

ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 551.248.2;571.5

НЕОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОПАСНЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЙОНЕ ЧАРСКОЙ РИФТОВОЙ ВПАДИНЫ

© 2024 г. С. А. Несмеянов^{1,*}, Д. О. Сергеев^{1,**}, О. А. Воейкова^{1,*}, А. П. Кулаков^{1,***}

¹Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН,
Уланский пер. 13, стр. 2, Москва, 101000 Россия

*E-mail: voa49@mail.ru

**E-mail: sergueevdo@mail.ru

***E-mail: cryolithozone@mail.ru

Поступила в редакцию 05.02.2024 г.

После доработки 13.03.2024 г.

Принята к публикации 25.03.2024 г.

Традиционное выделение морфоструктур при изучении неотектоники района Чарского рифта дополнено применением оротектонического метода. Это позволило охарактеризовать этапность и неравномерность орогенеза и разрывных смещений по региональному сбросу. Выявлены нестабильность мезозойского и новейшего структурообразования, а также неоплейстоценовая активизация структур, известная в альпийских орогенах. Показано, что структурно обусловленные особенности рельефа определяют специфику проявления опасных экзогенных процессов. С применением оротектонического метода установленные закономерности могут оказаться свойственными и другим рифтам Байкальской рифтовой зоны.

Ключевые слова: неотектоника, Чарская рифтовая впадина, хребет Кодар, хребет Калар, хребет Удокан, неотектоническое районирование, сброс, разрывное смещение

DOI: 10.31857/S0869780924040025 EDN: SFZETT

ВВЕДЕНИЕ

Анализ неотектоники может производиться с применением различных методов. В большинстве регионов он ограничивается выделением основных морфологических элементов. Именно так до настоящего времени характеризовались новейшие структуры Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) [6, 15–17 и др.].

С применением метода обособления морфоструктур выделены основные типичные неотектонические элементы БРЗ. Таковыми в поперечном сечении (с северо-запада на юго-восток) считаются: 1) наклонные горсты и асимметричные глыбовые поднятия северо-западного крыла рифтовой зоны; 2) центральные цепи рифтовых долин и сопровождающие или разделяющие их глыбовые поднятия; 3) сводовый изгиб юго-восточного крыла рифтовой зоны [16, с. 211]. Построенная с выделением подобных элементов БРЗ состоит из цепи отдельных рифтов, именуемых по соответствующим рифовым долинам, и включает Хубсугульский, Тункинский, объединенные Южнобайкальский и Северобайкальский, Верхнеангарский, Муйский и Чарский рифты [16, с. 214]. В качестве типичных дополнительных

элементов, осложняющих эту схему, обычно рассматриваются высокие тектонические уступы и связанные с ними “промежуточные” или краевые ступени [16, с. 219].

Однако только морфологическая характеристика новейших структур явно недостаточна для решения ряда прикладных задач, в том числе задач строительного проектирования, поскольку проектирование нуждается в районировании территории по активности современных тектонических движений, определяющих активность экзогенных процессов.

Для активных новейших орогенов Средней Азии и Кавказа предложен оротектонический метод, позволяющий количественно оценивать поэтапные воздымания и разрывные смещения [11]. Для инженерных изысканий именно выявление опасных разрывных смещений представляет особый интерес [9]. Целесообразно оценить возможности применения данного метода для существенно иных сибиретипных активных новейших структур БРЗ.

В качестве опорного объекта применения оротектонического метода выбрана Чарская впадина (ЧВ), расположенная на севере Забайкальского

края в верхнем течении р. Чара между хребтов Станового нагорья: Кодарского, Удоканского и Каларского, на восточном краю БРЗ между Муйской впадиной на западе и Токкинской впадиной на востоке. В геологическом отношении она принадлежит новейшей Байкальской рифтовой области, наложенной на структуры Алдано-Станового докембрийского щита Восточно-Сибирской платформы. В этой области платформенные условия мезозоя и начала кайнозоя сменились в неогене рифтогенной тектонической активизацией с углублением прогибов и орогенными воздыманиями хребтов.

В полном соответствии с упомянутой выше типовой схемой Чарская впадина асимметрична (грабен-сиклиальный тип). У нее сбросовый северо-западный борт (Кодарский хребет) и пологий (почти пликтивный) юго-западный (Удоканский хребет).

Цели дистанционных неотектонических исследований, проведенных авторами с применением оротектонического метода:

- неоструктурное районирование центральной части ЧВ и смежных хребтов;
- характеристика разрывных смещений особенно на северном борту ЧВ;
- оценка влияния полученной неотектонической характеристики выделенных структур на специфику опасных геологических процессов.

Достижение этих целей требует дополнительной характеристики этапности рельефообразования и осадконакопления для надежного возрастного расчленения рельефа.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О НЕОТЕКТОНИКЕ И ЭТАПНОСТИ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Решение поставленных задач опирается на корреляцию разновозрастных эрозионных и денудационных элементов рельефа с аккумулятивными бассейновыми образованиями, выполняющими Чарскую впадину. При этом геологические моменты орогенических импульсов в начале формирования эрозионно-денудационных поверхностей (геоморфологических уровней) обычно сопоставляются с моментами образования поверхностей размыва, несогласия или границ между аккумулятивными толщами. Предполагается, что такие границы и поверхности также отвечают импульсам орогенического воздымания, а отложение последующих толщ – разномасштабным по времени эпохам тектонической стабилизации и расширения первоначальных врезов.

В соответствии с предложенным подходом сначала рассматривается строение разреза Чарской впадины, затем анализируются материалы по типизации и количеству разновозрастных эрозионно-денудационных элементов рельефа, а после этого проводится их корреляция с выделением основных этапов орогенеза и рельефообразования.

Основные этапы седиментации в Чарской впадине

Представления о строении разреза Чарской впадины менялись. Однако единой надежной схемы до сих пор нет. Верхняя часть разреза известна ныне по данным бурения. Строение низов разреза опирается на корреляции с соседними районами. Тем не менее, бурением не подтвердилось присутствие мощных толщ вулканогенных пород, предполагавшихся на глубинах около 500 м и ниже [1]. Однако к югу от Чарской впадины, в среднем течении р. Верхний Ингамит выявлена 300-метровая толща базальтов, подстилаемая галечно-валунными конгломератами с позднеэоплейстоценовыми спорово-пыльцевыми спектрами [2].

Разрез наиболее прогнутой части Чарской впадины описан по скважине № 126, которая расположена в центральной части впадины (1 км на юг от западной окраины с. Кюсть-Кемда) (рис. 1) [4].

Анаргинская свита (N_{1an}) залегает на глубине 1036–1180 м. Вскрытая мощность 144 м, подошва не вскрыта. Отложения анаргинской свиты представлены переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов и бурых углей. Литифицированные осадки мелководного озера содержат богатый спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий тсугово-елово-сосновые горные леса с участием разнообразных широколиственных и реликтов палеогеновой флоры. Комплексы микрофлор и диатомей характеризуют осадки среднего миоцена. По многим признакам анаргинская свита является аналогом танхойской (угленосной) свиты Байкальской впадины.

Тырынтайская свита (N_{2tr}) залегает в интервале 874–1036 м на отложениях анаргинской свиты со значительным стратиграфическим перерывом (5–7 млн лет). Свита сложена мелковалунными галечниками с прослоями грубых песков. В верхней части уменьшается количество обломочного материала и возрастает участие мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность 162 м. Отложения тырынтайской свиты отражают этап очередной компенсации впадины и превращение ее в суходольную депрессию. Увеличение в верхах разреза осадков озерно-аллювиального и озерного генезисов свидетельствует о постепенном возрождении в Чарской впадине озерного режима седиментации, обусловленном

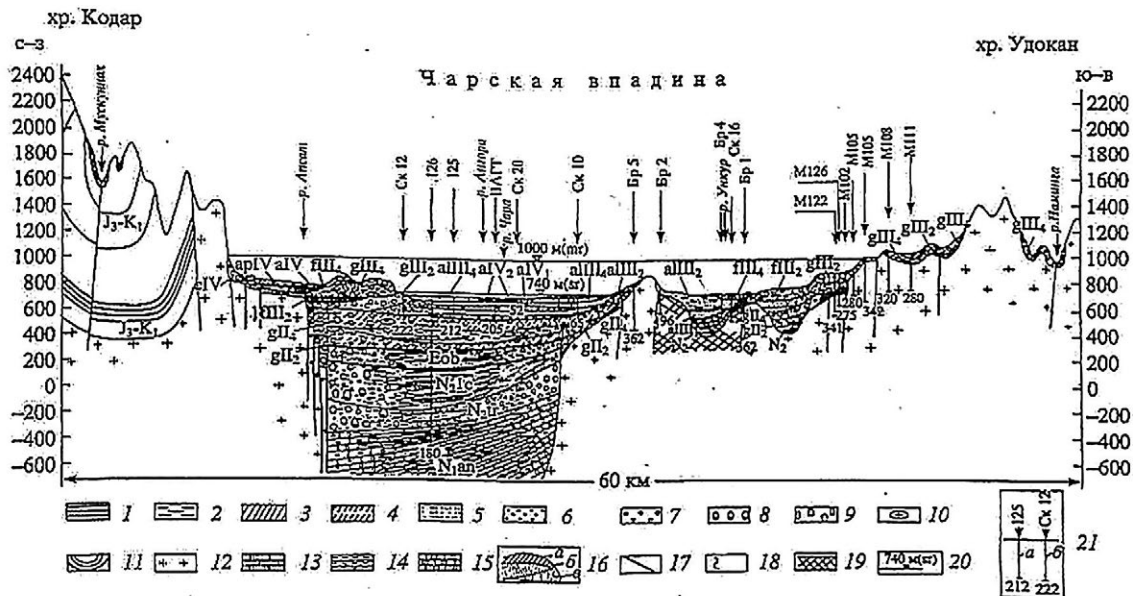


Рис. 1. Геологический разрез Чарской впадины [3]. 1 – глина, алевролит; 2 – отложения пылеватые; 3 – суглинок; 4 – супесь; 5 – песок; 6 – гравий; 7 – галька; 8 – валуны; 9 – дресва, щебень, глыбы; 10 – отторженец; 11 – мезозойские осадочные отложения (Апсатская мульда); 12 – кристаллические породы фундамента; 13 – песчаник; 14 – алевролит; 15 – конгломерат; 16 – конечная морена (а – абляционная, б – ребристая, в – напорная); 17 – тектоническое нарушение; 18 – сейсмодислокация; 19 – участок разреза вдоль зоны разлома; 20 – абсолютные отметки уровня ледниково-подпрудного озера (sr – сартанской эпохи, mr – муруктинской эпохи); 21 – скважина. Цифры: вверху – номер, внизу – глубина в метрах (а – скважина в плоскости разреза, б – спроектированная на плоскость разреза).

увеличением скорости прогибания фундамента. Спорово-пыльцевые спектры тырынтайской свиты сопоставляются с палинофлорой аносовской свиты Байкальской впадины [6].

Люксюгунская свита (N_2lk) залегает в интервале 550–874 м. Состав пород указывает на возрождение глубоководного озерного режима Чарской впадины. Свита представлена переслаивающимися песками, алевролитами, глинами и илами. Мощность 324 м. Эти преимущественно озерные осадки донной фации залегают на отложениях тырынтайской свиты и содержат богатый спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий развитие горной хвойной тайги с редкими представителями неморальной флоры. В составе диатомовой флоры много плиоценовых видов в настоящее время не существующих.

Ойбонская свита (E_1ob) вскрыта в интервале 425–550 м и представлена переслаиванием песков, алевролитов, илов и гравийных песков. Мощность 125 м. Залегает согласно, без следов углового и стратиграфического несогласия на отложениях люксюгунской свиты и с глубоким перерывом перекрывается ледниковыми отложениями среднего неоплейстоцена. Характер накопления осадков свиты свидетельствует о последнем этапе озерного режима байкальского типа в Чарской впадине. Преимущественно озерный генезис отложений сменяется в верхней части свиты (10 м) аллювиальным. Спорово-пыльцевые

спектры характеризуют тсугово-елово-сосновые леса с единичным участием широколиственных пород. Имеется термолюминесцентная датировка (>640 тыс. лет назад, № 347, ГИН СОРАН, г. Улан-Удэ).

Залегающие выше отложения представлены двумя толщами, резко различающимися по литологии. Тарынакская толща (Q_{II}) грубообломочная, преимущественно валунно-галечная, перекрывающая ее топалахская (Q_{III}) – в основном песчаная. В связи с тем, что в самаровское время Чарская впадина представляла собой ледом с мощностью льда около 1500 м, отложения верхнего эоплейстоцена, нижнего и низов среднего неоплейстоцена оказались частично ассимилированными в мореносодержащую часть ледника, а главным образом срезанными и вынесенными за пределы депрессии.

Тарынакская толща (Q_{II}), залегает в интервале 180–424.7 м, т.е. имеет мощность около 245 м и трехчленное строение. Два ледниковых горизонта разделены водноледниковыми, аллювиальными и озерными осадками.

Самаровский горизонт (Q_{IIsm}) вскрыт в интервале 337–424.7 м и представлен, главным образом, валунными супесями и суглинками, перекрытыми маломощными ленточными алевролитами мощностью около 88 м. Горизонт с достаточно монотонным строением имеет сложную палинологическую характеристику. Частое чередование

“теплых” и “холодных” спектров (“зебра”) обусловлено ассимиляцией ледником доледниковых отложений, а также активным взаимодействием донной морены с породами ложа. Процесс захвата в мореносодержащую часть ледника отложений эполейстоцена подтверждается как палинологическими данными, так и термолюминесцентным возрастом песчаного заполнителя морены (>680 тыс. лет назад – № 348, ГИНСО РАН, г. Улан-Удэ). В частности, в составе “теплых” спектров доминируют сосна лесная, кустарниковые березки, осоки, злаки. Сопутствуют ели, сосна сибирская, вересковые, сложноцветные. Единично присутствуют зерна тсуги, экзотических сосен, дуба, липы, лоховых.

Резкий перерыв в подошве самаровского горизонта, продолжительностью около 0.5 млн лет связан с ледниковым срезом доледниковых толщ и находит свое отражение в резком разрыве климатической кривой.

Ширтинский горизонт (Q_{11sg}) вскрыт в интервале 263.5–337.0 м (мощность 73.5 м) и сложен слоистой толщей разнообразного состава – от глин, суглинков до валунных прослоев. Характеризуется спорово-пыльцевыми спектрами, соответствующими лесному типу растительности. В целом характер флоры типично пресноводный. Благодаря обилию видов обростателей можно сказать, что в Чарской впадине накопление осадков происходило в пресном водоеме с широко развитой прибрежной полосой водной растительности.

Тазовский горизонт (Q_{11tz}) залегает в интервале 173.1–263.5 м. (мощность около 90 м). Сложен валунными суглинками и включает гранитный отторженец вертикальным размером 27.6 м (214.8–242.4 м). Морена перекрыта водно-ледниковыми образованиями мощностью 6.9 м (ленточные алевриты, валуны, галька, песок, слагающие низы топалахской толщи). Отложения почти “немые”, только в кровле и подошве горизонта выделены “холодные” спектры. В них преобладает пыльца кустарниковых березок, ольховника, кедрового стланика, осоки, вересковых. Пыльца древесных представлена небольшим количеством зерен ели, лиственницы, сосны. На глубине 202 м получен относительно “теплый” спектр, связанный с ледниковым захватом более древних осадков. В его составе ель обыкновенная, сосна сибирская, березы, осоки, сложноцветные, вересковые. Единично встречена пыльца дуба, ильмовых, лоховых. В период формирования тарынакской толщи темнохвойные леса постепенно замещались светлохвойной тайгой. Такая же смена фитоценозов происходила на территории юго-западной части Якутии.

В Березовском прогибе Сибирской платформы на северной периферии ледникового покрова Байкало-Станового нагорья пески тазовского времени, залегающие в основании конечного

гляциолимноплена, имеют термолюминесцентный возраст 200 ± 20 тыс. лет (№ 352, ГИНСОРАН, г. Улан-Удэ). Проба на абсолютный возраст взята из основания правобережного, постоянно подмываемого руслом Чары высокого (более 100 м) обнажения напротив устья р. Джелинда (непосредственно у северной границы Забайкальского края).

Топалахская толща (Q_{11t}) преимущественно песчаного состава завершает разрез рыхлых отложений центральной части Чарской впадины (0–180 м). Четко делится на пять литоциклов, соответствующих пяти терморитмам. Каждый цикл начинается с маломощных озерных отложений донной фации и завершается достаточно мощным слоем песков и гравийно-галечников с песчаным заполнителем. Нижняя часть толщи мощностью 6.9 м имеет среднеплейстоценовый возраст.

Казанцевский горизонт (Q_{11kz}) – первый снизу литоцикл, залегает в интервале 138.8–173.1 м. Характеризуется распространением светлохвойных лесов среднетаежного типа. Тип растительности лесной и отражает климат несколько более теплый, чем современный, но все же имеет менее выразительную характеристику, чем одновозрастные им палинокомплексы Западной Сибири и Прибайкалья.

Муруктинский горизонт (Q_{11mr}) выделен в интервале 73–138.8 м и объединяет два литоцикла, один из которых стадияльной природы. По периферии Чарской впадины коррелятные отложения представлены валунными суглинками, слагающими наиболее выдвинутый из троговых долин конечно-моренный комплекс. Спектры стадияльного цикла отражают лесотундровый тип растительности.

Каргинский горизонт (Q_{11kr}) представлен отложениями четвертого литоцикла, залегающего в интервале 41.2–73.0 м. Радиоуглеродный возраст древесных остатков, отобранных на глубине 54 м в соседней скв. № 125 из этого же горизонта, – 38210 ± 870 лет (ЛУ–977). Состав спорово-пыльцевого комплекса соответствует лесному типу растительности с сильно разреженным древостоем, с участием в ландшафтах степных и тундровых группировок.

Сартанский горизонт (Q_{11sr}) мощностью 41 м в основании представлен ленточными алевритами, перекрытыми песками с гравием и галькой. По подсчетам варв в ленточных алевритах время существования ледниково-подпрудного озера во впадине не менее 5 тыс. лет. Коррелятные озерным осадкам ледниковые отложения слагают самый верхний конечно-моренный комплекс по периферии впадины.

Голоцен. На климатической кривой, составленной по скважине № 126, голоценовый (Н) “всплеск” получен в результате иллювиального заражения современной пылью и спорами

отложений кровли сартанского горизонта. В многочисленных скважинах и обнажениях послеледниковых образований Чарской впадины выделяются спектры, указывающие на климатическую обстановку, близкую к обстановке в каргинское межледниковье.

Скважина № 126 не достигла фундамента. По результатам вибросейсмопрофилирования, проведенного после проходки скважины, фундамент залегает на глубине 2500–2600 м [4]. Следовательно, от забоя скважины до кровли фундамента существует интервал мощностью порядка 1300–1400 м.

Отсутствие представителей олигоценовой флоры в отложениях прибортовых частей впадины, где рыхлый чехол вскрыт горными выработками до кристаллического фундамента, а также отсутствие их в толще внутригорных впадин, выполненных миоценовыми осадками (Сюльбанской, Лурбунской, Ингамакитской и т.д.), позволяет сделать предварительный вывод, что и нижние, нескрытые интервалы, вероятно, сложены породами миоцена [4].

В смежных районах Витимского плоскогорья на докембрийско-палеозойском основании развита олигоценовая каолиновая кора выветривания, выше которой залегают миоценовые преимущественно вулканогенные отложения [1].

Поверхности выравнивания и террасовые образования

Традиционная схема древних поверхностей выравнивания рассматриваемого региона [1, 5] включает следующие геоморфологические уровни:

1. *Домеловая* поверхность, развитая на отдельных вершинах в Кодарском хребте;

2. *Мел-палеогеновая (исходная)* поверхность, по-видимому, полициклична и образовалась в результате двух этапов выравнивания, разделенных этапом расчленения рельефа (обычной глубиной до 100 м), и с повторным обновлением выравнивания в позднем палеоцене-раннем эоцене, т.е. ее можно индексировать как преимущественно эоценовую, но с тремя этапами планации, последний из которых считается позднеолигоценовым (домиоценовым);

3. *Раннеэоценовая (придолинная)* поверхность часто локализуется на абсолютных высотах 1300–1500 м;

4. *Эоплейстоценовая* поверхность, развитая фрагментарно на бортах Муйской впадины, в пределах Муйско-Чарской перемычки, в среднем течении р. Апсата (хр. Кодар), в долинах рек Ингамакита, Эйманаха, Калара (хр. Удокан) и в районе Чара-Токкинской перемычки;

5. *Плейстоценовые* речные террасы, обычно располагающиеся ниже [1].

В осевой части хр. Кодар развита *мел-палеогеновая (исходная)* поверхность выравнивания и К–Р кора выветривания. Ей принадлежит зона дезинтеграции мощностью до 200 м со следами каолинизации [1, с. 35; 8], а ее высоты в хребтах Кодар и Северо-Муйском составляют 1900–2300 м [1, с. 44].

Раннеэоценовая поверхность выравнивания формировалась по принципу “выравнивания сбоя”. Такие поверхности по положению в рельефе часто именуются “придонными”. Ее фрагменты и коррелятные коры выветривания описаны и в пределах северо-восточной части БРЗ. В Кодаро-Удоканском районе это туолбинская поверхность [7, 8 и др.]. Как правило, миоценовые коры выветривания имеют вишнево-красную окраску и состоят из смеси каолинита, гидрослюд и других минералов выветривания с дресвой выветрелых пород субстрата. Синхронные этому этапу выветривания осадки нередко содержат бурогольные прослои. По механическому составу это преимущественно тонкообломочные образования [1, с. 40]. Западнее миоцен-среднеплиоценовый возраст поверхности определяется тем, что выровненная поверхность расположена выше уровней наиболее высоких террас, датируемых серединой или концом плиоцена [1, с. 41; 12, 14]. Как было отмечено выше, эта придолинная поверхность обычно локализуется на абсолютных отметках 1300–1500 м.

Эоплейстоценовая поверхность выравнивания в пределах БРЗ развивалась на осадочных аллювиальных отложениях, а в отдельных местах наблюдается ее врезание и в коренные кристаллические породы. Формирование этого уровня завершилось в нижнечетвертичное время [8 и др.]. В тех случаях, когда поверхность развивалась на кайнозойских осадочных образованиях, ей соответствует бурый ожелезненный аллювий или буро-красные коры выветривания. Если коррелятные отложения или коры выветривания отсутствуют, то непосредственно на поверхности выравнивания эоплейстоцена накладываются отложения среднечетвертичного возраста, или у подножия склона, отделяющего педимент от современного ложа долин, наблюдаются плиоцен-четвертичные осадки. Характерная черта этого уровня – крайне выдержанное высотное положение в современном рельефе [1, с. 42]. Ее фрагменты обычно находятся на абсолютной высоте 900–1100 м [5, с. 31].

Более низкие поверхности аккумулятивны. В Муйской впадине развиты песчаные массивы средне-верхнеэоплейстоценового возраста. Абсолютная высота позднеэоплейстоценовой поверхности, которая их венчает, достигает 650–700 м. Разность высот позднеэоплейстоценового и голоценового уровней составляет 20–25 м. Они разделены обрывистыми склонами. На голоценовом уровне развиты озера и заболоченность. В Чарской

впадине уровень осадков, выполняющих днище, формируется с конца верхнего плейстоцена и расчленению в голоцене не подвергался [1, с. 43].

Выделение поверхностей выравнивания усложняется широким распространением плоских поверхностей современной нагорной планации, которые могут быть случайно сопоставлены высотам истинных поверхностей выравнивания.

Этапы рельефообразования

Этапность рельефообразования в рассматриваемом регионе понимается неоднозначно. С одной стороны, утверждается, что новейший этап в развитии Саяно-Байкальского горного пояса наступил не в среднем олигоцене, как на Среднесибирском плоскогорье, а существенно раньше, по крайней мере, в среднем эоцене. В полной мере это относится к северо-восточному флангу БРЗ [1, с. 40].

В то же время отмечается [1, с. 35], что межгорные (рифтовые) впадины хребтов Кодар, Удокан и Калар возникли в мезозое. Но некоторые из них прекратили свое развитие в кайнозое. Такова синклиналичная структура на левобережье р. Апсат (в хребте Кодар), которая ныне поднята на высоты 2–2.5 км. Предлагается для краткости именовать ее Апсатской грабен-синклиалью. В ней осадконакопление с постраниемелового времени не происходило. Для всех впадин этого района БРЗ характерен перерыв в осадконакоплении на рубеже нижнего и верхнего мела. Ему отвечает кора выветривания.

Наконец, как было отмечено выше, существующие материалы позволяют предполагать, что активное прогибание Чарской впадины началось с миоцена [1, 4], т.е. существенно позже начала новейшего развития данного региона.

Во всяком случае, для рассматриваемой части восточного сегмента БРЗ можно констатировать нестабильность расположения зон активного (рифтового) прогибания, подтверждаемую несовпадением Апсатской мезозойской и Чарской новейшей отрицательных структур в одном поперечном сечении БРЗ.

Описанная выше схема поверхностей выравнивания достаточно четко фиксируется геоморфологическим профилированием в районе Апсатской синклинали и сочленения Кодарского хребта-поднятия по Южнокодарскому сбросу с Чарской впадиной (рис. 2).

В приводораздельной части хребта Кодар ниже отдельных вершин хорошо различаются три сближенных уровня *мел-палеогеновой (исходной)* поверхности, которые можно условно проиндексировать соответственно: K_2-P_1 ; P_2 ; P_3-N_1 . Наиболее молодая из них может, вероятно, отвечать подошве новейших отложений в Чарской впадине.

В крутом склоне поднятого крыла Южноапсатского сброса можно проследить два эрозионных уровня, отвечающих соответственно *раннеэоценовой* и *эоплейстоценовой* поверхностям. Их абсолютные высоты на сопряжении с проекцией разрывного сместителя близки к стандартным для этих поверхностей высотам: соответственно 1300 м и 1100 м. *Раннеэоценовый* уровень при этом

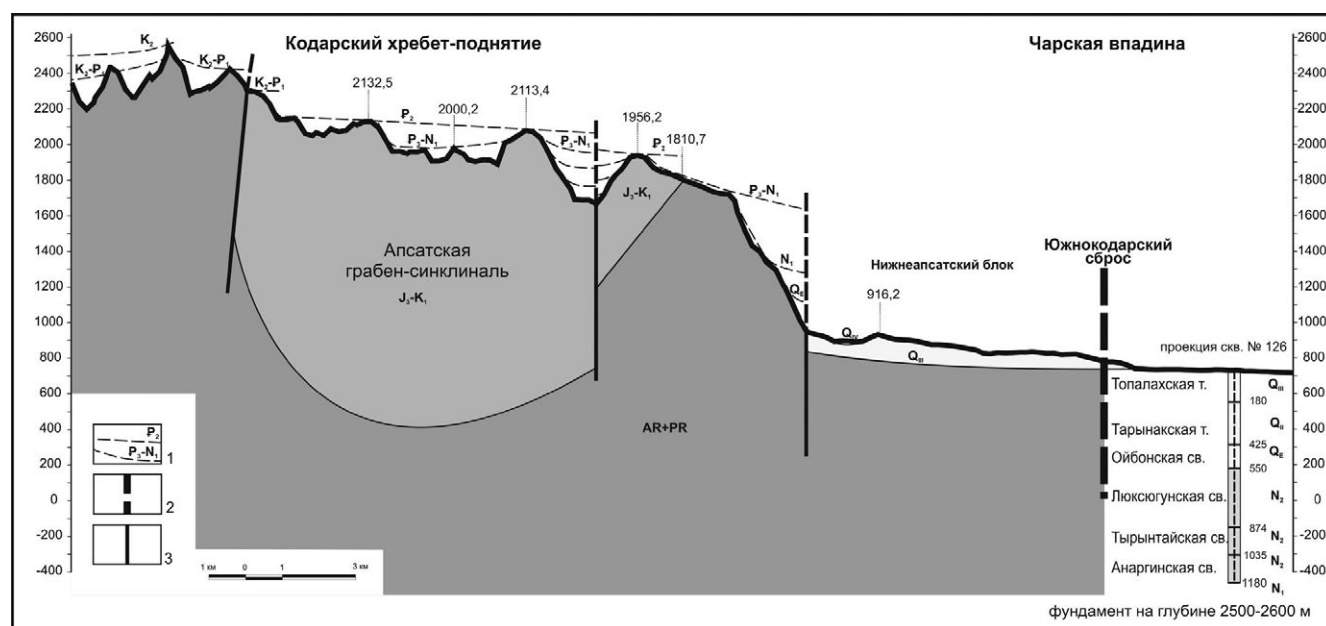


Рис. 2. Геолого-геоморфологический профиль (по линии А–Б, рис. 3). Сочленение Кодарского хребта-поднятия с Чарской рифтовой впадиной. 1 – геоморфологические уровни; 2–3 – новейшие разрывы: 2 – региональные, 3 – локальные.

сопоставляется с подошвой миоценовых отложений, а *эоплейстоценовый* – с подошвой *ойбонской свиты* (E_{1ob}). *Неоплейстоценовые* геоморфологические уровни здесь не просматриваются.

НЕОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Основные элементы неоструктурного районирования

Морфология основных новейших структур достаточно хорошо отражается на геоморфологических профилях, на которых отчетливо видны деформации рассмотренных выше геоморфологических уровней (рис. 3).

В качестве крупнейших структур с северо-запада на юго-восток выделяются: I – Кодарский хребет-подняtie; II – Чарская впадина; III – Удоканский хребет-подняtie; IV – Чина-Каларская впадина; V – Каларский хребет-подняtie. При этом Удоканский хребет-подняtie отчетливо делится на три локальных блока: IIIa – Западноудоканский свод, IIIб – Верхнеикабьянская седловина, IIIв – Восточноудоканский свод.

Характеристика блоковых структур

Кодарский хребет-подняtie (I) попадает в исследуемый район небольшим фрагментом, в пределах которого он осложнен Апсатской мезозойской грабен-синклиналью. Эта отмершая структура не проявляется в неотектонических деформациях (см. рис. 2). Юго-восточный склон хребта-поднятия здесь осложнен серией ступенчатых сбросов. Вдоль оси хребта наблюдаются пологие деформации сводового типа.

С юго-востока хребет-подняtie ограничен региональным Южнокодарским сбросом, в поднятом крыле которого наблюдается крупный Нижнеапсатский блок отседания. Морфологически он в конце четверичного периода может считаться принадлежащим впадине, поскольку плоская кровля древнего цоколя перекрыта в нем тонким чехлом познеплейстоценовых отложений. Вероятно, этот блок отседал постепенно и оказался в области четверичной седиментации относительно поздно.

Соответственно, на Нижнеапсатском участке региональный Южнокодарский сброс перестает быть краевым, он здесь становится внутривпадинным, а краевым приходится считать локальный Южноапсатский сброс, являющийся оперяющим по отношению к Южнокодарскому сбросу.

Чарская впадина (II) представляет собой понижение рельефа шириной порядка 30 км с четким обрывистым северо-западным бортом, имеющим явно разрывную природу, и относительно пологим, ступенчатым юго-восточным бортом. Но

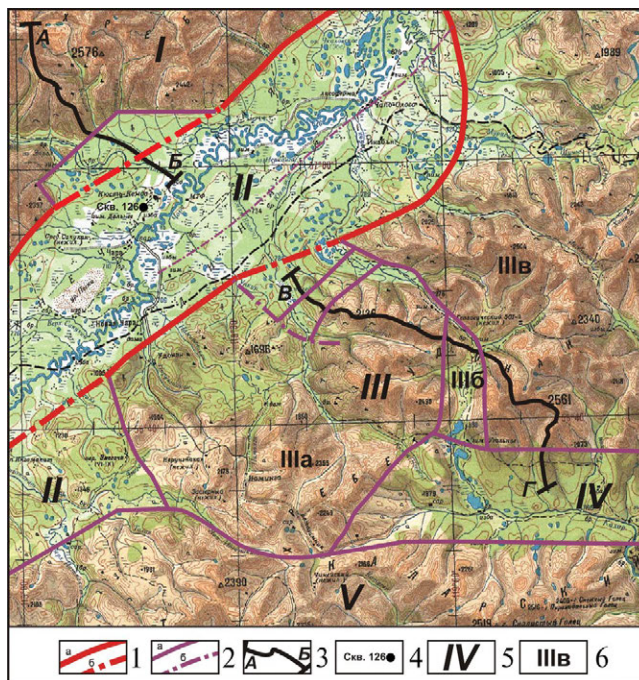


Рис. 3. Схема неоструктурного районирования центральной части Чарской впадины и смежных хребтов-поднятий. 1–2 – разрывы (а – достоверные, б – предполагаемые): 1 – региональные, 2 – локальные; 3 – линии геолого-геоморфологических профилей (А–Б – см. рис. 2, В–Г – см. рис. 4); 4 – скважина № 126; 5–6 – индексы блоковых структур: 5 – региональных, 6 – локальных.

на глубине ее строение меняется. Согласно современным материалам бурения, Чарская впадина представляет собой относительно узкий (шириной порядка 12–15 км) и глубокий (до 2.5 км глубиной) грабен, по периферии которого расположены слабо просевшие в четверичное время блоки (см. рис. 1) [3, с. 44]. Эти краевые блоки образуют периферию осевого грабена. Его юго-восточный борт ограничен погребенным разломом, практически не проявляющимся на земной поверхности. По южному краю Чарской впадины фиксируется сложная “клавиатура” мелких блоков, перемещавшихся дифференцированно. Некоторые блоки начали проседать еще в плиоцене. Мозаичное расположение таких блоков осложняет проведение южной границы Чарской впадины. В частности, на западном окончании впадины к ней может быть отнесен Среднеингамакитский блок, отделяющий Чара-Муйскую перемычку от Удоканского хребта-поднятия.

Удоканский хребет-подняtie (III) обрамляет Чарскую впадину с юга и востока. В рассматриваемый район попадает западная его часть, расположенная между Среднеингамакитским опущенным блоком и Чина-Каларской впадиной. В пределах этой части хребта-поднятия выделяются Западноудоканский (IIIa) и Восточноудоканский (IIIв) своды, разделенные Верхнеикабьянской (IIIб)

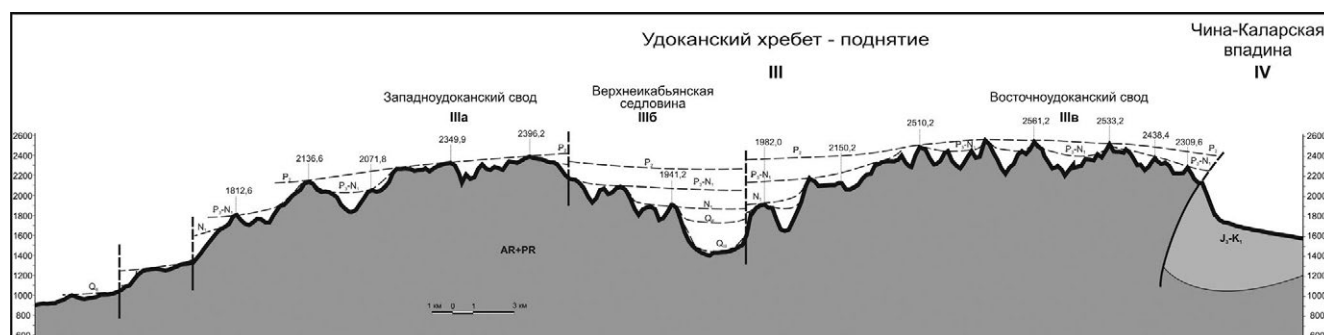


Рис. 4. Геолого-геоморфологический профиль по линии В–Г. Удоканский хребет-поднятия и его сочленение с Чина-Каларской впадиной. (Условные обозначения см. рис. 2).

седловиной. Западный борт этой седловины осложнен малоамплитудным сбросом (рис. 4).

Чина-Каларская впадина (IV) – субширотная, отчетливо выраженная в рельефе, имеет сложное строение за счет наложения двух этапов разновозрастного прогибания. Отражением мезозойского прогибания служит грабен-синклиналь, расположенная вдоль северного борта новейшей впадины. В центре морфологически выраженной депрессии присутствуют неогеновые отложения второго этапа прогибания.

Каларский хребет-поднятия (V) попадает в рассматриваемый район только своей северной частью, где отмечается его блоковая ступенчатость.

Основные варианты структурных перестроек

Во-первых, проведенное районирование подтверждает разновозрастность прогибообразования на рассматриваемой территории и существенную структурную перестройку вследствие разных геологических процессов во времени и пространстве. Так, Апсатская грабен-синклиналь осложняет Кодарский новейший хребет-поднятия, а Северокаларская грабен-синклиналь является предтечей Чина-Каларской новейшей впадины. Очевидно, мезозойские прогибы не связаны с основной зоной новейшего рифтообразования, т.е. с Чарской впадиной.

Во-вторых, анализ соотношения зон активной седиментации и разновозрастных поверхностей выравнивания позволил выделить два этапа в развитии новейшей рифтовой Чарской впадины. На первом этапе здесь формировался относительно узкий осевой неогеновый грабен, а в четвертичном периоде началось клавишное расширение области прогибания, т.е. оформление современной впадины. При этом расширение впадины происходит не только на юго-восток к относительно менее активно воздымающемуся Удоканскому своду, но и фрагментарно, в виде Южноапсатского блока

отседания, который разрушает юго-восточный фас Кодарского хребта-поднятия.

Следует заметить, что данная тенденция последовательного “втягивания” краевых частей поднятий в прогибание рифтовой впадины принципиально отличается от преобладающей тенденции перераспределения структур в альпийских орогенах, где преобладает “втягивание” краевых частей впадин в воздымания [9, 11].

В-третьих, сопоставление эрозионных элементов юго-восточного склона Кодарского хребта и разреза Чарской впадины свидетельствует об определенной неравномерности относительных вертикальных перемещений этих структур:

- в меловое время и палеогене медленно воздымался преимущественно Кодарский хребет над равниной на месте будущей Чарской впадины;
- в неогене и большей части четвертичного периода активно двигались в противоположных направлениях, как хребет, так и впадина, причем впадина прогибалась интенсивнее, чем воздымался хребет;
- в самом конце неоплейстоцена и голоцене, поскольку отмечается вложение соответствующих разновозрастных террасовых образований, вновь, по-видимому, интенсивнее воздымался Кодарский хребет.

Характеристика разрывных смещений

По протяженности и амплитудам разрывных смещений четко выделяются два типа новейших разрывов: региональные с многокилометровыми амплитудами и локальные с амплитудами в несколько сотен метров.

Региональным является Южнокаларский сброс, имеющий весьма впечатляющий эскарп (рис. 5).

Количественная оценка разрывных смещений на основе существующих геолого-геоморфологических и топографических материалов может быть реализована только в самых общих чертах

и на достаточно приблизительном уровне с учетом ряда допущений.

Во-первых, рассматривается единый сместитель Южнокодарского сброса.

Во-вторых, принимается, что границы разновозрастных отложений примыкают к этому сместителю на тех же высотных уровнях, на которых они вскрыты скважиной № 126 и геофизическими методами.

В-третьих, все оценки высот округляются до сотен метров.

В-четвертых, следует учитывать, что оценки абсолютной продолжительности рассматриваемых этапов также весьма приблизительны.

Опираясь на упомянутые допущения, может быть предложена следующая очень упрощенная схема расчета (рис. 6).

На ней показаны весьма приблизительно и округленно определенные амплитуды дифференцированных разрывных смещений по Южнокодарскому сбросу за:

- 1) неоген-четвертичное время продолжительностью порядка 24 млн лет с амплитудой 3 км;
- 2) эоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен, длительностью 1.8 млн лет с амплитудой 1 км;
- 3) средний-поздний неоплейстоцен и голоцен, длительностью 0.4 млн лет с амплитудой 0.7 км.

Опираясь на эти данные, можно рассчитать средние суммарные скорости соответствующих разрывных смещений. Суммарными они считаются потому, что не учитывают возможных встречных перемещений, а средними – потому, что не учитывают неравномерности смещений. Соответственно получены следующие скорости смещений:

$$\begin{aligned} N + Q &= 0.1 \text{ мм/год;} \\ Q_E + Q_{I-IV} &= 0.55 \text{ мм/год;} \\ Q_{II-IV} &= 0.75 \text{ мм/год.} \end{aligned}$$

Путем вычитания данных о смещениях по разновозрастным этапам могут быть оценены амплитуды и скорости поэтапных разрывных смещений:

- 1) за неогеновый (доэоплейстоценовый) этап: амплитуда составляет $3 - 1 = 2$ км; продолжительность $24 - 1.8 = 22.2$ млн лет; а скорость смещений 0.09 мм/год;
- 2) за эоплейстоценовый этап: амплитуда $1 - 0.7 = 0.3$ км, продолжительность $1.8 - 0.4 = 1.4$ млн лет, скорость смещений 0.21 мм/год;
- 3) позднечетвертичный этап (Q_{II-IV}): амплитуда 0.7 км, продолжительность 0.4 млн лет, скорость смещений 0.75 мм/год.

Сопоставление этих скоростей, очевидно, свидетельствует об их существенном нарастании в неоплейстоцене (рис. 7). Это соответствует



Рис. 5. Обрывистый фас Южнокодарского сброса (фото А. Леснянского).

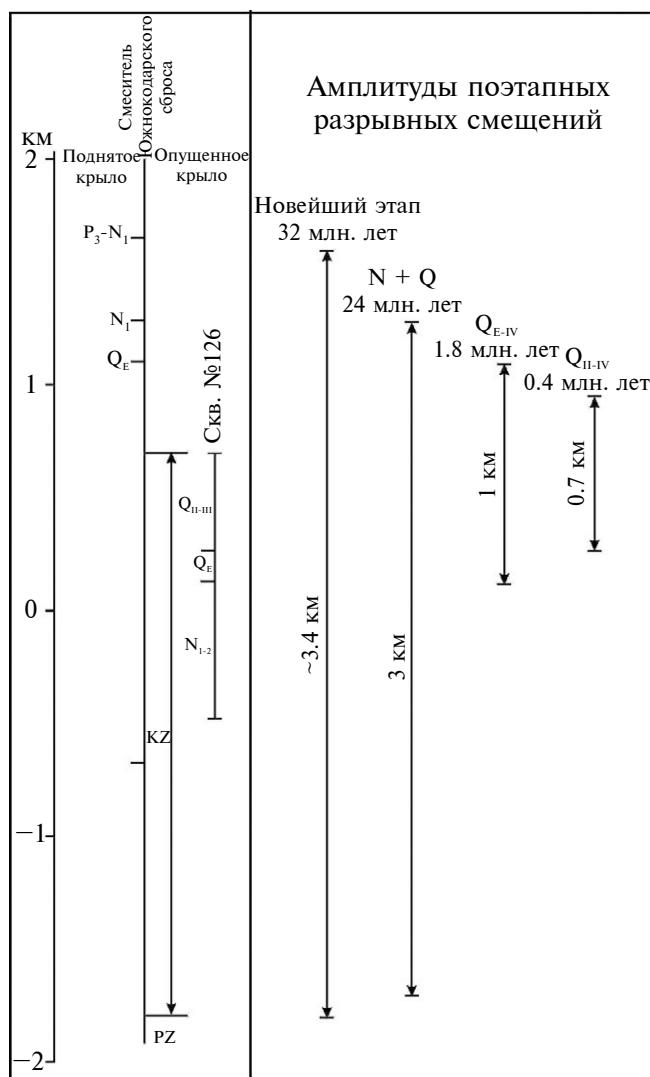


Рис. 6. Схема расчета поэтапных смещений по Южнокодарскому сбросу.

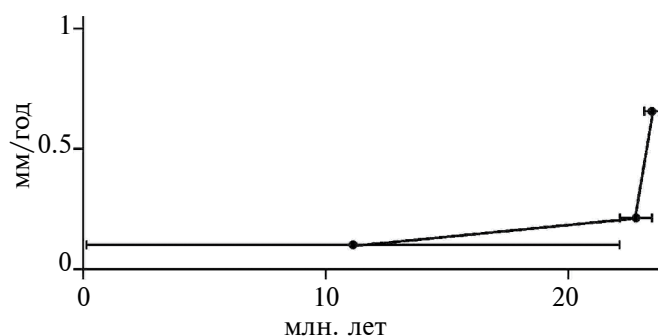


Рис. 7. График изменения поэтапных скоростей разрывных смещений по Южнокодарскому сбросу.

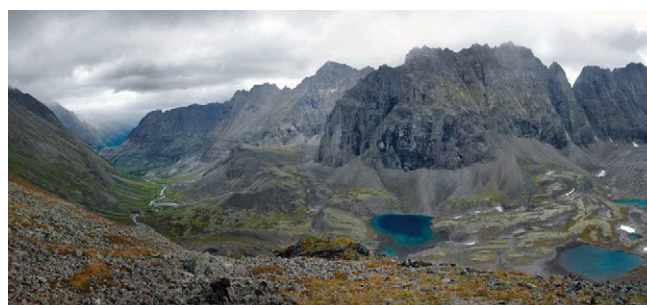


Рис. 8. Альпинотипный тип рельефа Кодарского хребта-поднятия с преобладающими крутыми склонами и широким распространением обвально-осыпных, лавинных и селевых шлейфов конусов выноса (фото А. Леснянского).

общим тенденциям во многих других орогенах, в том числе высокоактивных альпийских [9, 10]. Данная закономерность, вероятно, свойственна и другим наиболее активным региональным разрывам в БРЗ.

Поскольку в рифтовом орогенезе проявляются определенные черты сходства с альпийским орогенезом, соответственно для таких структур при строительном проектировании, могут использоваться существующие методики расчета максимальных разрывных смещений за срок службы инженерных сооружений [9, с. 342–343].

ОТРАЖЕНИЕ НЕОСТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ В РАСПРОСТРАНЕНИИ ОПАСНЫХ ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Выделенные основные структурные элементы характеризуются специфическим рельефом и существенными различиями в наборе (комплексе) геологических процессов, что отражается и в особенностях хозяйственного освоения территорий. Связанная с рифтогенезом деструкция литосферы обуславливает проявление выраженных на поверхности сейсмодеструкций и сейсмодислокаций [18].

Кодарский хребет-поднятие (I) отличается альпинотипным рельефом (рис. 8) с глубоким эрозионным расчленением и цепочками остроконечных гребней и пиков.

Здесь нередки крутые (более 33°) и отвесные склоны, где активизируются осыпные и обвальные процессы, в том числе сейсмогенные. На менее крутых склонах проявляются лавинно-селевая аккумуляция и криогенные процессы (солифлюкция, десерпция). Наименьшую площадь в долинах и ледниковых трогах занимают аккумулятивные поверхности, в том числе моренные, где происходит наледообразование. Большие сложности представляют также многоснежье и высокая степень лавинной опасности

[13]. Наиболее благоприятны для традиционного освоения поверхности морен в относительно широких троговых долинах. Большая часть территории хребта (более 95%) не осваивается из-за сложных инженерно-геологических и логистических условий. В последние годы разрабатывалось Апсатское каменноугольное месторождение.

Чарская впадина (II). Рифтовое прогибание впадины предопределило формирование обширных субгоризонтальных (с уклонами до $2-3^\circ$) озерных и долинно-маревых поверхностей, в том числе заболоченных, а также пояс меандрирования р. Чара (до 6–7 км шириной) в центральной ее части (рис. 9).

Широко распространены многолетнемерзлые породы, с которыми связаны термокарст, морозобойное растрескивание и образование повторно-жильных льдов, морозное пучение, наледообразование и термоэрозия. Активность процессов подтверждается глубокими морозобойными трещинами, обширными мерзлотными полигонами, крупными буграми пучения, повторяющимися термокарстовыми просадками и огромными наледями, распространенными на аллювиальных равнинах. Низкие террасы речных долин нередко подтапливаются и полностью затапливаются в результате половодий и паводков, что усиливает процессы термокарста и термоэрозии берегов.

Наиболее благоприятными территориями для ведения хозяйственной деятельности следует считать возвышенные участки конечно-моренных холмов и гряд, моренных и террасированных поверхностей с хорошим дренажем и глубоким сезонно-талым слоем, а также водно-ледниковые песчаные террасированные равнины из-за слабой активности экзогенных процессов и глубокого оттаивания многолетнемерзлых пород. Однако пески при нарушении целостности верхних горизонтов могут легко развеваться, особенно на открытых песчаных массивах [13]. Заболоченные грунты с повышенной льдистостью не всегда обеспечивают устойчивость инженерных сооружений.



Рис. 9. Равнинный тип рельефа Чарской рифтовой впадины с поясом меандрирования р. Чара и заболоченными редколесьями – марями (фото А. Кулакова).

В пределах впадины располагается несколько малых населенных пунктов, небольших промышленных предприятий и традиционных хозяйств. Но особую значимость для региона представляет Байкало-Амурская магистраль и прилегающие к ней железнодорожные ветки, функционирование которых осложняется разнообразными опасными процессами (рис. 10).

Удоканский хребет-поднятия (III) объединяет разновысотные блоки с развитием денудационных процессов и следами различных ледниковых процессов. Расчлененный гольцовый рельеф самых высоких блоков с признаками альпинотипности и следами экзарации характеризуется распространением гравитационных, селевых, лавинных, мерзлотно-склоновых (криогенная десерпция, солифлюкция) процессов (рис. 11). На более широко распространенных средневысотных блоках с куполообразными плоскими вершинами и склонами проявляется курумообразование с формированием нагорных террас. Для низкогорных и предгорных блоков с округлыми и сглаженными вершинами характерны эрозионно-склоновые и мерзлотно-склоновые процессы (криогенная десерпция, солифлюкция) [13].

В настоящее время в пределах хребта-поднятия осваивается крупное Удоканское месторождение меди, а также существует недействующая железнодорожная ветка Новая Чара – Чина, проложенная от Байкало-Амурской магистрали к крупному



Рис. 10. Образование суффозионной воронки глубиной 1.5 м на железнодорожной ветке Новая Чара – Чина (3-й километр дороги) (фото А. Кулакова).



Рис. 11. Гольцовый тип рельефа Удоканского хребта-поднятия с “куполообразными” вершинами и чехлом грубообломочных скоплений – курумов (фото А. Кулакова).

неразработанному Чинейскому месторождению. Эти сооружения подвержены разнообразным опасным процессам (рис. 12).

Чина-Каларская впадина (IV) в значительной степени вовлечена в воздымания и эрозионное расчленение совместно со смежными хребтами. В четвертичном периоде здесь формировался ледом, оказавший влияние на морфологию рельефа. В настоящее время днище впадины частично заполнено талыми водами (рис. 13).

Основными современными экзогенными процессами во впадине являются эрозия берегов и днища, а также мерзлотно-склоновые процессы (солифлюкция, десерпция), термокарст, морозное пучение, наледообразование и заболачивание.

Впадина практически не освоена в хозяйственном отношении. Благоприятными для такого освоения можно считать моренные холмы и гряды, а также возвышенные участки озерных и аллювиальных террас [13].

Каларский хребет-поднятие (V). На характер современных экзогенных процессов повлияли интенсивность прошедшего оледенения, а также блоковое строение хребта-поднятия. Доминирующим современным процессом на пологих



Рис. 12. Осыпные конусы выноса, перекрывшие участок железнодорожной ветки Новая Чара – Чина (51-й километр дороги) (фото А. Кулакова).

и средней крутизны склонах (до 5–25°) является десерпционное перемещение грубообломочного материала. Крутые склоны (от 33°) троговых долин подвержены в большей степени гравитационно-склоновым процессам (осыпи, обвалы, камнепады) (рис. 14).

В пределах Каларского хребта-поднятия имеется крупное неразработанное Чинейское ванадий-содержащее титаномагнетитовое месторождение

с подъездным неэксплуатируемым участком железнодорожной ветки Новая Чара – Чина и вахтовым поселком Чина. Используемые в качестве относительно благоприятных мест для освоения слабонаклонные и выровненные участки расширенных троговых долин, где расположены основные объекты инженерной инфраструктуры, подвержены преимущественно криогенным процессам в виде термокарста (рис. 15) и наледообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ позволил сделать ряд выводов.

1. Чарский рифт может считаться типичным для Байкальской рифтовой зоны, поскольку в нем представлены все главные типовые для этой зоны структурные элементы. Выявленные для этого рифта закономерности, вероятно, будут свойственны и другим рифтам.

2. Применение оротектонического метода позволило получить более разностороннюю информацию о строении и истории развития рифтовых структур. Поэтому можно считать целесообразным использование данного метода и при изучении других элементов Байкальской рифтовой зоны.

3. Выявлены некоторые локальные особенности развития Чарского рифта:

- нестабильность расположения зон активного прогибания, подтверждающаяся несовпадением Апсатского мезозойского и собственно Чарского новейшего прогибов в одном поперечном сечении БРЗ;

- намечено два этапа в развитии новейшей рифтовой впадины: в неогене формировался узкий грабен, а в квартере происходило последовательное расширение впадины;

- проявляются черты неравномерности орогенических воздыманий:

- в меловое время и палеогене намечен медленный рост Кодарского хребта-поднятия,

- в неогене и начале квартера характерны дифференцированные движения хребтов-поднятий и впадины,

- в конце квартера снова активизируются воздымания Кодарского хребта-поднятия.

4. Намечаются определенные черты сходства и различия в развитии областей альпийского орогенеза и рифтогенеза:

- сходство проявляется в нарастании неоплейстоценовой активности тектонических движений, в том числе разрывных;

- принципиальное различие проявляется в тенденциях территориального преобладания



Рис. 13. Холмисто-западинная моренная равнина внутригорной Чина-Каларской впадины, частично заполненная талыми водами (фото А. Леснянского).



Рис. 14. Резкорасчлененные гольцы Каларского хребта-поднятия с крутыми обвальными осыпными склонами (фото А. Кулакова).



Рис. 15. Волнообразные просадки участка железнодорожной ветки Новая Чара – Чина (68-й километр дороги), вызванные термокарстовым процессом (фото А. Кулакова).

прогибов и поднятий: в альпийских орогенах преобладает “втягивание” краевых частей прогибов в воздымания, а в областях рифтогенеза – краевых частей поднятий в прогибания.

5. Намечаются некоторые тектогенные особенности, которые следует учитывать при строительном проектировании:

– пересечение Кодарского высокоподнятого хребта-поднятия линейными сооружениями экономически целесообразно преимущественно по долинам поперечных рек;

– разрывная зона Южнокодарского регионального сброса отличается наиболее интенсивными возможными разрывными смещениями.

6. Структурно обусловленные особенности рельефа определяют специфику распространения и интенсивности проявления опасных экзогенных процессов. В хребтах-поднятиях с альпийским рельефом преобладают гравитационные (обвалы-осыпные), нивально-гляциальные, селевые и лавинные процессы. На средневысотных гольцовых куполообразных поверхностях активизируются процессы курумообразования. Для низкогорий характерны мерзлотно-склоновые процессы (криогенная десерпция, солифлюкция, осовы крупнообломочного материала). Во впадинах преобладает аллювиальная и ледниковая аккумуляция материала, в котором проявляются термокарст, морозобойное растрескивание с образованием повторно-жильных льдов, морозное пучение. Характерны заболачивание, наледообразование и термоэрозия берегов. Все эти процессы осложняют хозяйственное освоение территории.

7. Предложенное неоструктурное районирование определяет специфику распространения и комплексирования опасных геологических процессов и особенности строительного освоения территорий. Поэтому неоструктурное районирование с применением оротектонического метода должно входить в комплекс работ при инженерных изысканиях в области Байкальской рифтовой зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.
2. *Ендрихинский А.С.* Развитие речной сети Станового нагорья в позднем кайнозое // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 135–166.
3. *Еникеев Ф.И.* Плейстоценовые оледенения Восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири // Геоморфология. 2009. № 2. С. 33–49.
4. *Еникеев Ф.И.* Поздний кайнозой Северного Забайкалья и палеоклимат юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 794–804.
5. *Левы К.Г., Кульчицкий А.А.* Поверхности выравнивания северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 19–35.
6. *Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.
7. *Лопатин Д.В.* Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1972. 115 с.
8. *Лопатин Д.В.* О поверхностях и процессах выравнивания в восточной части Байкальской рифтовой зоны // Поверхности выравнивания. М.: Наука, 1973. С. 211–217.
9. *Несмеянов С.А.* Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.
10. *Несмеянов С.А.* Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. М.: Недра, 1971. 144 с.
11. *Несмеянов С.А.* Оротектонический метод. М.: ООО “Миттель Пресс”, 2017. 376 с.
12. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири / Адаменко О.М., Долгушин И.Ю., Ермолов В.В. и др. М.: Наука, 1971. 320 с.
13. Природные условия освоения севера Читинской области / Отв. ред. А.А. Недешев, В.С. Преображенский. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 127 с.
14. *Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
15. *Уфимцев Г.Ф.* Горные пояса континентов и симметрия рельефа. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. 160 с.
16. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотетоника Евразии. Иркутск: ИГУ, 2002. 494 с.
17. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
18. *Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В.* Сейсмический процесс и современная многоуровневая деструкция литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1458–1470.

NEOSTRUCTURAL ZONING AND HAZARDOUS PROCESSES IN THE CHARA RIFT BASIN

S. A. Nesmeyanov^{a,#}, D. O. Sergeev^{a,##}, O. A. Voeykova^{a,#}, A. P. Kulakov^{a,###}

^a*Sergeev Institute of Environmental Geoscience, Russian Academy of Sciences*

Ulanskii per. 13, bld. 2, Moscow, 101000 Russia

[#]*E-mail: voa49@mail.ru,*

^{##}*E-mail: sergueevdo@mail.ru,*

^{###}*E-mail: cryolithozone@mail.ru*

Routine distinguishing of morphostructures upon neotectonical studies in the Chara rift area is supplemented by the orotectonic method. This combination permitted us to characterize the phases and unevenness of

orogenesis and faulting along the regional normal fault. The instability of Mesozoic and recent structure formation is revealed, as well as the Neo-Pleistocene activation of the structures known in Alpine orogens. It is shown that the structurally dependent features of the relief control the specifics of exogenous geohazards manifestation. Using the tectonic method, the established patterns may also be valid for other rifts in the Baikal Rift Zone.

Keywords: *neotectonics, Chara Rift Basin, Kodar ridge, Kalar range, Udokan ridge, neotectonic zoning, normal fault, faulting*

REFERENCES

1. [Geology and seismicity of the BAM zone. Neotectonics]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1984, 208 p. (in Russian)
2. Endrikhinskii, A.S. [Development of the river network of the Stanovoi Highlands in the Late Cenozoic]. In: [Relief and Quaternary deposits of the Stanovoi Highlands]. Moscow, Nauka Publ., 1981, pp. 135–166. (in Russian)
3. Enikeev, F.I. [Pleistocene glaciations of the Eastern Transbaikalia and the southeast of Central Siberia]. *Geomorfologiya*, 2009, no. 2, pp. 33–49 (in Russian)
4. Enikeev, F.I. [Late Cenozoic of Northern Transbaikalia and paleoclimate in the south of the Eastern Siberia]. *Geologiya i Geofizika*, 2008, vol. 49, no. 8, pp. 794–804. (in Russian)
5. Levi, K.G., Kul'chitskii, A.A. [Leveling planes of the northeastern part of the Baikal rift zone]. In: [Relief and Quaternary deposits of the Stanovoi Highlands]. Moscow, Nauka Publ., 1981, pp. 19–35. (in Russian)
6. Logachev, N.A. [Sedimentary and volcanogenic formations of the Baikal rift zone]. In: [Baikal Rift]. Moscow, Nauka Publ., 1968, pp. 72–101. (in Russian)
7. Lopatin, D.V. [Geomorphology of the eastern part of the Baikal rift zone]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1972, 115 p. (in Russian)
8. Lopatin, D.V. [About leveling planes and processes in the eastern part of the Baikal rift zone]. In: [Leveling planes]. Moscow, Nauka Publ., 1973, pp. 211–217. (in Russian)
9. Nesmeyanov, S.A. [Engineering geotectonics]. Moscow, Nauka Publ., 2004, 780 p. (in Russian)
10. Nesmeyanov, S.A. [Quantitative assessment of the latest movements and non-structural zoning of the mountain region]. Moscow, Nedra Publ., 1971, 144 p. (in Russian)
11. Nesmeyanov, S.A. [Orotectonic method]. Moscow, Mittel Press, 2017, 376 p. (in Russian)
12. [Plateaus and lowlands of Eastern Siberia]. Adamenko, O.M., Ed., Moscow, Nauka Publ., 1971, 320 p. (in Russian)
13. [Natural conditions of the development of the Chita region north]. Nedeshev, A.A., Preobrazhenskii, V.S., Eds., Moscow, AN SSSR Publ., 1962, 127 p. (in Russian)
14. Ravskii, E.I. [Sedimentation and climates of the Inner Asia in Anthropogene]. Moscow, Nauka Publ., 1972, 336 p. (in Russian)
15. Ufimtsev, G.F. [Mountain belts of continents and the relief symmetry]. Novosibirsk, Nauka Publ., Siberian division, 1991, 160 p. (in Russian)
16. Ufimtsev, G.F. [Morphotectonics of Eurasia]. Irkutsk, IGU Publ., 2002, 494 p. (in Russian)
17. Florensov, N.A. [Mesozoic and Cenozoic depressions of the Baikal region]. Moscow, Leningrad, AN SSSR Publ., 1960, 258 p. (in Russian)
18. Sherman, S.I., Dem'yanovich, V.M., Lysak, S.V. [Seismic process and modern multilevel destruction of the lithosphere in the Baikal rift zone]. *Geologiya i Geofizika*, 2004, vol. 45, no. 12, pp. 1458–1470. (in Russian)