

ТЕКТОНИКА

УДК 551.243

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Р.М. Лобацкая

*Иркутский государственный технический университет, 664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 82, Россия*

Рассмотрены принципы среднemasштабного неотектонического картирования на примере зоны сочленения древней Сибирской платформы и молодой Западно-Сибирской плиты. В качестве базового элемента предлагается вместо обычно выделяемых при неотектоническом картировании неотектонических систем использовать разломно-блоковую структуру территорий и ее морфотектонический анализ. Роль разломов в формировании контрастных элементов рельефа возрастает по мере перехода от структур глобального уровня к региональному и локальному. Рельеф как производная неотектонических движений является отражением неотектонических структур. Чем выше контрастность рельефа, тем выше скорости неотектонических движений и моложе рельеф. Схематически последовательность неотектонического анализа выстраивается в следующий ряд: морфотектонический анализ рельефа—детальное картирование сети разломных структур—выделение и ранжирование неотектонических блоков—характеристика неотектонического рельефа внутри блоков и оценка его контрастности—расчет скоростей неотектонических движений—построение неотектонической карты.

В зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе нижнего течения р. Кан определяющая роль в неотектоническом строении принадлежит Байкало-Енисейской разломной зоне, представленной густой сетью близмеридиональных взброснадвиговых структур, имеющих отчетливые следы плейстоценового подновления. Зона Байкало-Енисейского разлома рассечена молодыми диагональными сдвиговыми структурами, из которых северо-западные являются право-, а северо-восточные — левосдвиговыми.

Упомянутая система разломов выкалывает серию макро- и микроблоков. Блоковые структуры к западу от Байкало-Енисейского разлома характеризуются тенденцией к погружениям, к востоку от него — поднятиями. Погружения и поднятия происходят с близкими скоростями, о чем свидетельствует скомпенсированный характер заполнения молодыми осадками впадин в непосредственной близости от поднимающегося блока. Для изученной территории получены оценки вертикальных и горизонтальных смещений по молодым разломам, установлен их кинематический тип и зависимость характера блоковой делимости литосферы от типа ее напряженного состояния. Установлено, что максимальная раздробленность территории возникает в местах наложения полей сжимающих и сдвигающих напряжений.

*Разломная зона, блоковые структуры, неотектоническое картирование, взброс, надвиг, сдвиг, скорости тектонических движений.*

NEOTECTONIC FAULT-BLOCK STRUCTURE OF JUNCTION OF SIBERIAN  
PLATFORM AND WEST SIBERIAN PLATE

R.M. Lobatskaya

Principles of medium-scale neotectonic mapping have been considered by the example of junction of the old Siberian Platform and young West Siberian Plate. Instead of neotectonic systems usually used as a basic unit in tectonic mapping, the fault-block structure of terranes and its morphotectonic analysis are proposed. The role of faults in the formation of contrasting relief features increases in the transition from global through regional to local level of structures. Being the result of neotectonic movements, the relief mirrors neotectonic structures. The more contrasting relief, the younger it is, and the faster neotectonic movements. A schematic succession of neotectonic analysis is as follows: morphotectonic analysis of relief — detailed mapping of network of fault structures — recognition and ranking of neotectonic blocks — characteristic of neotectonic relief within the blocks and estimation of its contrast — calculation of velocities of neotectonic movements — construction of a neotectonic map.

At the junction of the Siberian Platform and West Siberian Plate in the lower reaches of the Kan River, the neotectonic structure is controlled by the Baikal-Yenisei fault zone, represented by a dense network of submeridional reverse-fault-nappe structures having distinct traces of Pleistocene rejuvenation. The zone of the Baikal-Yenisei fault is crossed by young diagonal strike-slip structures, of which the northwestern ones are dextral, and northeastern, sinistral.

This system of faults cuts out a series of macro- and microblocks. West of the Baikal-Yenisei fault, the block structures tend to subside, and east of it, they tend to rise. The rates of subsiding and rising are quite close,

which is inferred from the compensated filling of basins with young sediments in the immediate vicinity of the rising block. Vertical and horizontal displacements along young faults and their kinematic type have been established for the study area, and the character of lithosphere blocking has been defined as a function of the type of its stress state. It has been ascertained that the territory is most fragmented in places of superposition of fields of compressive and shear stresses.

*Fault zone, block structure, neotectonic mapping, reverse fault, nappe, strike-slip fault, rate of tectonic displacement*

## ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Базовым понятием региональной неотектоники является представление о неотектонических системах, под которыми понимается совокупность результатов природных процессов, взаимосвязанных в определенном объеме геологической среды и прямо или косвенно приводящих к движению литосферы и развитию в ней структурных форм [1—3]. При этом выделяются обычно неотектонические системы разного ранга от глобальных до локальных, поэтому на неотектонических картах получает отражение совокупность неотектонических систем с указанием преобладающего типа движений литосферы, их скоростей (или амплитуд), направлений перемещения и основных сформированных этими движениями структур. Как правило, построенные при таком подходе неотектонические карты мелкомасштабны, поскольку создаются для достаточно крупных регионов, объединяющих серию контрастных неотектонических систем.

Построение карт среднего масштаба при этом же методическом подходе создает для исследователей ряд объективных трудностей. Первая из них заключается в том, что на карте должны быть отражены различные, чаще всего контрастные тектонические (неотектонические) элементы, однако вся территория может принадлежать одной-двум (не обязательно высококонтрастным) тектоническим структурам. Поэтому возникает необходимость дробного расчленения единой неотектонической системы на составляющие элементы, а, следовательно, для создания неотектонических карт среднего масштаба нужна некая иная фактологическая основа. В качестве такой основы может служить разломно-блоковая структура региона, вследствие того, что межразломные блоки являются элементарными тектоническими ячейками, из которых состоят неотектонические системы любого ранга.

Составление неотектонической среднемасштабной карты, основанное на анализе разломно-блоковой структуры, методологически обосновано тем обстоятельством, что верхние части литосферы, как правило, реагируют на активизацию тектонических движений хрупким разрушением, выражающимся в формировании (или активизации) сети разноранговых разломных структур и возникновении контрастного рельефа. При этом хорошо известно, что степень контрастности рельефа при прочих равных условиях связана со скоростями и возрастом тектонических движений [4—8]. Эта зависимость нередко сохраняется на всех структурных уровнях от глобального до локального.

Роль разломов в формировании контрастных элементов рельефа возрастает по мере перехода от структур глобального уровня к региональному и локальному. В этом же направлении возрастает связь между неотектоническими структурами и соответствующими им элементами рельефа. Если для структур глобального уровня эта связь выдерживается лишь в общих чертах, то уже на региональном, а тем более на локальном уровне, она становится вполне конкретной.

**Отсюда вытекает первый методологический принцип**, с разных позиций обоснованный ранее многими авторами: рельеф как производная неотектонических движений является отражением неотектонических структур, а границы контрастных элементов рельефа регионального и локального уровней структурной организации литосферы — отражением разломных структур соответствующего ранга.

Поскольку контрастность рельефа, как было сказано выше, напрямую зависит от скоростей тектонических движений и их возраста, то нетрудно сформулировать и **второй методологический принцип**: чем выше степень контрастности рельефа, тем выше скорости неотектонических движений и моложе рельеф. При этом даже для регионов с относительно спокойным тектоническим режимом в кайнозое неотектоническая структура будет выглядеть в достаточной степени рельефно, а выделение наиболее подвижных или, напротив, наиболее спокойных и стабильных площадей станет вполне обоснованным.

Исходя из сформулированных выше методологических принципов, построение среднемасштабных неотектонических карт сводится к относительно простому набору методических приемов: морфотектонический анализ рельефа—детальное картирование сети разломных структур—выделение и ранжирование неотектонических блоков—характеристика неотектонического рельефа внутри блоков и оценка его контрастности—построение неотектонической карты.

Нижняя граница неотектонического этапа до сих пор является дискуссионной [2, 9, 10]. За нее принимаются рубежи в весьма широком диапазоне от плейстоцена (1,8 млн лет) до олигоцена (36 млн лет). В последние годы данные, полученные по таким активным неотектоническим структурам, как Байкальская рифтовая зона, позволяют опустить эту планку еще ниже — до рубежа 70 млн лет [11].

Кроме того, особо выделяются две эпохи наиболее интенсивного структурообразования [2] — поздний миоцен (10 млн лет) и плейстоцен (1,8 млн лет). В соответствии с новой „Международной геохронологической шкалой кайнозоя“ возраст подошвы эоплейстоцена принят равным 1,8 млн лет.

### ОБЩАЯ СТРУКТУРА ДОКАЙНОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ

Разломная сеть исследуемой территории сформировалась непосредственно на стыке краевых структур древней Сибирской платформы с молодой Западно-Сибирской плитой. Наиболее существенную роль в тектоническом строении региона играют докембрийские структуры южной части Енисейского кряжа и разломные зоны краевого шва Сибирской платформы (Байкало-Енисейский разлом [9]). К западу от краевого шва докембрийские метаморфические и магматические породы фундамента Сибирской платформы по серии тектонических ступеней опускаются под чехольную толщу молодой Западно-Сибирской плиты.

Как единая континентальная область эта территория окончательно сформировалась к концу палеозоя—началу мезозоя и с этого времени пережила несколько этапов слабой активизации, перемежавшихся с эпохами полной стабилизации. С последними связаны достаточно мощные коры выветривания. Здесь выделяются несколько эпох пенеппенизации и корообразования: поздний триас—раннеюрская, мел-палеогеновая с двумя пиками корообразования — гумидным в эоцене и аридным в позднем плиоцене. К настоящему времени сохранились наиболее глубоко проработанные линейные фрагменты этих кор, свидетельствующие о постоянно высокой роли дизъюнктивных структур в тектонической жизни региона, кроме того, известны фрагменты поверхностей выравнивания в виде выположенных водоразделов с остатками площадной эоценовой, преимущественно каолин-кварцевой, и позднеплиоценовой красноцветных кор выветривания [12, 13].

### НОВЕЙШИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП

Последняя тектоническая активизация связана с началом плейстоцена (эоплейстоцен  $1,8 \pm 0,5$  млн лет), в течение которого была подновлена и частично заново сформирована современная сеть дизъюнктивных структур региона на фоне относительно медленного дифференцированного воздымания, продолжающегося до настоящего времени. В неотектоническом плане регион расположен на стыке двух неотектонических систем, разделенных крупным Байкало-Енисейским разломом.

К первой принадлежит Енисейский кряж, а система в целом характеризуется медленным устойчивым воздыманием на фоне относительно спокойного геодинамического режима. Время начала последней тектонической активизации (1,8 млн лет) фиксируется аллювиальными отложениями высоких (VII и VI) надпойменных террас Енисея и его притоков, представленных галечниками, песками со слабосортированной галькой, а также суглинками с линзами песка и включениями гальки — отложениями, типичными для начальных этапов эрозионного вреза.

В то же время спокойный характер восходящих движений в среднем ( $Q_{II}$ ), верхнем плейстоцене ( $Q_{III}$ ) и голоцене ( $Q_{IV}$ ) также зафиксирован в аллювиальных отложениях более низких террас: V, IV( $Q_{II}$ ), III, II, I ( $Q_{III}$ ) надпойменных, высокой и низкой пойм ( $Q_{IV}$ ). Для этих аллювиальных отложений характерна повышающаяся вверх по разрезу степень окатанности и сортированности материала, наличие косой слоистости в отложениях надпойменных террас и постепенный переход от грубозернистых отложений к тонкозернистым, сменяющимся вверх по разрезу супесями, а в пойменных — торфом. Кроме того, начиная со среднего плейстоцена (270—110 тыс. лет), в аллювиальных отложениях отмечается карбонатизация суглинков, свидетельствующая о существенном похолодании климата в сравнении с плиоценом, в течение которого формировались красноцветные коры выветривания. Эта ситуация характерна в целом для юга Сибири.

Скорости восходящих тектонических движений в эоплейстоцене—голоцене оставались, судя по мощностям упомянутых террас, относительно стабильными и невысокими: поскольку общая мощность енисейского аллювия составляет не более 18—20 м, а суммарная амплитуда вертикальных движений за постплейстоценовое время едва достигает 400—500 м, то в целом скорости неотектонических движений, вероятно, составляли не более чем 0,2—0,3 мм/год.

К западу от Байкало-Енисейского разлома располагается вторая неотектоническая система, представленная неотектоническими структурами Западно-Сибирской плиты, где с конца триасового времени отмечаются устойчивые нисходящие тектонические движения, которые привели к формированию мощного мезокайнозойского чехла. Структура чехла является типичной для молодых платформ, у которых верхний структурный этаж, залегающий на нижнем с резким угловым и стратиграфическим несогласием, в общих чертах наследует структуру кристаллического фундамента, что объясняется относительно высокой подвижностью разломно-блоковой структуры последнего. В неотектонической структуре левобережья Енисея ведущая роль принадлежит, так же как и на правобережье, близмеридиональным разломам

системы краевого шва, по которым здесь происходят уже не восходящие, а нисходящие движения, причем скорости последних не могут быть более высокими, чем у первой системы. Поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты в непосредственной близости от рассматриваемой территории погружается на запад от  $-400$  до  $-1180$  м, однако значительная доля мощности осадочной толщи принадлежит мезозойским (послетриасовым) образованиям. Мощность кайнозойских отложений здесь составляет, по самым оптимистичным подсчетам, не более сотни метров, т. е. скорости неотектонических движений в среднем, по-видимому, не превышают  $0,05$  мм/год. Тем не менее есть основания говорить об ускорении неотектонических погружений в позднем неоплейстоцене.

Эти оценки подтверждаются непосредственными геоморфологическими наблюдениями. Медленным погружениям в приенисейской части Западно-Сибирской плиты соответствует скомпенсированное кайнозойское осадконакопление, о котором свидетельствует полное отсутствие конусов выноса мелких водотоков в правобережье Енисея, несмотря на то, что все они пересекают довольно крутой тектонический уступ. Об ускорении погружений в позднем неоплейстоцене—голоцене говорит факт миграции русла Енисея к западу на  $5—6$  км от его первоначально предгорного положения. Миграция русла, в свою очередь, подтверждается совпадением его конфигурации с конфигурацией разломного края горного массива в южной части Енисейского кряжа, а также наличием многочисленных стариц.

Таким образом, как для неотектонической структуры воздымающейся правобережной, так и для погружающейся левобережной частей рассматриваемой территории ведущая роль принадлежит разломным структурам, среди которых главное место занимают дизъюнктивы, наследующие близмеридиональные структуры Байкало-Енисейской разломной зоны. Эта система разрывных нарушений протягивается с севера на юг вдоль западной окраины Енисейского кряжа до северных отрогов Восточного Саяна более чем на  $1000$  км. Ширина разломной зоны составляет не менее  $25—30$  км. В пределах исследуемой территории вблизи Нижнеканского гранитоидного массива зона проявлена чрезвычайно отчетливо хорошо проработанной полосой дизъюнктивных структур, западным ограничением которой являются Муратовский, а восточным — Итатский и Канско-Енисейский разломы.

Инфраструктура упомянутой разломной зоны представлена достаточно плотной сетью близмеридиональных дизъюнктивов разного ранга и кинематики, осложненной разрывными нарушениями системы северо-западного („саянского“) простириания. Рассмотрим более подробно общий структурный рисунок, ранговую принадлежность и кинематический тип разрывных нарушений, принадлежащих обеим системам.

По кинематическому типу в правобережье Енисея в первую очередь выделяются близмеридиональные взбросы и надвиги, которые наследуют древнюю разломную сеть краевого шва Сибирской платформы, затем более молодые диагональные сдвиги — северо-западные, преимущественно правые, и северо-восточные, преимущественно левые, пересекающие и смещающие эту сеть. Для левобережья Енисея — области развития структур второй неотектонической системы этого региона, развитой в восточной окраине Западно-Сибирской плиты, наиболее типичными разломами являются сбросы.

**Система близмеридиональных разломных структур** протягивается в пределах рассматриваемого региона преимущественно вдоль правобережья Енисея в виде широкой (до  $25—35$  км) полосы взбросо-надвиговых структур, в целом составляющих зону динамического влияния Байкало-Енисейского глубинного разлома. Для большей части разломов этой системы характерно изменение угла падения плоскости сместителя вдоль ее простириания. У одного и того же разлома угол плоскости сместителя в разных его участках может варьировать от  $20—25$  до  $75—80^\circ$ . При близмеридиональной ориентировке, простириание одного и того же разлома может отклоняться на  $10—15^\circ$  то к северо-востоку, то к северо-западу. Эта особенность связана как с литологией вмещающих толщ, так и со спецификой наследования более древнего структурного плана территории.

В западном латеральном ограничении Байкало-Енисейской разломной зоны располагается генеральный Муратовский разлом протяженностью более  $100$  км. Он играет важную роль как в неотектоническом, так и в докайнозойском структурном плане региона и разграничивает блоки, выполненные архейскими и раннепротерозойскими образованиями

Плоскость сместителя разлома падает к востоку в сторону развития архейской толщи. Угол падения не выдержан и изменяется от крутого ( $75—80^\circ$ ) в верхних частях эрозионно-денудационного среза до относительно пологого ( $45—55^\circ$ ) в пределах более глубоких его частей. По кинематическому типу разлом представляет собой взброс, взбросонадвиг. Кинематика смещений по нему оставалась неизменной в течение всего периода его существования, включая и кайнозойский. В пределах плоскости сместителя разлома широко развиты катаклазиты, милониты, реже ультрамилониты. Нередко встречаются небольшие кварцевые жилы и дайки пегматитов чаще всего согласные с положением основной плоскости сместителя. В кайнозое вдоль него сформировался крутой тектонический уступ высотой  $150—250$  м с характерным „взбросонадвиговым“ рельефом, основными чертами которого являются: отсутствие эскарпа, „рваный“ чешуйчатый край, наличие многочисленных зеркал скольжения, обращенных внутрь склона вдоль поверхности сместителя. Эта ситуация очень хорошо видна в разрезах по долинам широтных рек — правых

притоков Енисея, пересекающих тектонический уступ. В частности, она непосредственно наблюдалась автором по р. Кантат и его правым притокам и в среднем течении р. Байкал.

Общая амплитуда смещений по разлому составляет, исходя из возрастных соотношений пород в крыльях, не менее 2000—2500 м. Амплитуда смещений за кайнозой, исходя из положения вершин коренных водоразделов в восточном борту и положения кровли коренных пород под кайнозойскими осадками в западном борту разлома, составляет не менее 500—700 м.

Восточное латеральное ограничение зоны динамического влияния Байкало-Енисейского разлома представлено системой кулисообразных близмеридиональных региональных разрывных структур, прослеживающихся в бассейнах рек Бол. Итат, Мал. Тель, Бол. Веснина и генерального Канско-Енисейского разлома вдоль р. Кан.

По кинематическому типу Канская кулисная система представлена надвигами и взбросами с плоскостями сместителей, полого (от 12—15° до 40—45°) падающими к востоку. В вещественном отношении плоскости сместителей представлены зонами тонкого рассланцевания, милонитами и ультрамилонитами, иногда линейной корой выветривания. Согласно с падением плоскостей сместителей нередко встречаются структуры будинажа, причем завальцованные будины можно встретить как в гранитоидах, так и в коре выветривания или в „короподобном“ материале, что свидетельствует о совсем молодых (скорее всего четвертичных) надвиговых смещениях. Нередко взбросовый характер перемещений по разломам этой системы повторяется и в микромасштабе по небольшим трещинам.

О голоценовых смещениях по упомянутым кулисным структурам свидетельствуют приспособившиеся к ним долины большей части рек в бассейне Енисея, крутые петли его крупного правого притока — Кана и невысокие пороги типа Большого. В то же время рельефообразующая роль разломных кулис восточного ограничения зоны динамического влияния Енисейского разлома существенно иная, чем у западного. Здесь нет отчетливо выраженного тектонического уступа, сходного с уступом Муратовского разлома, рельеф представлен серповидными увалами в ограничении запрокинутых блоков и в целом имеет достаточно размытые контуры, за которыми строго следуют долины вышеупомянутых рек. Наиболее типичная картина формирования „надвигового“ рельефа наблюдается в правом борту р. Бол. Тель. Более того, здесь о современных смещениях по надвиговым структурам свидетельствует наличие почвенного слоя, затянутого и развальцованного по одной из надвиговых плоскостей.

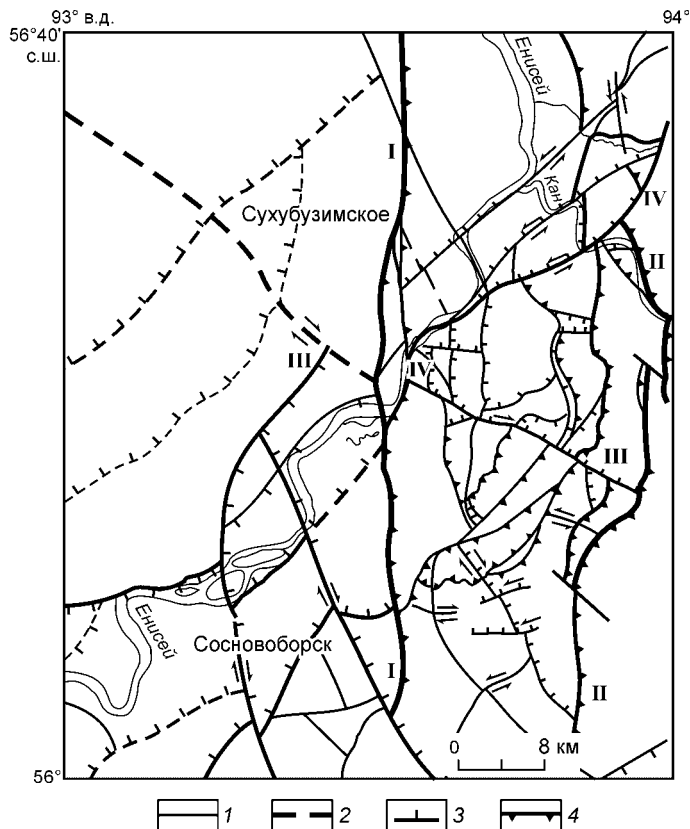
Внутреннее строение зоны Байкало-Енисейского разлома определяется густой сетью локальных близмеридиональных и север-северо-восточных надвиговых и сбросовых структур, имеющих, как правило, восточное падение. Углы падения плоскостей сместителей этих разломов варьируют в широких пределах: от 20—25° у надвигов до 65—75° у взбросов и сбросов. Система упомянутых локальных разломов выкалывает серию микроблоков, вытянутых в близмеридиональном или северо-восточном направлениях. Ширина блоков изменчива и колеблется от 2 до 6—8 км. Плоскости сместителей локальных разломов нередко представлены зонами рассланцевания и повышенной трещиноватости. Часто по ним выработаны долины водотоков высоких порядков. Характерной чертой этих водотоков является резко выраженная асимметрия бортов, один из которых обычно чрезвычайно крутой даже в случае не слишком глубокого эрозионного вреза долины.

Расстояние между разломами близмеридиональной системы достаточно выдержанное и составляет 4—5 км между региональными структурами и около 2 км между локальными. Сеть локальных разломов заметно сгущается вблизи диагональных разломных структур, пересекающих и смещающих близмеридиональную систему (рис. 1).

Зона динамического влияния Байкало-Енисейского разлома пересекается двумя более молодыми диагональными системами разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Обе системы представлены региональными и локальными сдвигами: первая — с преобладанием левосдвиговой, вторая — правосдвиговой компонент. Вблизи тех и других сдвигов общая раздробленность территории резко возрастает. Плоскости сместителей той и другой систем, как правило, имеют крутое северное падение под углами до 75—80°. Они пересекают рассматриваемую территорию на несколько макроблоков. Кинематика смещений по этим разломам отчетливо прослеживается по смещениям разрывных нарушений зоны Байкало-Енисейского разлома, а в ряде случаев — по направлению штрихов на зеркалах скольжения, например в обнажениях в верхнем течении р. Кантат и нижнем течении р. Кан вблизи дер. Подпорог.

Молодость сдвиговых смещений по разломам диагональной системы подчеркивается и тем обстоятельством, что практически повсеместно вблизи зон их сместителей встречаются многочисленные открытые микросдвиговые трещины, правые или левые в соответствии с простиранием трещин и типом смещений по основному сместителю. Кроме того, для этих зон не характерны милонитизация и катаклаз, обычные для унаследованных дизъюнктивов. Их сместители представлены зонами интенсивного дробления, тонкого рассланцевания и системами кулис сколовых макротрещин.

Северо-восточные сдвиги в северной части территории представлены региональными, в южной — локальными структурами. Для них отмечаются выдержанные левосдвиговые смещения, подтверждаю-



**Рис. 1. Карта разломов Нижнеканского гранитоидного массива и сопредельных территорий.**

Разломы достоверные (1), предполагаемые под чехлом кайнозойских отложений (2) и их кинематический тип: сбросы (3), взбросы и надвиги (4). Стрелки вдоль разломов указывают направление сдвиговых смещений в крыльях. Наименования разломов: I — Муратовский, II — Канско-Енисейский, III — Кантатский, IV — Нижнеканский. Толщина линий соответствует рангу разлома (чем толще линия, тем крупнее разлом), выделяются: генеральные, региональные, локальные разломы.

щиеся как характером микротрещиноватости, так и соотношениями с более древними разрывными системами. В северной части территории они выкальывают серию параллельных клавиш с закономерным увеличением амплитуды сбросовых смещений к северо-востоку от 50—60 до 100—120 м в течение плейстоцена. Суммарные амплитуды горизонтальных левосдвиговых смещений составляют для региональных разломов (Нижнеканский разлом) около 1500—1800 м, для локальных не более 250—300 м.

Северо-западные сдвиги представляют собой сквозные разломы, рассекающие как структуры южного выступа Енисейского кряжа, так и структуры фундамента Западно-Сибирской плиты.

Наиболее крупный из них Итатский правый сдвиг протягивается от р. Большой Итат вдоль р. Шумиха к пос. Сухубузимское и Шила. Плоскость сместителя круто под углом 75—80° падает к северо-востоку. В рельефе правобережья Енисея разлом выражен серией асимметричных долин-рвов. Вертикальные амплитуды рельефа иногда достигают 100 м.

Правосдвиговый характер перемещений подтверждается морфометрическими данными в блоках крыльев разлома, закономерным „правым“ изгибом русел второстепенных водотоков, текущих к северо-востоку. По смещениям этих водотоков амплитуда горизонтальных перемещений за плейстоцен составляет до 800—900 м (при скоростях 0,4—0,5 мм/год).

Упомянутые выше системы разрывных нарушений — взбросонадвиговая и сбрососдвиговые — прослеживаются и на левобережье Енисея, под чехлом кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Здесь они по-прежнему сохраняют свою рельефообразующую роль даже на фоне слабоконтрастного рельефа. Так, вдоль наиболее крупных из них протягиваются долины рек Бузим и Минжуль. Однако, судя по клавишным погружениям фундамента в западном направлении на фоне регионального растяжения, близмеридиональные разломы системы краевого шва Сибирской платформы под чехлом Западно-Сибирской плиты, скорее всего, трансформированы в серию сбросов.

#### ХАРАКТЕР БЛОКОВОЙ ДЕЛИМОСТИ ЛИТОСФЕРЫ В РАЙОНЕ НИЖНЕКАНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Основными задачами при анализе разломно-блоковой структуры любого региона является определение величины раздробленности литосферы, контрастности и интенсивности тектонических движений ее блоков. Этот анализ может быть проведен на качественном уровне в величинах типа „выше—ниже“; „более интенсивные—менее интенсивные“ и т. д. или с введением некоторых количественных параметров, облегчающих и уточняющих сравнительные оценки. В качестве таких количественных сравнительных параметров могут выступать: а) глубина эрозионного вреза как показатель интенсивности тектонических движений, б) площадь микроблоков как показатель раздробленности территорий, в) скорости тектонических движений за определенный временной интервал, если для их отсчета имеются какие-либо реперы. Последний параметр является основным для составления неотектонической карты.

Откартированная сеть неотектонических разломов разных порядков демонстрирует сложную структуру макро- и микроблоков. Каждый из них характеризуется различными темпами неотектонических движений, отразившимися в ряде их морфотектонических особенностей. Мегаблок левобережья Енисея

**Рис. 2. Схема неотектонических макроблоков территории в нижнем течении р. Кан.**

I—VII — номера макроблоков, 345/30 — глубина (м) эрозионного вреза в макроблоке/средняя площадь микроблоков в макроблоке (км<sup>2</sup>). Интенсивность тона окраски макроблока увеличивается в соответствии с увеличением контрастности рельефа.

отличается слабоконтрастным рельефом, стабильными нисходящими движениями, о которых свидетельствует достаточно глубокое залегание фундамента и накопление толщ мезокайнозойских осадков. Как уже упоминалось выше, погружение этого мегаблока является скомпенсированным — скорости погружений пропорциональны скоростям накопления осадков, о чем свидетельствует полное отсутствие конусов выноса на границе с поднимающимся мегаблоком. Можно говорить о некотором увеличении контрастности движений между двумя мегаблоками в течение голоцена, поскольку долина Енисея смещается к западу, оставляя после себя достаточно свежие старицы.

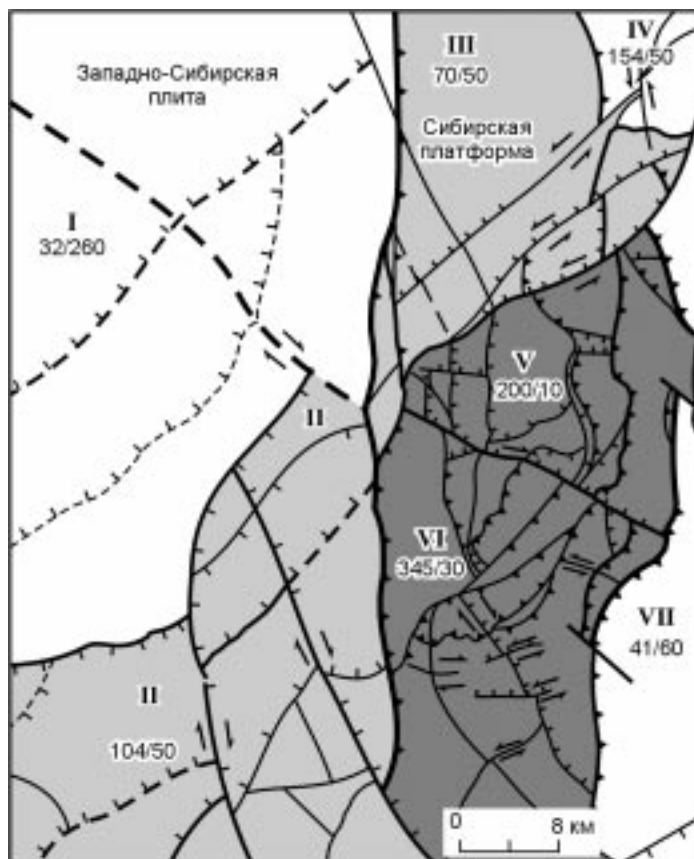
В пределах погружающегося мегаблока выделяются два макроблока (I, II), также характеризующиеся различной интенсивностью погружений — в первом макроблоке она несколько ниже, о чем свидетельствует разная контрастность рельефа (рис. 2). Глубина эрозионного расчленения в первом макроблоке составляет 32 м, а во втором — 104 м. Кроме того, уровень раздробленности блоков существенно различен — площадь слагающих первый макроблок микроблоков в среднем равна 260 км<sup>2</sup>, а площадь микроблоков во втором макроблоке лишь 50 км<sup>2</sup>.

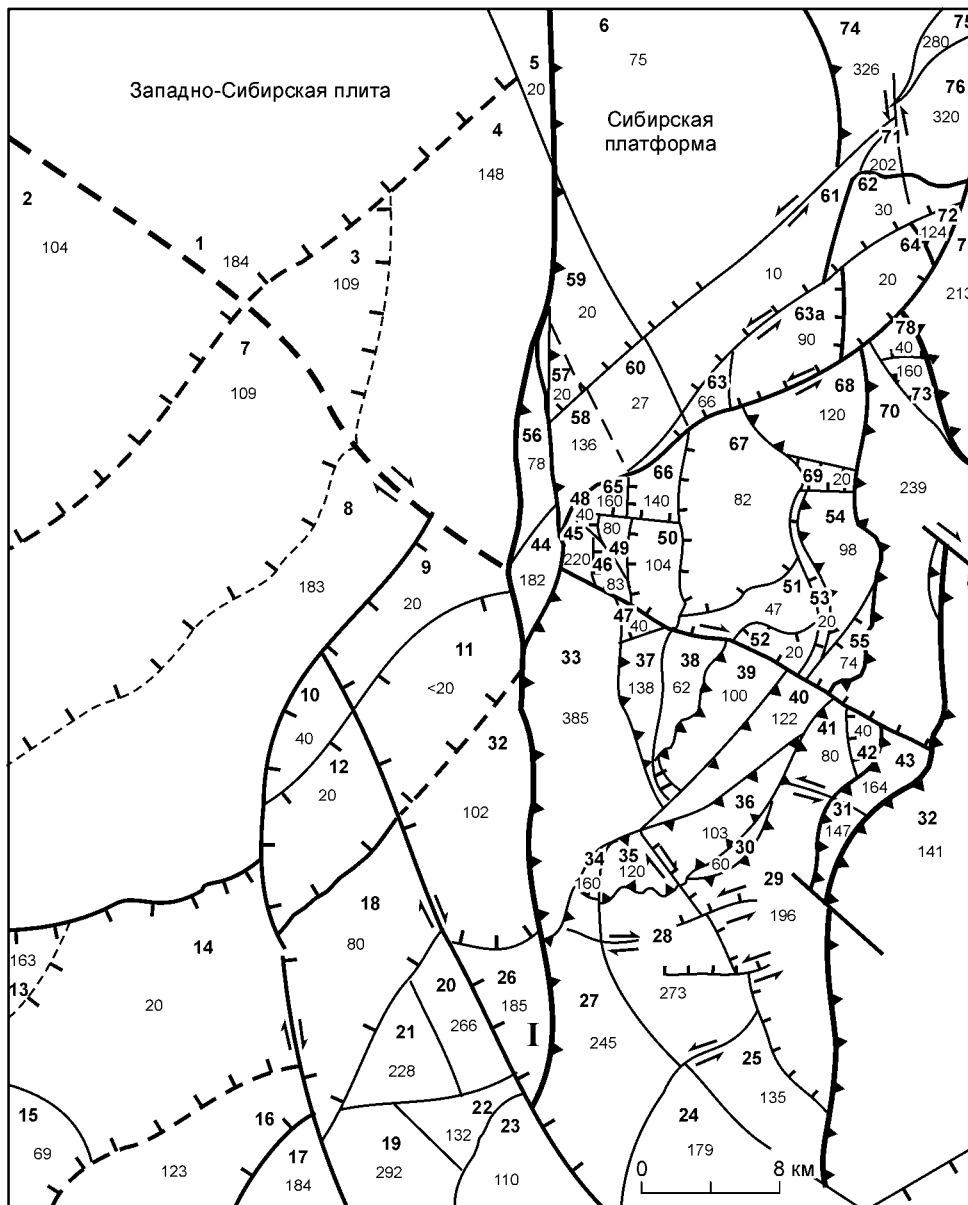
Мегаблок, характеризующийся тенденцией к поднятиям, дает еще более контрастную картину. По общей площади этот мегаблок ненамного больше первого, однако степень его раздробленности несравнимо выше. Здесь выделяется пять крупных макроблоков и более 50 микроблоков. Разность между минимальными и максимальными значениями глубины эрозионного вреза в макроблоках с тенденцией к поднятиям составляет от 41 до 345 м, а средняя площадь слагающих макроблоки микроблоков колеблется в интервале 10—60 км<sup>2</sup> (см. рис. 2).

Тектонофизический анализ показал, что для территории правобережья Енисея характерно региональное поле сжатия близширотной ориентировки, в условиях которого длительное время формировались меридиональные взброснадвиговые структуры Байкало-Енисейского разлома. Сдвиги более молодые, чем взброснадвиги, являются отражением изменения положения главных сжимающих напряжений в позднем плейстоцене—голоцене с близширотного на близмеридиональное.

Отмечается весьма показательная тенденция, указывающая на прямую связь между уровнем раздробленности макроблоков и характером поля тектонических напряжений. Полосы максимальной раздробленности макроблоков соответствуют местам перекрытия регионального поля сжатия локальными сдвиговыми полями напряжений, вдоль право- и левосдвиговых разломных структур (рис. 3).

Главным репером для оценки контрастности тектонических движений в макро- и микроблоках Нижнеканского гранитоидного массива и сопредельных территорий является положение фрагментов неогеновой поверхности выравнивания придолинных блоков. Эта поверхность является реперной в целом для южной части Восточной Сибири и для южного края Енисейского кряжа в частности. Поверхность выравнивания покрыта густой эрозионной сетью семи порядков. К эрозионным элементам первого порядка относятся мелкие ложки и распадки, к элементам седьмого порядка — долина Енисея. Хорошо известно, что чем выше порядок долины, тем сложнее долинный комплекс и тем дальше вверх по течению продвигается регрессивная эрозия, направленная на расширение долины и уравнивание ее продольного профиля.





**Рис. 3. Схема неотектонических микроблоков территории в нижнем течении р. Кан.**

1—78 — номера микроблоков, 20—385 — глубина (м) эрозионного вреза в микроблоках.

На рассматриваемой территории эта исходная поверхность расчленения располагается на высотах до 500—600 м и к настоящему времени затронута эрозией 3—4 порядков. Долины 1—2 порядка расчленяют поверхность с отметками около 300 м. Таким образом, амплитуда общего тектонического расчленения единой поверхности выравнивания на более мелкие локальные блоки составляет более 200 м, а средняя скорость неотектонических поднятий с эполейстоцена едва ли превышала 0,1 мм/год. Полученные величины сопоставимы с оценками других авторов, предпринимавшимися ранее [8]. Тем не менее для микроблоков эти величины варьируют в достаточно широком диапазоне, поскольку в силу различных обстоятельств интенсивность их перемещений была и остается различной, что напрямую отразилось на характере эрозионной сети. Так, величина эрозионного вреза в микроблоках колеблется от 20 м (и менее) до 385 м (см. рис. 3). В каждом из микроблоков можно оценить среднюю скорость вертикальных движений за эполейстоцен—голоцен и, исходя из совокупности всей вышеизложенной информации, построить неотектоническую карту региона (рис. 4). В свою очередь, пакет полученных карт (см. рис. 1—4) позволяет опосредованно оценить относительную устойчивость литосферы рассматриваемой территории.

На неотектонической карте Нижнеканского гранитоидного массива и сопредельных территорий отчетливо видно, что значения скоростей неотектонических движений в подавляющем большинстве



#### Рис. 4. Неотектоническая карта территории в нижнем течении р. Кан.

0,01—0,21 — значения скоростей (мм/год) вертикальных тектонических движений за плейстоцен, вертикальная штриховка соответствует территориям с преобладанием растягивающих напряжений, горизонтальная — сжимающих, косая — сдвиговых напряжений, интенсивность тона окраски микроблоков соответствует контрастности неотектонических движений.

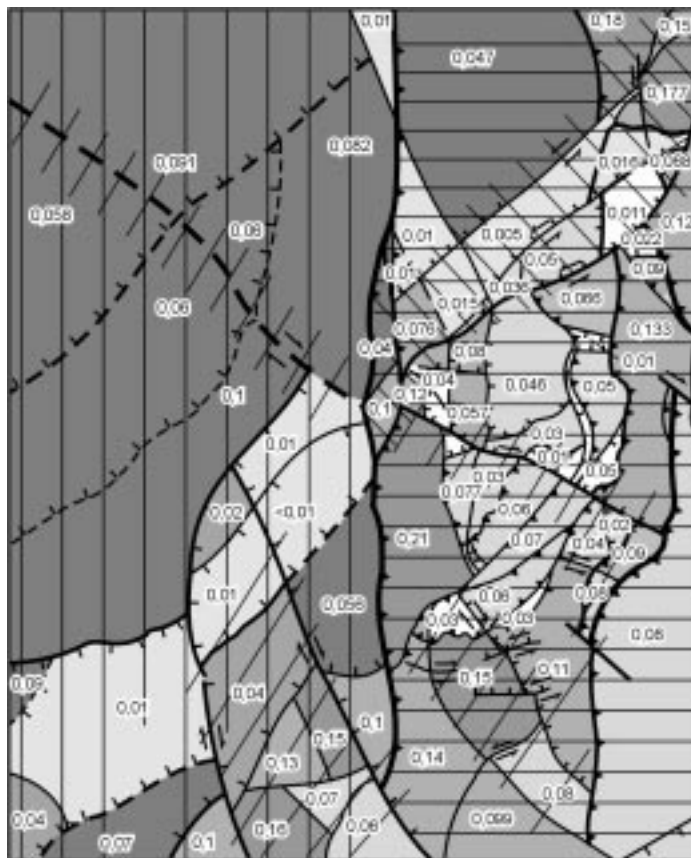
микроблоков равны или меньше среднестатистической и лишь в незначительном количестве микроблоков несколько превышают эту величину, достигая значений 0,12—0,21 мм/год. Примечательно, что микроблоки со скоростями неотектонических движений, превышающими среднестатистические, располагаются вдоль латеральных тектонических границ Байкало-Енисейского разлома и вытягиваются в близмеридиональном направлении (см. рис. 3). У западной границы вдоль Енисея это микроблоки 17, 19, 20, 21, 26, 27, 28, 33, у восточной — вдоль рек Кан и Бол. Тель микроблоки 29, 43, 70, 71, 72, 74—77, 79.

В широтном сечении вкрест простирающейся зоны Байкало-Енисейского разлома вдоль региональных сдвиговых зон формируются системы запрокинутых микроблоков (tilted blocks). К ним следует отнести микроблоки 33, 37—43, 46 вдоль южного борта Шумихинского разлома и микроблоки 67, 68, 70, 79 вдоль южного борта Канско-Атамановского разлома.

Как уже указывалось выше, пересечения упомянутых диагональных разломов с Байкало-Енисейской зоной дают полосы наиболее высокого дробления земной коры. Высоким уровнем дробления отличается область сочленения упомянутых диагональных сдвигов вблизи antecedentного участка долины Енисея у Атамановского отрога. Площади микроблоков здесь едва превышают 10—30 км<sup>2</sup>, что позволяет считать региональный уровень раздробленности исчерпанным. Кроме того, микроблоки характеризуются весьма низкими скоростями неотектонических движений и слабой эрозионной расчлененностью, свидетельствующей об их незначительной вовлеченности в процессы неотектонического обновления (см. рис. 3, 4).

Особо следует сказать о тектонических микроблоках, характеризующихся высокой контрастностью эрозионного расчленения и относительно высокими (более 0,12 мм/год) скоростями тектонических движений. К ним, прежде всего, относятся микроблоки 27, 28 и особенно 33, вдоль долины Енисея. Они являются самыми молодыми и характеризуются ускоренным темпом тектонических движений в голоцене, о чем свидетельствует крутой тектонический уступ вдоль западного края блока с почти четырехсотметровым перепадом высот от вершинной поверхности до подножия, густая сеть совсем молодых водотоков 1—2 порядков на склоне уступа, „отступление“ долины р. Колонтат на ее меридиональном отрезке от места выхода долины из гор к западу от края тектонического уступа на 1000—1200 м. Судя по эрозионной сети и детальным полевым наблюдениям, эти блоки характеризуются высокой плотностью микротрещиноватости. Близкая картина наблюдается в микроблоках 70, 71, 74—77 вдоль восточной границы Байкало-Енисейской зоны.

Микроблоки в центральной части зоны Байкало-Енисейского разлома отличаются минимальными значениями эрозионной расчлененности. Причина „запаздывания“ связана с их структурным положением внутри инфраструктурного пространства крупной разломной зоны. Кроме того, в оценке устойчивости отдельных микроблоков необходимо учитывать структурно-литологический фактор. К таким микроблокам следует отнести, прежде всего, блок 67. Эта территория долгое время (MZ<sub>2,3</sub>) характеризовалась устойчивой тенденцией к погружениям, вследствие чего была заполнена мощной толщей юрских отложений. Оба фактора явились причиной более слабой вовлеченности в процессы кайнозойской активизации и эрозионно-денудационного расчленения.



## ВЫВОДЫ

Подводя итог, необходимо отметить, что при всей описанной выше интенсивной раздробленности территории и контрастности макро- и микроблоков, область сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе Нижнеканского гранитоидного массива следует отнести к регионам со средней степенью тектонической активности. Полученные оценки позволяют говорить о максимальных скоростях вертикальных движений не более 0,2 мм/год и горизонтальных (исходя из амплитуд сдвигов) не более чем 0,4—0,5 мм/год. В то же время проведенный анализ свидетельствует о наличии не только молодых, но и современных подвижек, характерных как для меридиональных, так и для диагональных разломных зон, и позволяет с уверенностью говорить о необходимости и возможности детального неотектонического картирования слабоконтрастных территорий.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Минобрнауки Е02-8-45 и программы „Интеграция“.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Пономарев В.С., Трифонов В.Г.** Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М., Наука, 1978, с. 81—94.
2. **Трифонов В.Г.** Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 252 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 514).
3. **Трифонов В.Г., Пономарев В.С.** Причины горообразования // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 336—358.
4. **Время и возраст рельефа** / Под ред. Н.А. Логачева, Д.А. Тимофеева, Г.Ф. Уфимцева. Новосибирск, Наука, 1994, 192 с.
5. **Генезис рельефа** / Г.Ф. Уфимцев, Д.А. Тимофеев, Ю.Г. Симонов и др. Новосибирск, Наука, 1998, 176 с.
6. **Герасимов И.П.** Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования // Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., Наука, 1970, с. 7—14.
7. **Мещеряков Ю.А.** Рельеф и современная геодинамика. М., Наука, 1981, 277 с.
8. **Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968, 483 с.
9. **Николаев Н.И.** Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М., Недра, 1988, 492 с.
10. **Шульц С.С.** Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л., Недра, 1979, 272 с.
11. **Кайнозой Байкальской рифтовой впадины** / В.Д. Мац, Г.Ф. Уфимцев, М.М. Мандельбаум и др. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2001, 252 с.
12. **Забияка А.И.** Эпохи горообразования на юге Средней Сибири // Проблемы золотоносности кор выветривания Сибири. Красноярск, СНИИГГиМС, 1998, с. 23—25.
13. **Цехомский А.М., Карстенс Д.И., Веселова И.А. и др.** Формации кор выветривания Центральной Сибири и их минерагения (эпохи и условия образования кор выветривания). Л., Недра, 1980, 183 с.

*Рекомендована к печати 22 марта 2004 г.  
Н.А. Берзиньим*

*Поступила в редакцию 27 мая 2003 г.,  
после доработки — 10 февраля 2004 г.*