволяет признать его сейсмогенерирующей структурой на этом участке Чульманского прогиба.

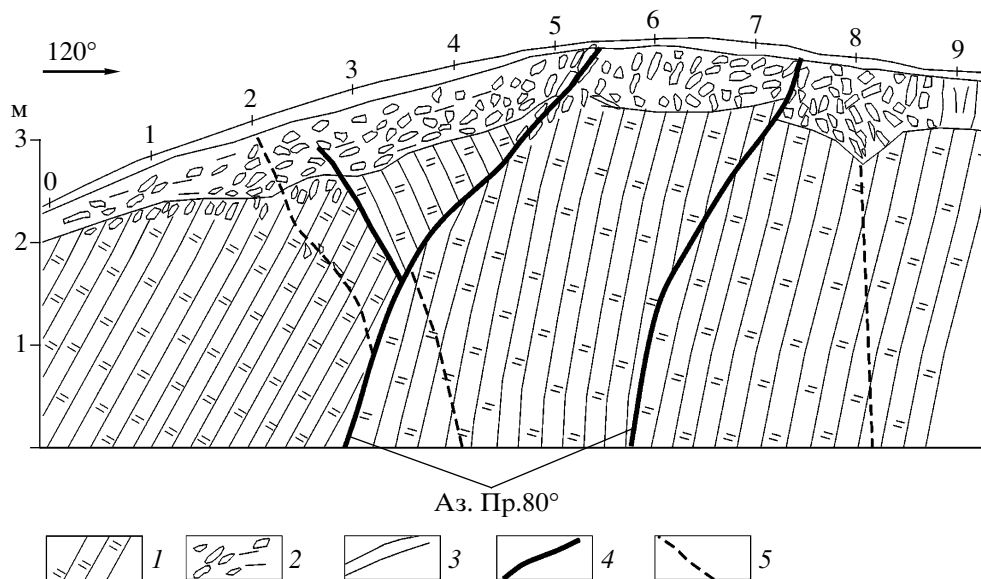
К югу от Южно-Якутской системы разломов расположено поднятие Станового хребта, где главнейшую роль играют Северо- и Южно-Становая разломные зоны.

**Северо-Становая разломная зона** наиболее детально изучена за пределами района, изображенного на рис. 1, в бассейне р. Нюкжа. Здесь она образована широкой зоной дробления. Активные сместители разломной зоны ограничивают выполненные мощными толщами аллювиальных осадков Усть-Нюкжинскую, Талуминскую и Дюпанскую впадины, где выражены в рельефе серией эрозионно-тектонических уступов (рис. 8). Вдоль северного разломного ограничения Усть-Нюкжинской впадины наблюдаются значительные правосторонние смещения речных долин. Долины рек Юктали и Дюпан смещены на 570–650 м. Амплитуда смещения долины р. Намарак достигает 1.5 км. Учитывая, что крупные долины Олекмо-Станового нагорья, подобные долине р. Намарак, имеют миоценовый возраст [Долгушин, 1971], можно считать, что такие большие смещения накопились за плиоцен-четвертичное время. В соответствии с этим можно предположить присдвиговый характер Усть-Нюкжинской, Талуминской и Дюпанской впадин (структуры ти-



**Рис. 8.** Схема строения зоны Северо-Станового разлома в районе устья р. Нюкжа. Горизонтали рельефа проведены через 50 м.

Условные обозначения: 1 – отдельные ветви Северо-Становой разломной зоны; 2 – отдельные ветви Олекминской разломной зоны; 3 – аллювиальные отложения; 4 – место детального изучения разлома.



**Рис. 9.** Зарисовка сместителей зоны Северо-Станового разлома в правом борту р. Нюкжа (т. 1 на рис. 8).

Условные обозначения: 1 – амфибол-биотитовые сланцы; 2 – склоновые отложения; 3 – почвенно-растительный слой; 4 – разрывы; 5 – трещины.

па “pull-apart basin”), сформированных под влиянием новейших правсдвиговых деформаций в зоне Северо-Станового разлома.

Один из сместителей, образующих северное разломное ограничение Усть-Нюкжинской впа-

дины, изучен во врезе железной дороги. Здесь вскрыта вся зона разлома, деформирующая коренные амфибол-биотитовые сланцы (азимут падения  $150^\circ$ , угол  $70-80^\circ$ ) и склоновые отложения (рис. 9). В разломной зоне выделяются два основ-

ных разрыва (азимут простирания  $80^\circ$ , угол падения  $80-85^\circ$ ). Разрывы проникают в склоновые грубообломочные отложения, где выражены зонами дробления материала, переориентацией залегания обломков и резкой сменой гранулометрического состава отложений в узких полосах. Однако явных признаков сейсмогенных смещений не наблюдается (отсутствуют отчетливо выраженные коллювиальные клинья в опущенных крыльях). Подняты северо-восточные крылья. Кинематика движений, выявляемая по смещению рыхлого чехла, – взброс. При этом борозды скольжения в сланцах либо близгоризонтальные, либо косые. Характер смещений – правый сдвиг или взбросо-сдвиг. В рельефе разломная зона устойчиво прослеживается в виде крутого уступа высотой до 150 м. Взбросовая кинематика северного разломного ограничения Усть-Нюкжинской впадины свидетельствует о ее рамповой или полурамповой структуре.

Восточнее р. Олекма вдоль зоны Северо-Станового разлома развита Алданская впадина, образованная в результате перехвата палеодолины р. Алдан притоками р. Нюкжи, произошедшего в эоплейстоцен-плейстоцене [Николаев и др., 1982]. В центральной части Олекмо-Станового поднятия (бассейн р. Тимптон) зона Северо-Станового разлома является областью развития интенсивного динамометаморфизма, разделяющей поля распространения позднеархейских плагиогранитов и метагабброидов. На восток она протягивается на расстояние более 250 км до бассейна р. Нуям, составляя мощную тектоническую зону, на всем протяжении ограничивающую с юга мезозойские впадины Южно-Якутского прогиба.

В рельефе зона разлома выражена крутым уступом высотой до 100 м. В районе руч. Половинка (левый приток р. Горбыллях) уступ покрыт многочисленными мелкими скальными оползнями, возможно, сейсмогенной природы, так как в обычных условиях образование подобных оползней в этом районе не происходит. В долинах рек Левый Верхний Беркакит и Правый Верхний Беркакит, на простирании приразломного уступа наблюдаются резкие правосторонние изгибы, в которые вовлечен весь комплекс надпойменных террас. Эти изгибы можно интерпретировать как следы новейших правосдвиговых тектонических смещений, суммарная амплитуда которых достигает 300 м.

Зона разлома исследована геофизическими методами в районе руч. Половинка. По данным сейсморазведки (КМПВ) наблюдается интерференция волн, что связывается с резким воронкообразным (двусторонним) погружением преломляющей границы, ассоциируемым с зоной дробления выходящей в чехол молодых отложений.

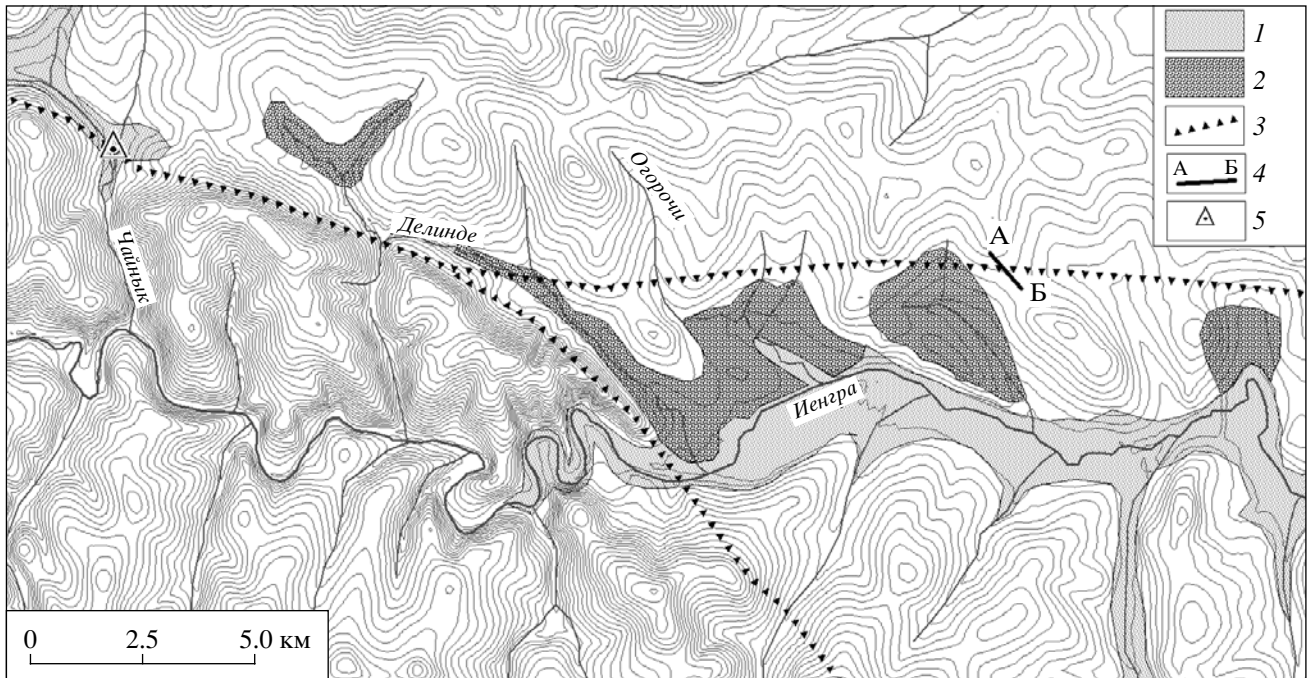
Зона дробления выделяется также и по результатам электроразведочных работ.

В пользу современной активности этого нарушения свидетельствует связь с эпицентрами умеренных землетрясений ( $M = 4-5$ ) и активное преобразование рельефа, примером чего служат Усть-Нюкжинская, Талуминская, Дюпанская и Алданская впадины, заложенные как присдвиговые прогибы. Фиксируются также горизонтальные смещения речных долин. Общая кинематика смещений для зоны Северо-Станового разлома – правый сдвиг с незначительной вертикальной (взбросовой) компонентой.

**Южно-Становая система разломов** представляет собой мощную зону катаклаза, милонитизации и бластомилонитизации с шириной выхода на поверхность от 0.8 до 2–2.5 км. В зоне Южно-Станового разлома развиты небольшие по протяженности и ширине впадины, приуроченные к локальным разрывным нарушениям северо-восточного простирания вдоль долин рек Чильчи, Нижняя, Средняя и Верхняя Ларба, Иенгра и Тимптон.

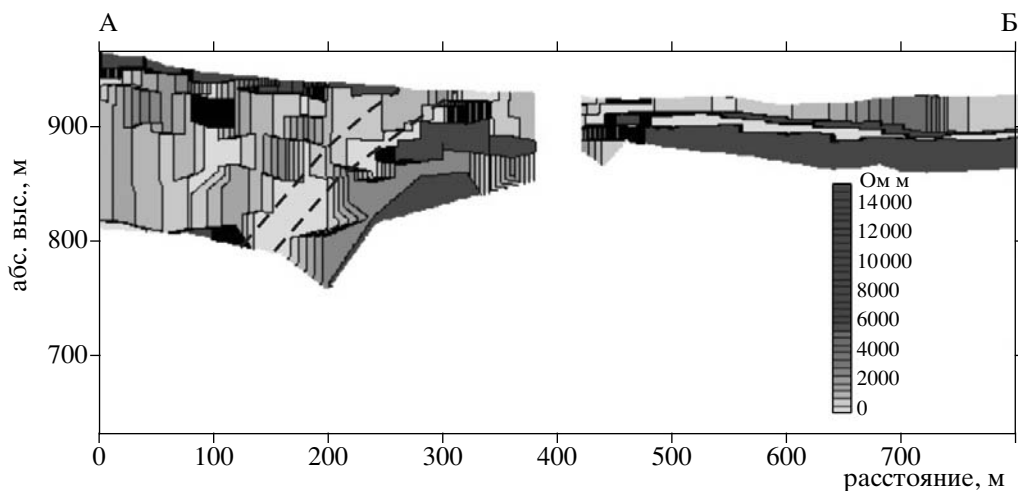
Наиболее характерная перестройка гидрографической сети, связанная с зоной Южно-Станового разлома, проявлена в верховьях р. Иенгры, в центральной части Олекмо-Станового поднятия (рис. 10). Здесь установлены перехваты речных долин, в результате чего исчезла существовавшая ранее река (Пра-Иенгра) [Долгушин, 1971]. Пра-Иенгра текла на юго-восток из верховий современной р. Алдан, и, совмещаясь с нынешними верховьями р. Чайнык, долиной р. Делинде и нижним течением Иенгры, впадала в р. Тимптон. О следах сравнительно крупной реки, существовавшей, судя по всему, перед началом эоплейстоценовых поднятий, свидетельствует целый ряд фактов – общий уклон местности в полосе, соответствующей положению древней долины, скопления на ряде участков сильно выветрелых неогеновых галечников, остатки высоких террасовых уровней и современная морфология долин рек Делинде и Иенгра. На описываемом участке перехват произошел в долине р. Чайнык, в результате чего эта река стала притоком Иенгры. Подобные перехваты наблюдаются и западнее, в долинах рек Липуначи, Пулполан, Курбаликит, Чульман и Унгра. В верховьях р. Делинде перехват не произошел. Возможно, это связано с активным прогибанием участков долин рек Иенгра и Делинде, заключенных между отдельными ветвями Южно-Станового разлома. Этот участок выполнен мощной толщей неоген-четвертичных осадков, вероятно являясь тектоническим прогибом.

По данным электроразведочных исследований (ВЭЗ), выполненных в зоне разлома, огранивающего с севера Иенгскую впадину, выделяется резкая, крутопадающая на север зона пониженно-



**Рис. 10.** Геоморфологическая схема долины р. Иенгра в среднем течении. Горизонтали рельефа проведены через 20 м. Составлена с использованием данных: [Янополец и др., 2004].

Условные обозначения: 1 – аллювиальные отложения; 2 – нерасчлененные неогеновые отложения; 3 – приразломные уступы; 4 – электроразведочный профиль (рис. 11); 5 – место перехвата речной долины.



**Рис. 11.** Электроразведочный профиль, пройденный в зоне Южно-Станового разлома по линии А–Б, изображенной на рис. 10. Пунктирные линии ограничивают зону пониженного сопротивления, ассоциируемую с разломом.

го кажущегося сопротивления (рис. 11). К югу от этой зоны появляется слоистый разрез, выявляемый по появлению слоев с повышенным сопротивлением. В северном крыле разлома слой с повышенным сопротивлением залегает в верхней части разреза. Залегание слоев в целом параллельно дневной поверхности, что позволяет ассоциировать их с неоген-четвертичными отложениями, ранее описанными в этом районе [Хотина,

Жежель, 1987]. Смещение молодых отложений характеризует эту ветвь Северо-Станового разлома как активную в неоген-четвертичное время. Кинематика разрыва – взброс; опущено южное крыло, соответствующее впадине долины р. Иенгра.

По результатам тектонофизического моделирования на основе повторных геодезических измерений установлено, что описываемый участок расположен на границе участков близгоризон-

тального сжатия и растяжения [Фотиади и др., 1982]. Кроме того, здесь была выделена локальная положительная аномалия скоростей вертикальных движений [Геодинамика..., 1985]. Причем южнее северного ограничения Иенгрской впадины наблюдается стабильная отрицательная аномалия скоростей. Севернее в эпоху 1967–1972 гг. выделялась зона отрицательных значений скоростей. В 80-х годах значения скоростей были близки к нулевым. Следовательно, на описываемом участке, характеризующемся рассеянием скоростей вертикальных движений реперов, можно предположить современную тектоническую активность структур, разделяющих блоки с разными скоростями движения. В целом, характер горизонтальных смещений реперов свидетельствует о субмеридиональном горизонтальном сжатии в пределах изучаемого участка.

Таким образом, вдоль северного ограничения Иенгрской впадины устанавливается активный на неоген-четвертичном этапе взброс, у которого поднято северное крыло. Поднятие тектонического блока, расположенного к северу от разлома, послужило причиной перехватов речных долин и деформаций в неоген-четвертичных отложениях. К западу от тектонического уступа с северо-западной ориентировкой, отделяющего котловинообразное расширение (впадину) долины р. Иенгра, выполненное мощной толщей кайнозойских осадков, расположен участок с повышенной расчлененностью рельефа. Современная долина р. Иенгры на этом участке глубоко (около 100 м) врезана в прочные кристаллические породы, образуя каньон, что видимо, связано с активной перестройкой рельефа продолжающейся с момента исчезновения Пра-Иенгры. Иенгрская впадина, фрагмент которой изображен на рис. 10, имеет ромбообразную форму характерную для присдвиговых бассейнов (pull-apart basin). На это указывает и его косая, по отношению к общему простиранию Южно-Становой разломной зоны ориентировка. В таком случае кинематика смещений по Южно-Становой зоне разломов – левосторонний взбросо-сдвиг. Активная перестройка рельефа говорит о молодости последнего цикла тектонической активности. Более того, учитывая, что в зоне разрывного нарушения устанавливаются перехваты долин ручьев первого порядка (левые притоки в верховьях р. Иенгры), можно сделать вывод о том, что тектонические движения происходили не только в верхнем плейстоцене, но и продолжались в голоцене.

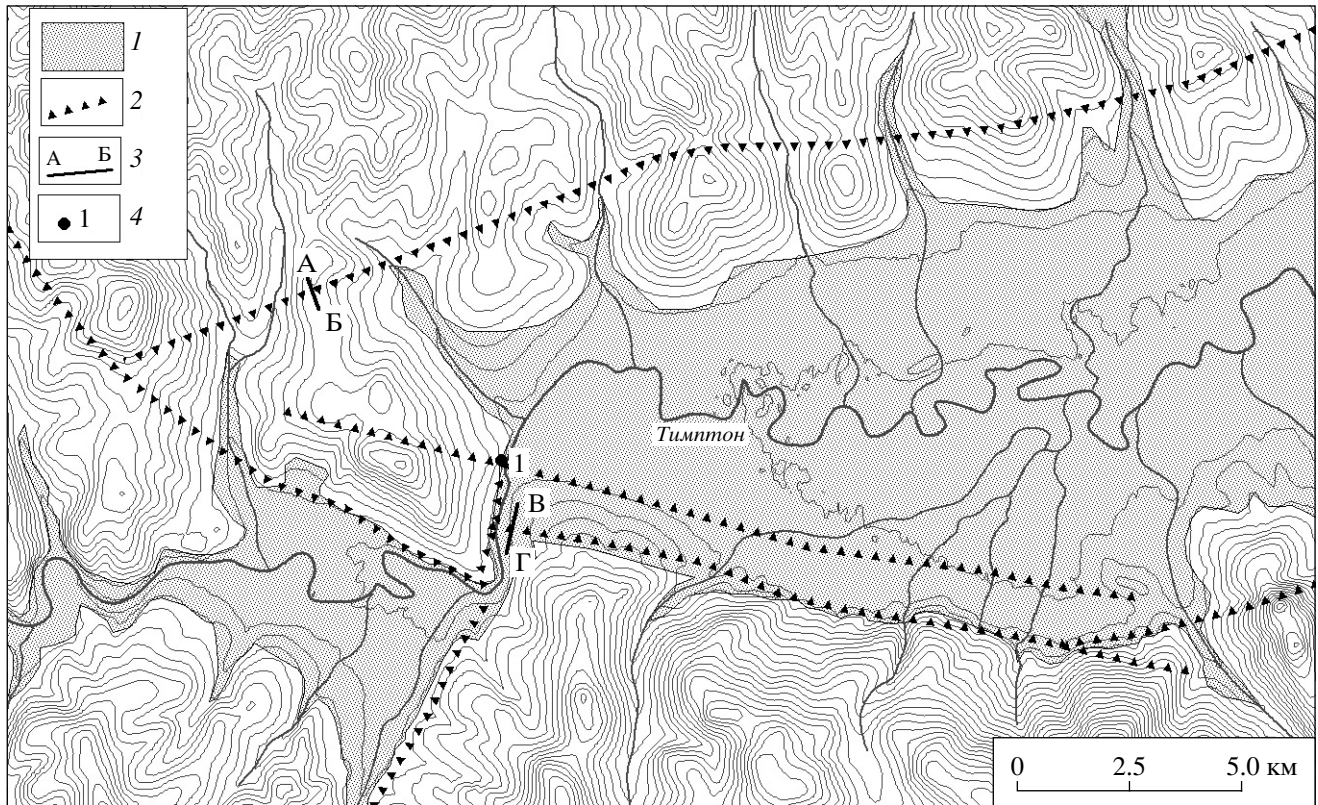
Яркие деформации молодых форм рельефа, связанные с зоной Южно-Станового разлома, наблюдаются и в долине р. Тимптон которая в верхнем течении представляет собой две ромбические впадины разделенные приподнятым блоком (рис. 12).

Впадины заполнены аллювиальными отложениями и имеют аккумулятивный рельеф. Борты впадин обрезаны крутыми эрозионно-тектоническими уступами, свидетельствующие о молодом прогибании этих структур.

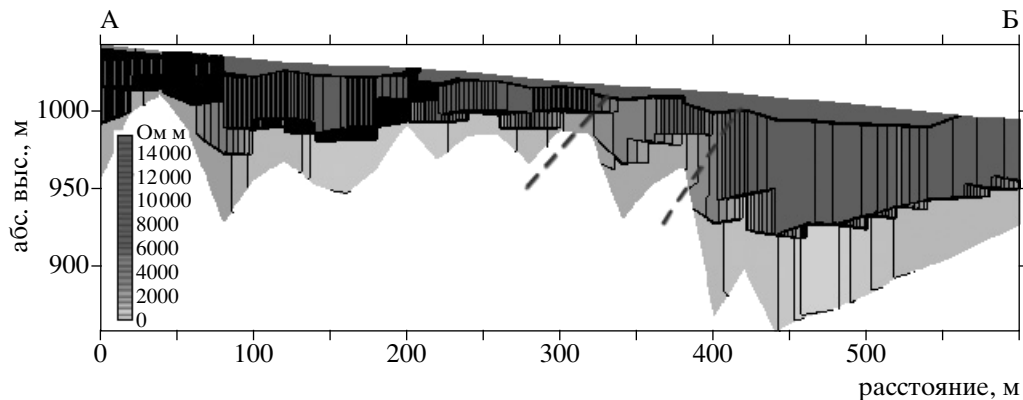
По данным электроразведочных исследований (ВЭЗ), выполненных в зоне разлома, огранивающего с севера Верхне-Тимптонскую впадину, выделяется контрастная, крутопадающая на север зона пониженного кажущегося сопротивления (рис. 13). Этот участок характеризуется относительно низкоомным включением в разрыв высокоомных градиентных зон. К югу от этой зоны резко (на 70 м) увеличивается мощность образований с повышенным сопротивлением, которые можно интерпретировать как рыхлые, водопроницаемые отложения пролювиального происхождения. Смещение молодых отложений характеризует эту ветвь Южно-Станового разлома как активную в неоген-четвертичное время. Кинематика разрыва – взброс, опущено южное крыло, соответствующее Верхне-Тимптонской впадине.

В южном борту Верхне-Тимптонской впадины, вдоль antecedentного участка долины р. Тимптон, наблюдается хорошо сохранившийся комплекс аллювиальных и аллювиально-ледниковых террас. Подножие борта впадины нарушено прямолинейным уступом, секущим и смещающим уступы аллювиальных террас. На простирании прямолинейного уступа наблюдается левосторонний коленообразный изгиб р. Тимптон, сопровождаемый изгибом уступов надпойменных террас. При этом левый борт долины активно размывается рекой, тогда как в правом борту появляется третья надпойменная терраса, отсутствующая с противоположной стороны реки. Это явление может быть связано с тектоническими подвижками голоценового возраста. Южнее наблюдается следующий уступ, нарушающий весь комплекс террас с амплитудой вертикального смещения до 10 м (рис. 14). Зона, в пределах которой происходит смещение террас, падает на юг под углами 40–50°. В связи с этим ее можно ассоциировать с активным разломом взбросовой морфологии.

На простирании северного уступа, обрезающего южный борт Верхне-Тимптонской впадины, пройдена расчистка (рис. 15, т. 1 на рис. 12). В стенке наблюдается разрывное нарушение, проникающее в элювиальные и перекрывающие их аллювиальные отложения. Нарушение имеет форму микрограбена в котором опущены слои буровато-коричневых супесей и гравийно-галечного элювия. В коренных породах наблюдается зона дробления. В целом, крылья разрыва не испытывают существенного вертикального смещения. Вероятно, наблюдаемая структура представляет собой зону растяжения, образованную в



**Рис. 12.** Геоморфологическая схема долины р. Тимптон в верхнем течении. Горизонтали рельефа проведены через 20 м. Условные обозначения: 1 – четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – приразломные уступы; 3 – электроразведочный профиль (линия А–Б, рис. 13) и продольный профиль террас долины р. Тимптон (линия В–Г, рис. 14); 4 – положение расчистки (рис. 15).

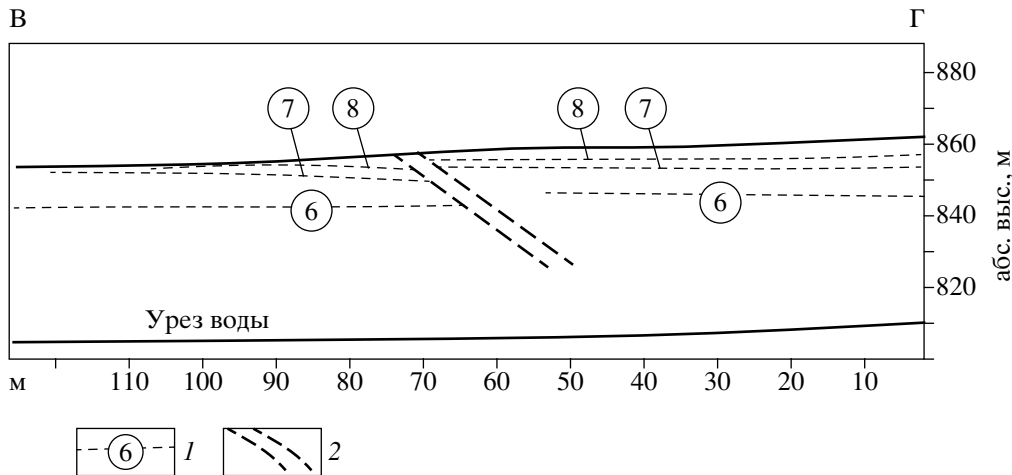


**Рис. 13.** Электроразведочный профиль, пройденный в зоне Южно-Станового разлома по линии А–Б, изображенной на рис. 12. Пунктирные линии ограничивают зону пониженного сопротивления, ассоциируемую с разломом.

сдвиговом поле деформаций, по-видимому, в результате сейсмогенного смещения.

Итак, на описанном участке ветви Южно-Становой системы разломов образуют взбросо-сдвиговые ограничения Верхне-Тимптонской впадины, выполненной мощной толщей четвертичных отложений. Четвертичные отложения в пределах

впадины подстилаются нижнемеловыми грубообломочными осадками нагорненской свиты [Тектоника..., 2001]. Таким образом, депрессия является наложенной на прогиб мезозойской активизации. Исходя из полученных результатов, можно предположить, что впадина имеет рамповую структуру и образована в левосдвиговом поле деформаций. Учитывая плейстоцен-голоценовый характер



**Рис. 14.** Продольный профиль террас долины р. Тимптон (линия В–Г на рис. 12).  
Условные обозначения: 1 – бровки уступов высоких надпойменных террас, их номера; 2 – зона разлома.

обновления разрывных нарушений, интенсивные горизонтальные перемещения и элементы перестройки морфотектонического плана, следует считать зону Южно-Станового разлома сейсмически активной.

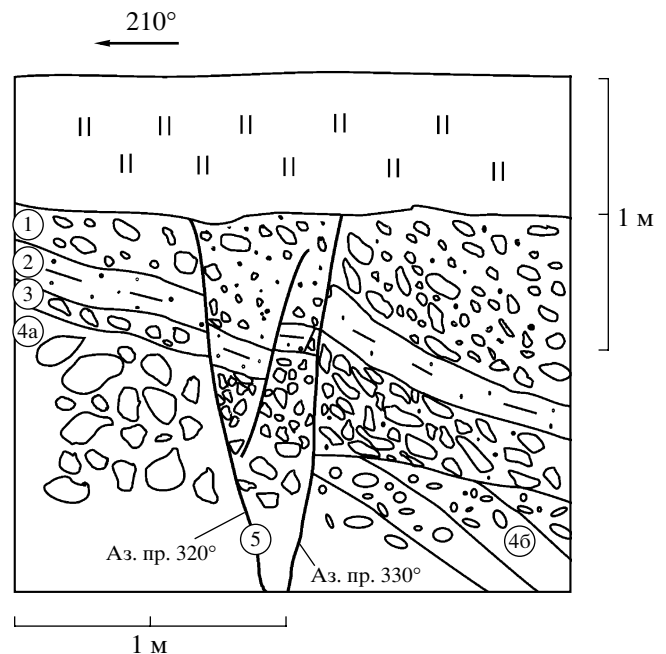
**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Обнаруженные в зонах Южно-Якутского, Нижне-Нерюнгринского и Южно-Станового разломов первичные сейсмодислокации позволяют уверенно отождествлять эти структуры с очаговыми зонами возможных землетрясений. То же самое относится к Кабактинскому, Беркабитскому и Северо-Становому разломам, в зонах которых обнаруживаются интенсивные деформации молодых отложений и форм рельефа. Кроме того, в зонах влияния Южно-Якутского, Нижне-Нерюнгринского и Северо-Станового разломов установлены многочисленные скальные оползни, пользующиеся очень ограниченным распространением в описываемом районе. Эти факты свидетельствуют о том, что в Южной Якутии, на протяжении голоцена, не раз происходили сильные землетрясения.

Полученные радиоуглеродные датировки палеопочв, погребенных в пределах сейсмодислокаций, позволяют в самом грубом приближении установить возраст некоторых древних сейсмических событий. По этим данным, наиболее уверенно выделяются два палеоземлетрясения.

Первое такое событие, вероятно, породило вскрытые канавой К-4 в зоне Южно-Якутского разлома смещение молодого склонового чехла, колювиальный клин в опущенном крыле сейсморазрыва и погребенный им слой палеопочвы. Радиоуглеродный возраст палеопочвы составляет  $1540 \pm 200$  лет, калиброванный – 1280–1638 (ИГАН 3332). С этим же сейсмическим событием,

вероятно, было связано образование сейсмогравитационного рва, вскрытого канавой К-4, в котором захоронилась палеопочва имеющая радиоуглеродный возраст  $1960 \pm 80$  лет (калиброванный – 1818–2002, ИГАН 3340). Вполне возможно, что в результате этого палеоземлетрясения произошло также образование нарушения в молодых и подстилающих юрских отложениях оползнево-



**Рис. 15.** Зарисовка стенки расчистки, пройденной в зоне Южно-Станового разлома.

Цифры в кружках: 1 – гравийно-галечные отложения; 2 – буровато-коричневые супеси; 3 – дресвянощебнистый элювий; 4 – гравелиты и конгломераты нагорненской свиты нижнего мела: а – брекчированные; б – ненарушенные.

го происхождения, в пределах которого оказалась погребена палеопочва с радиоуглеродным возрастом  $2210 \pm 70$  лет (калиброванный – 2151–2317, ИГАН 3336, район К-3 на рис. 1). Сейсмическое событие произошло не ранее рубежа  $1540 \pm 200$  лет назад, согласно радиоуглеродным датам или интервала 1280–1638 лет назад, согласно калиброванному возрасту палеопочв. Очаг землетрясения увязывается с зоной Южно-Якутского разлома. Амплитуда вертикального смещения достигла при этом 0.5 м.

Второе событие, возможно, послужило причиной образования разрыва в зоне Южно-Якутского разлома, в опущенном крыле которого залегает погребенная под обломочным материалом палеопочва с радиоуглеродным возрастом  $265 \pm 73$  лет (ИГАН 3337, К-3). К этой дате близок радиоуглеродный возраст ( $290 \pm 70$  лет, калиброванный возраст – 347–460 лет, ИГАН 3338) палеопочвы погребенной озерными отложениями вследствие подпруживания долины ручья оползневой массой в зоне Нижне-Нерюнгринского разлома. Вполне возможно, что в результате этого сейсмического толчка произошло также образование трещины растяжения в теле оползня, развитого в правом борту долины р. Амунакта. В этой трещине произошло захоронение палеопочвы с радиоуглеродным возрастом  $590 \pm 40$  лет (ИГАН 3389, калиброванный – 590–640). Таким образом, реконструируемое сейсмическое событие, вероятно, произошло около 200 лет назад. Амплитуда вертикального смещения по разрыву в зоне Южно-Якутского разлома при этом составила 10–15 см. Столь небольшая амплитуда смещения позволяют предположить, что Южно-Якутский разлом при этом землетрясении был активизирован пассивным образом, либо следов выхода очага события на поверхность в зоне разлома обнаружено не было. По имеющимся данным, очаг землетрясения не был связан и с зоной Нижне-Нерюнгринского разлома, т.к. последняя подвижка по этому нарушению произошла не ранее  $950 \pm 60$  лет назад. Таким образом, точно установить положение очага реконструированного события не представляется возможным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили существенно уточнить имеющиеся сведения о сейсмотектонике и потенциальной сейсмической опасности региона, тем самым, наметив конкретные геологические структуры, ответственные за реализацию сейсмического потенциала. В соответствии с собранными данными и изложенными выше методическими предпосылками расчета сейсмического потенциала для активных разломов изученного района Южной Якутии, получены следующие оценки максимально возможной магнитуды зем-

трясений: для Кабактинского разлома –  $M_{\text{макс}} = 5.5$ ; для Нижне-Нерюнгринского –  $M_{\text{макс}} = 6.0$ ; для Беркакитского –  $M = 5.5$ ; для Южно-Якутского –  $M_{\text{макс}} = 6.5$ ; для Суннагино-Ларбинского –  $M_{\text{макс}} = 5.5$ . Для Становой системы разломов получена более дробная дифференциация сейсмического потенциала. Максимальным уровнем сейсмической опасности ( $M_{\text{макс}} = 7.0\text{--}7.5$ ) характеризуются сегменты Становой зоны, расположенные в среднем течении р. Олекмы и кряже Зверева, т.е. в западной части территории, изображенной на рис. 1. В центральной части района исследований (район п. Золотинка и Нагорный), для Становой зоны установлен сейсмический потенциал  $M_{\text{макс}} = 6.5$ . К востоку от п. Нагорный, сейсмический потенциал Становой зоны понижается до  $M_{\text{макс}} = 6.0$ .

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проекты 05-05-64170, 08-05-00103, и 08-05-12028-офн).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны / Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1985. 136 с.
- Долгушин И.Ю.* Лено-Алданское плато и Алданское нагорье. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука. 1971. С. 53–68.
- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. М.: Наука. 1966. 230 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии. М.: Геос. 2000. 227 с.
- Николаев В.В., Семенов Р.Ф., Семенова В.Г., Солоненко В.П.* Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука. 1982. 150 с.
- Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е.* Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН. 2000. 90 с.
- Рогожин Е.А.* Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 1. С. 37–62.
- Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Йогансон Л.И. и др.* Опыт выделения и прослеживания сейсмогенерирующих зон методами геолого-тектонического анализа на территории Западной Монголии и Зайсано-Алтайской складчатой области. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН. 1995. Вып. 2/3. С. 132–152.
- Солоненко В.П.* Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58–74.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”. 2001. 571 с.

- Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В.* Изучение и картирование активных разломов. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН. 1993. Т. 1. С. 196–206.
- Трофименко С.В.* Оценка энергии возможного землетрясения Олекмо-Становой зоны. Горный информационно-аналитический бюллетень. Региональное приложение ЯКУТИЯ. 2006. Вып. 3. С. 149–154.
- Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Бочаров Г.В. и др.* Тектонофизическое районирование зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья по данным геодезических измерений // Геология и геофизика. 1982. № 3. С. 3–15.
- Хотина Е.Б., Жежель О.Н.* Кайнозой бассейна Алдана. Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л.: Недра. 1987. С. 29–33.
- Янополец О.А., Петрова И.А., Скопич С.И. и др.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200000. Серия Алданская. Листы О–51–XXIX, О–51–XXXУ. Объяснительные записки. Филиал ГУП РС (Я) “АЛДАНГЕОЛОГИЯ” “ЮЖНОЯКУТСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ”. СПб. 2004.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Am. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.