

**В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин**

# **СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК  
ЯКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ИМ. М.К.АММОСОВА  
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



**В.С.Имаев, Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин**

# **СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ**

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
Г.С.Гусев

Москва  
ГЕОС  
2000

УДК 551.24:550:34(571.56)

И 50

ББК 26.3

**Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с.  
ISBN 5-89118-166-5**

Монография посвящена вопросам сейсмотектонического анализа территории Якутии, которая составляет 1/3 всей сейсмоопасной площади Российской Федерации. На основе подробных сведений по сейсмичности, неотектонике, разрывным нарушениям и позднекайнозойским деформациям выделены и прослежены два крупных сейсмических пояса – Байкало-Становой и Арктико-Азиатский, соединяющих собой проявления сейсмичности Байкальской рифтовой зоны и Охотского моря, и в Северном Ледовитом и Тихом океанах.

Байкало-Становой сейсмический пояс, протягивающийся от оз. Байкал к Охотскому морю, включает собственно Байкальскую рифтовую систему и расположенную восточнее Олёкмо-Становую сейсмическую зону.

Арктико-Азиатский сейсмический пояс по особенностям напряженного состояния земной коры и характеру разрывных нарушений подразделяется на Лаптевоморскую, Хараулахскую сейсмотектонические зоны и зону горной системы Черского. Рассмотрены морфокинематические характеристики активных разломов в сопоставлении с фокальными механизмами местных землетрясений. Исследованы области динамического влияния генеральных разрывов и, по данным тектонической трещиноватости, развитой в них, реконструировано позднекайнозойское поле тектонических напряжений. Установлена латеральная зональность в строении полей тектонических напряжений. Изучены сейсмогеологические связи между плотностями разломов, амплитудами неотектонических движений, градиентами вертикальных неотектонических движений, проявлениями гранитоидного магматизма, тепловым потоком, полем силы тяжести и проявлениями землетрясений. Описаны сейсмодислокации, развитые в установленных сейсмических поясах.

По комплексу геолого-геофизических данных рассмотрены сейсмотектонические особенности, прослежена модель современной геодинамики и оценена сейсмическая опасность структур и блоков, выделенных в пределах отдельных сейсмотектонических зон.

Монография рассчитана на специалистов, занимающихся проблемами сейсмогеологии, неотектоники и тектонофизики и может быть использована в качестве учебного пособия при подготовке студентов геологических дисциплин вузов, специализирующихся в области сейсмологии и геодинамики.

Табл. 15. Ил. 138. Библ. 496 назв.

**Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-78173).**

Рецензенты:

д.г.-м.н. К.И.Микуленко, д.г.-м.н. И.И.Колодезников

*На 1-й странице обложки:* сеймогенные трещины растяжения района Булуных землетрясений 1928 г. с  $M > 7.0$ .

*На 4-й странице обложки:* карта эпицентров землетрясений Якутии (кружки красного цвета с размерами соответствующими величине магнитуд), черно-белые кружки – фокальные механизмы очагов землетрясений с черными секторами – квадрантами растяжения, и белыми секторами – квадрантами сжатия. Желтые линии – предполагаемые границы литосферных плит – EU – Евразийской плиты, NA – Северо-Американской плиты, AM – Амурской плиты, BE – Беринговоморского блока, зеленые стрелки – направления векторов смещения плит.

ББК 26.3

ISBN 5-89118-166-5

© В.С.Имаев, Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин, 2000

© ГЕОС, 2000

## Глава 2

### Хараулахская сейсмотектоническая зона

#### 2.1. Геолого-структурный очерк

В Хараулахской сейсмотектонической зоне развиты отложения широкого возрастного диапазона: от верхнепротерозойских до кайнозойских включительно. Для домеловых образований, участвующих в строении складчатого сооружения, намечается ряд структурно-формационных зон, различающихся возрастом, составом и характером дислокации слагающих их отложений. К ним относятся Западная (хребет Туора-Сис, правобережье Лены), Центральная (Хараулахский хребет), Восточная (Приморский кряж, междуречье Хараулаха и Куолая) и Северная (северная часть горного сооружения между Леной и Быковской протокой) зоны. Их расположение приведено на рис. 2.1.

В тектоническом отношении Хараулахская сейсмотектоническая зона является северным сегментом Верхояно-Колымской коллизионной орогенной области, испытавшей главную фазу складчатости в раннем мелу [Парфенов Л.М., 1984]. Ее заложение в рифее на переработанном крае Сибирской платформы и длительная эволюция в качестве обширной пассивной континентальной окраины, аккумуляровавшей мощную многокилометровую призму осадков, наложили вполне определенный отпечаток на структуру и характер наблюдаемых дислокаций.

Вслед за складчатостью, в начале кайнозоя рассматриваемая территория вновь была вовлечена в интенсивные тектонические процессы. События кайнозойской истории связаны с взаимодействием Северо-Американской и Евразийской литосферных плит на северо-востоке Азии вдоль границы, проходящей через северные отроги Верхоянского хребта. Важнейшим следствием этого взаимодействия явился рифтогенез на продолжении спредингового хребта Гаккеля, приведший к частичной деструкции континентальной коры на обширных площадях, в том числе, – и в Северном Верхоянье [Грачев и др., 1976].

В структуре района выделяется два элемента первого порядка (мегакомплекса), соответствующие главным этапам тектонической эволюции: докембрийско-мезозойский и кайнозойский (рис. 2.2).

Докембрийско-мезозойский мегакомплекс был сформирован на этапе эволюции района в качестве части пассивной окраины Сибирского палеоконти-

нента, завершившегося складчатостью и деформацией образования мегакомплекса в раннем мелу.

Здесь выделяются три структурно-формационные зоны (СФЗ), характеризующиеся собственной последовательностью отложений, стилем дислокаций и отделенными друг от друга протяженными разломами.

**Западная зона;** в ее пределах развиты главным образом два вещественных комплекса: среднерифейско-кембрийский и пермско-нижнемеловой. Первый в палеотектоническом аспекте отвечает наиболее ранней фазе деструкции континентальной коры Палеосибири и заложения пассивной окраины. Эти события привели к накоплению в мелководном бассейне мощных (2000–2500 м) толщ карбонатных пород, переслаивающихся с продуктами синрифтового магматизма: щелочными базальтами, диабазами и туфами.

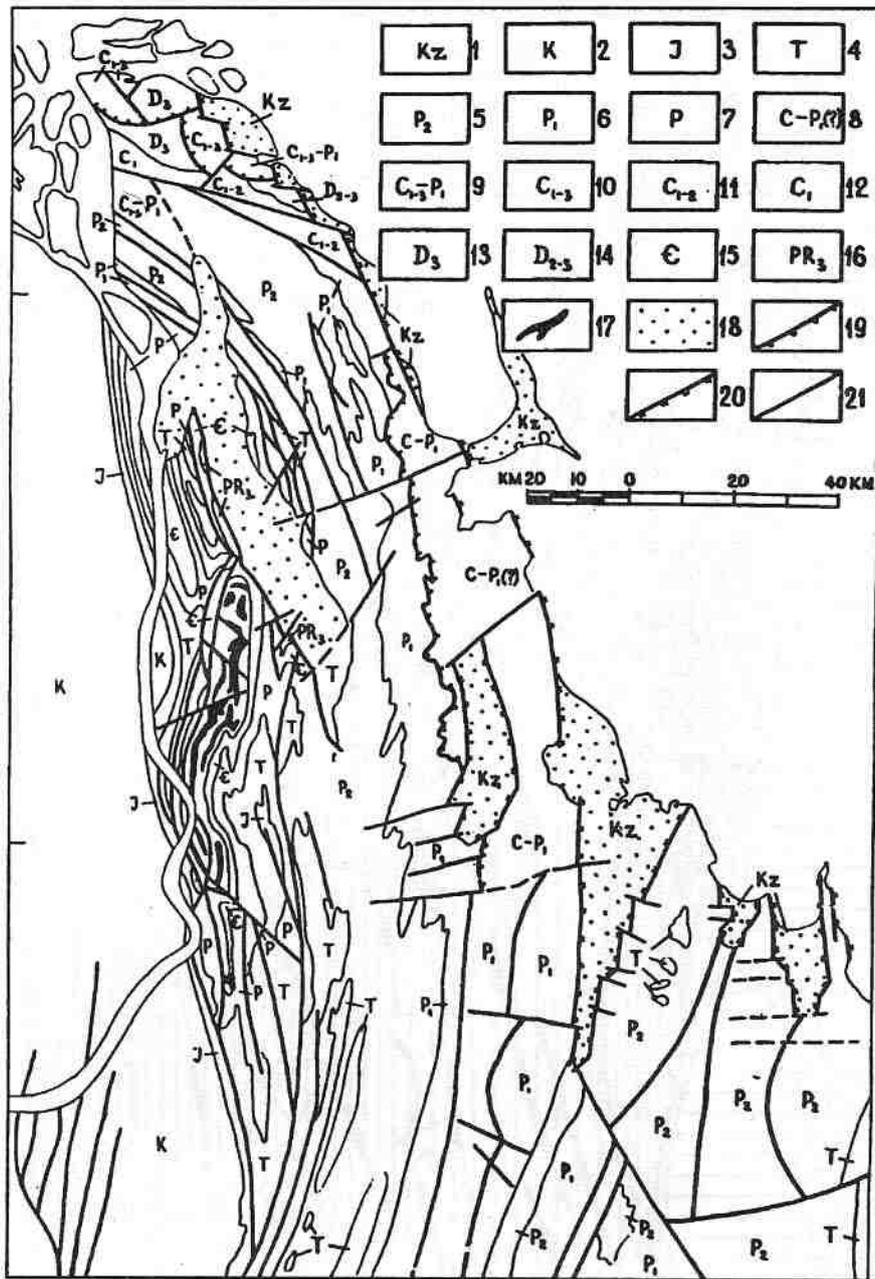
Второй комплекс образовался на зрелой стадии развития пассивной окраины (пермь – нижний мел) и представлен мелководными фациями верхоянского терригенного комплекса.

В Западной зоне отложения силура, ордовика и практически всего девона отсутствуют, что может быть связано с вовлечением этой территории в девонское время в синрифтовое сводообразование.

Отложения Западной зоны дислоцированы в две крупные антиклинали: Чекуровскую и Булкурскую, в ядрах которых обнажаются полого залегающие слои верхнего протерозоя. Их западные крылья переходят в крутую (40–60°) моноклиаль, образованную мезозойскими слоями, которая является бортом Предверхоянского краевого прогиба.

С востока с антиклиналями сопряжены более сжатые синклинали, выполненные пермско-нижнемеловыми отложениями. На их восточные крылья по крутым надвигам взброшены кембрийские известняки (северная часть хребта Туора-Сис) и образования Центральной зоны. Крупные надвиги характерны также и для западного крыла Чекуровской антиклинали – по ним рифейско-кембрийские толщи надвинуты, местами полого, на пермь и триас.

**Северная зона** также включает два комплекса отложений: среднедевонско-турнейский и залегающий на нем нижнекаменноугольно-нижнепермский. В нижнем, имеющем в целом карбонатный состав, на уровне верхнего девона развиты покровы



**Рис. 2.1.** Геологическая карта Северного Верхоянья. Составлена С.С. Драчевым по материалам Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (лист Р – (50)-52; Тикси)

1 – кайнозойская группа, нерасчлененная (глины, песчаники, пески, конгломераты, прослои углей). 2–4 – мезозойская группа: 2 – меловая система (песчаники, алевролиты, прослои углей); 3 – юрская система (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 4 – триасовая система (аргиллиты, алевролиты, песчаники). 5–15 – палеозойская группа: 5–7 – пермская система: 5 – верхний отдел (песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы конгломератов), 6 – нижний отдел (аргиллиты, алевролиты, песчаники), 7 – верхний и нижний отделы, нерасчлененные (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 8 – каменноугольная система – нижний отдел пермской системы (условно), нерасчлененный (аргиллиты, алевролиты, реже песчаники); 9 – каменноугольная система, нижний, средний и верхний отделы – пермская система, нижний отдел, объединенные (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 10–12 – каменноугольная система: 10 – нижний, средний и верхний отделы (аргиллиты, алевролиты, песчаники), 11 – нижний и средний отделы (аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки, известняки), 12 – нижний отдел тураейский ярус (известняки); 13, 14 – девонская система: 13 – верхний отдел (известняки, щелочные базальты и трахибазальты), 14 – средний и верхний отделы, объединенные (известняки, щелочные базальты, трахибазальты); 15 – кембрийская система, нижний, средний и верхний отделы, объединенные (известняки, мергели, трахибазальты); 16 – верхнепротерозойская группа, средневерхнерифейские и вендские системы, объединенные (известняки, доломиты, трахибазальты, туфы основного состава); 17 – позднепротерозойско-раннепалеозойские субвулканические тела диабазов, габбро-диабазов, базальтов; 18 – позднекайнозойские (четвертичные) аллювиальные образования; 19–21 – разрывные нарушения: 19 – пологие надвиги, 20 – сбросы, 21 – крутые сбросы, надвиги и сдвиги



**Рис. 2.2.** Тектоническая схема Верхоянья. Составлена С.С.Драчевым с использованием материалов В.Е.Абеля, В.С.Андреева, Р.А.Биджиева, Н.И.Гочиной

1–7 – докембрийско-мезозойский мегакомплекс: 1, 2 – Западная структурно-формационная зона (1 – среднерифейско-кембрийский вулканогенно-карбонатный комплекс ( $R_2-t$ ), 2 – прибрежно-морские фации верхоянского терригенного комплекса (P-K), 3, 4 – Северная структурно-формационная зона (3 – среднедевонско-нижнекаменноугольный (C) вулканогенно-карбонатный комплекс, 4 – относительно глубоководные фации удаленного шельфа верхоянского терригенного комплекса (C-P), 5 – Центральная структурно-формационная зона, относительно мелководные шельфовые фации верхоянского терригенного комплекса (C-T), 6, 7 – Восточная структурно-формационная зона (глубоководные фации верхоянского терригенного комплекса (6 – дистальные турбидиты и контуриты Севастьяновского шарьяжа (C-P), 7 – турбидиты и подводно-оползневые образования (P-T); 8 – меловые отложения Верхоянского краевого прогиба; 9 – кайнозойский мегакомплекс: терригенно-угленосные образования P, заполняющие грабены, разломные швы на границе структурно-формационных зон; 10 – сдвиги; 11 – крутые надвиги и взбросы; 12 – фронт Севастьяновского шарьяжа; 13, 14 – разрывные нарушения внутри структурно-формационных зон; 13 – взбросы, надвиги, 14 – прочие нарушения; 15 – оси крупных складок

Цифрами в кружках обозначены: 1 – Чекуровская антиклиналь, 2 – Булкурская антиклиналь, 3–7 – кайнозойские грабены: 3 – Кенгдейский 4 – Быковской протоки, 5 – Согинский, 6 – Кунчинский, 7 – Хараулахский

щелочных базальтов и трахибазальтов, которые фиксируют позднюю фазу рифтогенеза в истории Верхоянской пассивной окраины.

Вышележащие толщи соответствуют низам верхоянского комплекса и предствлены относительно глубоководными фациями, которые по литологическим признакам могут быть сопоставлены с обстановкой удаленного шельфа. Верхние горизонты верхоянского комплекса в данной зоне, по-видимому, уничтожены в эпоху поздне меловой раннекайнозойской денудации.

Структура Северной зоны образована несколькими крупными надвиговыми чешуями, перемещенными в южном и юго-западном направлениях и разбитых синнадвиговыми сдвигами и крутыми взбросами соответственно, — юго-западного и субширотного простираний. Вдоль южной границы зоны протягивается сильно дислоцированная нижнекаменноугольная моноклинал, погружающаяся к северо-западу под надвиговые чешуи.

**Центральная зона** имеет долготное простирание приблизительно до Быковского полуострова, а затем разворачивается на северо-запад, становясь параллельной южному ограничению Северной СФЗ. Границей между ними является крупный прямолинейный разлом, отчетливо дешифрируемый на космоснимках и имеющий сдвиговую природу с преобладанием левобокковой компоненты.

Западным ограничением Северной зоны служит система зоны крутых надвигов и взбросов, косо секущей с юга на север осевую часть хребта Туорасис и уходящая далее в бассейны правых притоков р.Кенгдей, где она сложно разветвляется и состоит из серии крутых узких (клиновидных) чешуй, сложенных фрагментами триасового разреза.

В пределах Центральной зоны развиты только образования верхоянского комплекса от среднего карбона до среднего триаса включительно. В их составе преобладают относительно мелководные шельфовые фации, особенно на уровне верхней перми. Однако нижние горизонты разреза вдоль восточного фаса зоны имеют глубоководный характер и здесь преобладают турбидиты. Смена глубоководных отложений мелководными вверх по разрезу является характерной чертой верхоянского комплекса и объясняется разрастанием (проградацией) осадочной призмы пассивной окраины.

Степень дислоцированности отложений Центральной зоны довольно высокая. Слои повсеместно смяты в протяженные складки, осложненные субпараллельными осевым поверхностям надвигами и взбросами. Простирание дислокаций в целом соответствует простиранию зоны. Отмечается отчетливая асимметричность антиклиналей, обусловленная западным наклоном осевых поверхностей. Западная вергентность дислокаций характерна для Верхоянского складчатого сооружения и отражает общую тенденцию движения масс при деформациях в направлении жесткой платформы.

Складки долготного простирания повторно дислоцированы в условиях субмеридионально ориентированного сжатия, во многих местах зоны их шарнира изогнуты, а крылья осложнены открытыми складками субширотного простирания и также ориентированы взбросами. По-видимому, именно с этим этапом сжатия следует связывать разворот северной части Центральной зоны и южные надвиги Северной зоны.

В Восточной зоне развиты отложения приблизительно того же стратиграфического диапазона, что и в Центральной: от нижнекаменноугольных до средне триасовых, включительно. Выделение ее в качестве самостоятельной единицы обусловлено тем, что здесь почти весь разрез сложен весьма глубоководными фациями, отражающими обстановку подножия континентальной окраины. Лишь в верхней перми появляются горизонты грубообломочных образований оползневого происхождения, которые можно интерпретировать как фации континентального склона.

Нарастание степени глубоководности отложений при переходе от Центральной зоны к Восточной носит в целом плавный характер. Поэтому граница между ними проведена с некоторой долей условности. Исключение составляет ее отрезок между левыми притоками р.Кунги на юге и побережьем залива Неелова на севере. Здесь она совпадает с фронтальной частью Севастьяновского шарьяжа — одной из самых примечательных структур Северного Верхоянья [Парфенов, 1987].

Севастьяновский шарьяж сложен исключительно глубоководными отложениями карбона и нижней перми, среди которых преобладают дистальные турбидиты и контуриты. Весь этот комплекс перемещен (шарьирован) на мелководные отложения перми Центральной зоны. Исходя из существенных фациальных отличий нижнепермских пород по обе стороны от фронта шарьяжа, можно предположить, что амплитуда его перемещения должна составлять десятки километров.

Подшола шарьяжа, как это можно наблюдать на его фронте, не является четко локализованной поверхностью. Она состоит из серии тонких тектонических пластин, ограниченных субгоризонтальными срывами, маркированными кварц-литокластической брекчией. Яркой чертой внутренней структуры шарьяжа является повсеместное развитие пластинчатого кливажа, расслаивающего породу на тонкие параллельные пластинки. Кливаж простирается в северном и север-северо-западном направлении, он образовался одновременно с перемещением шарьяжа в первую фазу складчатости. Наложённые деформации второго этапа распознаются по изгибам кливажа в конические складки с широтно ориентированными шарнирами.

Стиль дислокаций в остальной части Восточной зоны определяется долготными складками и взбросами западной вергентности и мало чем отличается от Центральной зоны.

Кайнозойский мегакомплекс представлен в основном палеоцен-эоценовыми континентальными отложениями, залегающими с резким угловым несогласием в подошве на различных горизонтах дислоцированного докембрийско-мезозойского мегакомплекса. Они выполняют ряд субдолготно ориентированных впадин, наиболее известными из которых являются Кенгдейская, Кунгинская, Согинская, Быковской протоки. Их заложение в палеогене обусловлено наиболее ранней фазой рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хребта Гаккеля [Грачев, 1996].

В некоторых местах палеогеновые осадки смяты в складки и разбиты надвигами и взбросами. По данным М.Ф.Лобанова [1951] причиной этих дислокаций в грабене Сога является надвиг борта на его заполнение. Все эти факты указывают на проявление в кайнозое фазы сжатия. Результаты специальных структурных исследований, позволяют говорить о субширотной ориентировке оси сжатия, а рассмотрение данных по кайнозойским разрезам сопредельных территорий приводит к выводу о среднемиоценовом возрасте данного события [Савостин, Драчев, 1988].

Следующим эпизодом кайнозойской истории района была фаза растяжения в плиоцен-четвертичное время. Молодые сбросы, смещающие неогеновую кору выветривания, известны вдоль побережья залива Буор-Хая. Ось растяжения была ориентирована в субширотном или северо-восточном направлении.

История развития шельфовой части моря Лаптевых, включая дельту р.Лена, п-ов Быковский, в четвертичное время резко отличается от истории развития Хараулахского района. Здесь широко проявились тектонические движения в основном сбросового характера, обусловившие блоковое строение этой территории. Это хорошо прослеживается по различному гипсометрическому положению позднечетвертичных и голоценовых осадков. По данным Р.О.Галабала [1980], в центральной части дельты р.Лена подошва голоценовых аллювиальных отложений прослеживается у современного уровня Трофимовской протоки, а в ее северо-восточной оконечности скважина, пробуренная до глубины 25 м, ее не достигла. В западной части дельты зырянско-сартанские слои смещены по разлому на 30 м. Формирование сбросовых структур в этом районе свидетельствует о фазе растяжения с осями предположительно субширотного и северо-восточного направлений.

Следует отметить, что восстановление ориентировки осей палеотектонических напряжений находится в удовлетворительном соответствии с направлением относительных перемещений Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, что подтверждает идею о связи новейшей активности района с их взаимодействием.

В столь динамичных условиях, в кайнозойское

время активными являлись разломы двух направлений. По субдолготным нарушениям отмечаются в основном сбросовые и взбросовые разновозрастные подвижки, тогда как субширотные обнаруживают более сложную кинематику с преобладанием разнонаправленной сдвиговой компоненты [Имаев, Козьмин, 1989].

## 2.2. Неотектоника

### 2.2.1. Районирование

В неотектоническом отношении Хараулахская сейсмотектоническая зона представляет обширное моноклиновое сводовое поднятие Северо-Верхоянского блока, ограниченное с запада и востока надвигами, и полностью соответствующее мезозойской структуре одноименного мегаантиклинория [Гусев, 1979]. О суммарной амплитуде, дифференцированности структуры можно судить по положению вершинной поверхности, испытавшей сводовое изгибание (рис. 2.3.). Максимальные амплитуды в центральной части свода достигают 2000 м и уменьшаются на его крыльях до 1000–1200 на востоке и 500 м на западе. Границы передовых хребтов западного фланга совпадают с четко выраженной в рельефе системой разломов надвиговой кинематики. В центральной части свода отмечены правосторонние перемещения. Яркой чертой рельефа Северо-Верхоянского блока является чередование субдолготных поднятий и понижений, совпадающих, в целом, с основными тектоническими элементами территории.

Поднятия представлены пологовершинными, реже островершинными кряжами: Туора-Сисским, Хараулахским, Приморским, Кунгинским и Найбинским. Понижения, разделяющие кряжи, также вытянуты в долготном направлении. Они заняты бассейнами наиболее крупных рек района: Кенгдея (между Хараулахским и Приморским кряжами), Хараулаха (между Приморским и Найбинским кряжем), Куолая.

В пределах Северо-Верхоянского блока были выделены три неотектонических района: Приленский, Верхоянский и Хараулахский.

Приленский район занимает небольшую по размерам площадь (360 км<sup>2</sup>), занятую эрозивно-аккумулятивной равниной, пологой наклоненной на запад в сторону русла р. Лены. Его восточным ограничением служит цепь передовых поднятий Верхоянского хребта. Здесь по линии контактирующего надвига отмечаются максимальные (до 600 м) высоты. Надвиг рассечен поперечными сдвигами, заложенными по прямолинейным долинам рек Бесюке, Нарысах, Джарджан, Нелон, которые придают фестончатый морфологический облик этой крупной системе разрывных нарушений.

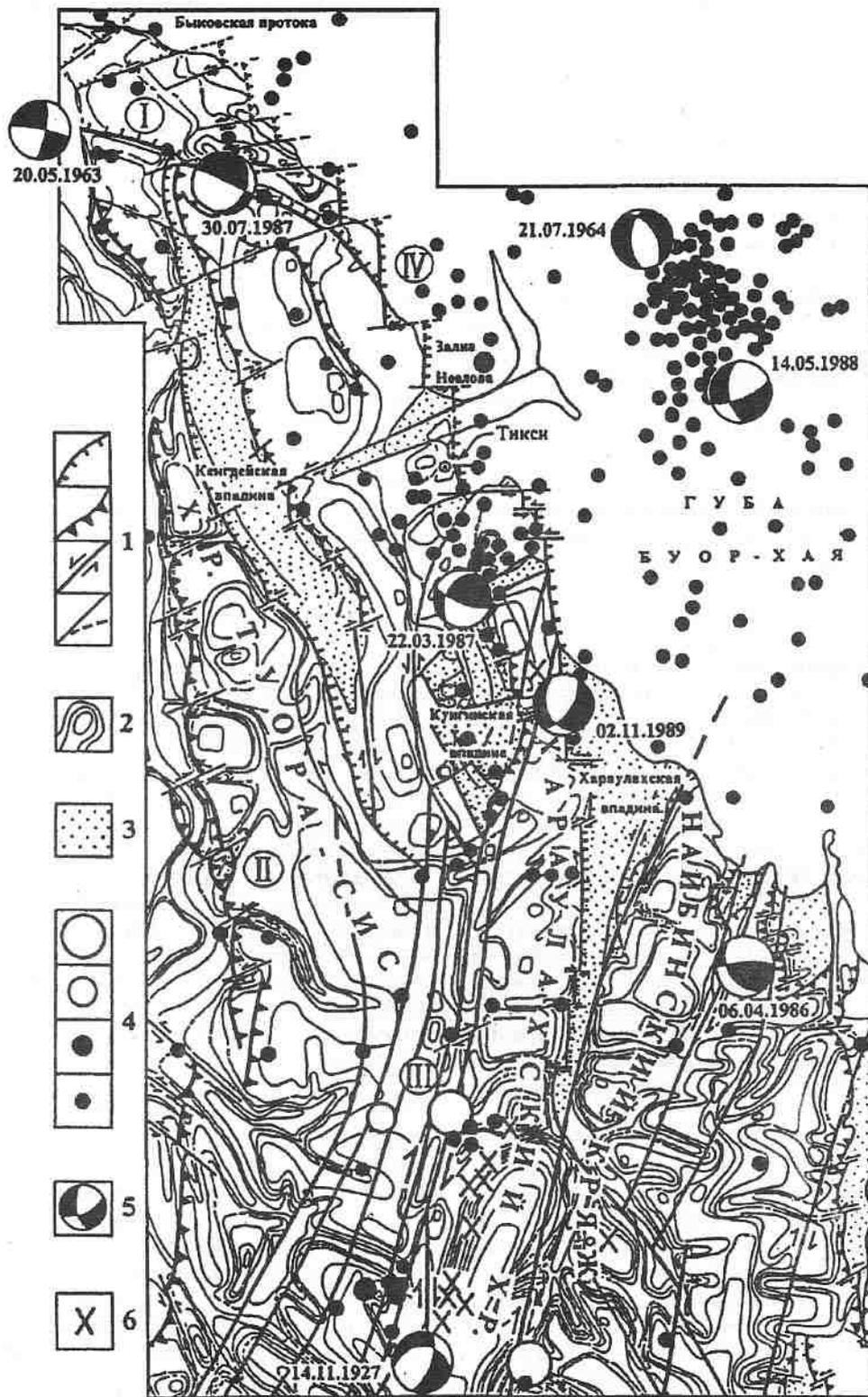


Рис. 2.3. Схема сейсотектоники Хараулахской зоны

1 – активные разломы: сбросы, надвиги, сдвиги и неустановленной природы, соответственно; 2 – морфоизогипсы; 3 – кайнозойские впадины; 4 – эпицентры землетрясений с магнитудой  $M > 6,8$ ;  $5,0 < M < 6,7$ ;  $4,9 < M < 4,0$ ;  $M < 3,9$ , соответственно; 5 – фокальные механизмы землетрясений, рядом проставлена дата их проявления (белое – положение областей сжатия, черное – растяжения); 6 – сейсмодислокации

Современный облик рельефа Приленской равнины predetermined широким распространением ледниковых и водно-ледниковых отложений, занимающих обширные водораздельные пространства и создавших здесь однотипную холмисто-западинную поверхность (абсолютные высоты 250–300 м), обрывающуюся крутым уступом в долины правых притоков р.Лены.

В рисовке изогипсобазит нашли свое отражение линейные гряды конечно-моренных валов, пространственно указывающие на двустадийность оледенения этого района. Вдоль подножия Верхоянского хребта зафиксированы серповидные валы конечных морен хорошей сохранности (вторая стадия оледенения), сливающиеся в гряды протяженностью в первые сотни километров. Второй фронт флювиогляциальных отложений (первая, максимальная, стадия оледенения) удален от гор к западу на 50–60 км. Конечно-моренные валы рассечены поперечными долинами и значительно эродированы.

Наряду с конечно-моренными образованиями, на поверхности Приленской равнины наблюдаются изолированные плосковершинные и пологосклонные моренные холмы, с отходящими от них шлейфами флювиогляциальных образований.

Другой генетический тип рельефа представлен небольшими участками скульптурно-денудационной равнины, протягивающейся узкой прерывистой полосой вдоль предгорий.

Характерной особенностью рельефа Приленской равнины является сильная заболоченность и озерность на участках, прилегающих к долине р.Лены. Генетически озера подразделяются на три группы: старичные, термокарстовые и остаточноледниковые.

Гидрографическая сеть эрозионно-аккумулятивной равнины принадлежит бассейнам средних и нижних течений правых притоков р.Лены. Главными ее отличиями является разветвленность и субширотное направление стока (вкостростириания геологических структур) по линиям разломов сдвиговой кинематики, осложняющих центральный фронт надвига.

В предгорной части Приленского района реки принадлежат к водотокам горного типа и характеризуются невыработанностью продольного профиля, быстрым течением, многочисленными перекадами и порогами. В пределах западной низменной части уклоны русел рек уменьшаются и появляются меандры. Крупные реки района слаботеррасированы, низкие террасы имеют площадное распространение лишь в низовьях. Склоны долин крутые, переходящие в водораздельные пространства. Относительное превышения водоразделов над руслами рек 100–150 м.

**Верхоянский район** ограничен с севера дельтой р.Лены, с востока – западными отрогами Хараулахского хребта, южная граница условно проводится по 69° с.ш. Помимо Верхоянского хребта, внутри

района выделяется несколько небольших горных сооружений и кряжей, вытянутых в северо- и северо-западном направлениях, совпадающих с простиранием основных складчатых структур. Наиболее значительными из них являются Приморский кряж и хребет Туора-Сис, имеющие однотипную структурно-тектоническую позицию.

На крайнем западе района, вдоль р.Лены, на расстоянии 150 км тянется хребет Туора-Сис, отделенный от хребта Хараулах и Приморского кряжа Кенгдейской впадиной. Тектоническими ограничениями этой структуры с запада и севера являются разломы надвиговой кинематики. Для рельефа хребта Туора-Сис (абсолютные высоты 600–1000 м) характерны столовые вершины, образованные в результате денудационной препарировки диабазовых силлов, секущих в разных направлениях осадочные толщи палеозоя. Склоны скалистые, с крупноглыбовыми осыпями и курумами. Для отдельных участков хребта, где на поверхность выходят известняки, характерен куэстовый рельеф (гора Сокуйдах-Хаята).

В целом, для денудационно-тектонического рельефа района характерны абсолютные высоты: на севере 400–600 м с увеличением к югу до 1000 м. На водоразделах часто встречаются нагорные террасы шириной до 100 м при высоте уступов 10–12 м.

Заложение речной сети района во многом predetermined тектоникой. Мелкие реки, стекающие с хребтов, прямолинейны, имеют небольшую длину и V-образные долины. Главные речные долины широкие, хорошо разработанные с ящикообразным поперечным профилем.

**Хараулахский район** занимает центральную и восточную части Северо-Верхоянского неотектонического блока. Орографически он представлен системой хребтов, не имеющих четких границ, поэтому их выделение носит условный характер. Осевая часть этой горной системы имеет субдолготное простирание. Рельеф здесь характеризуется глубоким (до 1000 м) и массивным расчленением. Над гребневидными водоразделами возвышаются острые пикообразные вершины. Склоны гор крутые, ровные или вогнутые, подножия их покрыты мощными осыпями. Глубоковрезанные крутосклонные речные долины, скалистые утесы, кары, современные ледники и снежники придают горной стране альпинотипный облик.

Иной вид рельефа характерен для западного и восточного склонов Хараулахского хребта. Здесь развиты эрозионно-тектонические и денудационные плоскогорья (абс. выс. до 1500 м) с широким развитием реликтов древних выровненных поверхностей.

Степень расчленения древней поверхности выравнивания находится в прямой зависимости от ее гипсометрических движений. По осевой части горной системы, где величина поднятий была максимальной, а также на западном склоне, где сказыва-

ется низкое положение основного базиса эрозии – р.Лены, происходило наиболее интенсивное расчленение этой поверхности, в ряде мест приведшее к ее полному разрушению.

Речная сеть рассматриваемого района густая. Продольный профиль рек не выработан, в их руслах наблюдаются многочисленные пороги и пороги, для боковых притоков характерны водопады. Все речные долины Хараулахского района сохранили следы ледниковой деятельности в виде моренных отложений, размытых днищ древних ледниковых долин и плеч трогов.

Наблюдается отчетливая корреляция между длинами русел (долин) водотоков, текущих в пределах поднятий, и их ориентировкой. Так, долины северо-восточного простирания обладают максимальной протяженностью (десятки километров), а водотоки субмеридионального простирания самые короткие (первые километры). Эта закономерность обусловлена тем, что первые наследуют зоны дробления крупных разрывных нарушений, активных в новейшее время, тогда как вторые контролируются глинистыми горизонтами, легко поддающимися эрозии.

Своеобразным аккумулятивным типом рельефа характеризуются отрицательные структуры районов – Кенгдейская, Кунгинская, Хараулахская и Няйбинская впадины. Перечисленные депрессии имеют субдолготное простирание с V-образной, суживающейся к югу формой. Кенгдейская и Кунгинская впадины с запада ограничены сбросо-сдвигами, а с востока – разломами надвиговой кинематики. Няйбинская и Куолайская впадины обрамляются разломами противоположной кинематики, при этом Хараулахская депрессия служит как бы центром симметрии.

Внутренняя плоская поверхность впадин занята широкими речными долинами ящикообразной формы одноименных рек. Для их рельефа характерна медальонная тундра и кочкарник с немногочисленными булгуньями высотой до 30 м. Отмечаются аккумулятивные и цокольные террасы высотой 2–15 м. У подножия склонов обрамляющих поднятий располагаются конусы пролювиальных шлейфов.

Денудационно-тектонический тип рельефа характерен для Кунгинского и Няйбинского краев, окаймляющих надвиговыми линиями одноименные впадины с востока.

На северо-восточной окраине Хараулахского района вдоль побережья узкой полосой выделяется аккумулятивная равнина, имеющая общий небольшой уклон в сторону моря. Здесь преобладают плоские поверхности с обилием термокарстовых озер, осложненные наличием булгуньяхов и байджарохов.

В истории становления рельефа Северного Верхоянья выделяются три стадии [Кириченко, 1988]. Начальная (эоцен – ранний олигоцен) характеризо-

валась ростом денудационных поднятий на юге территории (Орулганский хребет). За пределами медленно растущих поднятий накапливались коры выветривания и глинисто-углистые толщи, заполнившие грабены. Во вторую – главную – стадию (поздний олигоцен – ранний плейстоцен) в основном оформились главные черты современного рельефа. В это время происходит формирование большей части линейных поднятий, которые приобретают все более выраженную форму. Лишь на севере территории в это время существовала эрозионно-денудационная равнина. На заключительной стадии (средний плейстоцен – голоцен). Верхоянское горное сооружение вовлекается в новую фазу поднятия, которое охватывает все его участки. Морфологически обособляются современные кряжи и понижения. В поднятие вовлекаются и продольные впадины, что приводит к изменению базисов эрозии и перестройке речной сети. Образуются речные долины, секущие горные гряды, и речная сеть приобретает современный вид.

### 2.2.2. Градиенты скоростей новейших вертикальных тектонических движений

Исходя из принятого нами возраста современного рельефа (10–12 млн лет) и на основе анализа морфоизотий вершинной поверхности (см. рис. 2.3) были рассчитаны значения градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений [Рейснер, 1980]. Они объединены в четыре класса, при этом величина градиента соответственно изменялась от  $0,5 \cdot 10^{-8} / \text{год}^{-1}$  до  $\leq 0,1 \cdot 10^{-8} / \text{год}^{-1}$ .

В соответствии с рисовкой изоград вся территория оказалась разделена на области максимальных ( $>0,5$ ), высоких (0,4), средних (0,2–0,3), низких ( $<0,1$ ) значений градиента.

В соответствии с неотектоническим районированием рассмотрим пространственное распределение полей градиентов скоростей и проведем качественную корреляцию их значений с сейсмичностью.

Северо-Верхоянский неотектонический блок характеризуется мозаичным строением градиентного поля, отличительными чертами которого являются:

- отчетливое отражение в его рисунке простирания основных структурно-тектонических элементов;
- преобладание линейных и площадных зон максимальных значений градиента ( $>0,5$ ), совпадающих с областями высокоамплитудных неотектонических поднятий;
- локальное изометричное распространение поля минимальных величин градиента ( $<0,1$ ) на участках

<sup>1</sup> Далее в тексте значения градиентов новейших вертикальных тектонических движений будет даваться без его постоянного множителя  $10^{-8} \text{ год}^{-1}$ .

выровненных поверхностей в центральной части горного массива на границе Верхоянского и Хараулахского районов;

– локальное изометричное распространение поля минимальных величин градиента ( $<0,1$ ) на участках выровненных поверхностей в центральной части горного массива на границе Верхоянского и Хараулахского районов;

– наличие градиентных ступеней, отражающих контакт впадина – поднятие или зоны крупных граничных – внутриблоковых разрывных нарушений.

Рассмотрим пространственное распределение поля градиентов скоростей по районам.

Изоградами линейной формы средних ( $0,2-0,3$ ) и низких значений градиента ( $<0,1$ ) отчетливо обособляются Предверхоянский прогиб, орографически выраженный Приленской равниной. На востоке он граничит по зоне максимальных величин градиента ( $>0,5$ ), с передовыми цепями Верхоянской горной системы.

Северо-западная часть Верхоянского района (хребет Туора-Сис) отличается однородным линейным полем максимальных значений градиента ( $>0,5$ ) субдолготного простирания. На юго-востоке оно плавно сочленяется с Хараулахским массивом аналогичных величин градиента.

В центральной части южного окончания Кенгдейской впадины находится изолированное изометричное поле низких ( $<0,1$ ) и средних ( $0,2-0,3$ ) значений градиента. Оно приурочено к безымянному горному массиву, расположенному на границе Верхоянского и Хараулахского районов, где выровненная поверхность имеет площадное распространение.

Крайний северный фланг района (Приморский кряж) отчетливо выражен в рисунке градиентного поля дугообразной зоной субширотного простирания с линейным чередованием узких полос (шириной  $5-10$  км) максимальных ( $>0,5$ ), высоких ( $0,4$ ) и средних ( $0,2-0,3$ ) значений градиента, отражающих зону динамического влияния Приморской системы разломов.

Градиентное поле Хараулахского района имеет более сложное строение. Зоны динамического влияния Хараулахского, Элидэпского и Богучанского разломов расположены в областях максимальных значений градиента ( $>0,5$ ), которые в виде линейных протяженных полос субдолготного и субширотного простираний продолжают к югу в качестве единого массива аналогичных величин градиента.

Более низкими значениями ( $0,2-0,3$ ) характеризуется сопочный массив, расположенный на широте Хорогора между восточным бортом Кенгдейской впадины и побережьем. К югу от него величины градиента увеличиваются и достигают значений  $0,4$ .

Крупные отрицательные неотектонические структуры, представленные Хараулахской и Куо-

лайской впадинами, оконтурены градиентной степенью, а внутри выражены зонами средних ( $0,2-0,3$ ) значений. Кенгдейская и Кунгинская структуры не нашли свое отображение в рисунке градиентного поля и расположены в основном в области высоких величин ( $0,4$ ).

Качественное сравнение значений градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений и плотности эпицентров землетрясений проведено для Хараулахского и северной части Верхоянского районов, имеющих представительные исходные данные. Совместный анализ однозначно показал, что области, характеризующиеся повышенной сейсмической активностью (плотность эпицентров  $3-10$ ) приурочены к градиентной ступени (интервал  $> 0,5$  до  $0,2-0,3$ ).

Таким образом, к участкам наибольшей активизации за неотектонический этап относятся: диагональная перемычка (зона растяжения) Хараулахской системы разломов, южный борт Кунгинской впадины, район мыса Косистого и западный фланг Приморской разрывной системы.

Количественная оценка неотектонических движений может быть дана не только в виде градиентов скоростей, но и в абсолютных цифрах. Полученные характеристики скоростей поднятий отражают общую тенденцию геологического развития территории, выраженного в унаследованности ее на протяжении верхнеплейстоцен-голоценового времени.

За реперные уровни принимаются поверхности (осадки), сформированные в каргинское, сартанское и раннеголоценовое время.

В пределах Северного Верхоянья отдельные морфоструктуры за этот период развивались неоднородно. Наиболее интенсивно воздымался Верхоянский район (хребет Туора-Сис). Здесь высота первой надпойменной (нижнеголоценовой) террасы составляет  $18-25$  м над современной поймой р.Лены, что определяет скорость поднятия в  $1,8-2,5$  мм/год.

На западной окраине Хараулахского района интенсивность поднятия резко уменьшается. В долине р.Кенгдей в каргинское время был сформирован уровень  $15$ -метровой террасы. Учитывая, что сартанская терраса является вложенной (врезание водотока к этому времени достигло уровня, близкого к современному) скорость врезания (поднятия) составляла около  $0,6$  мм/год. Близка к этой величине скорость ( $0,4$  мм/год) поднятия этого участка в голоцене. За это время река врезалась на  $4$  м от поверхности аккумулятивной террасы сартанского возраста.

В северной части Хараулахского района в долинах рек Севастьян, Хорогор, Сого и других широко развита, как указывалось выше, денудационно-аккумулятивная поверхность каргинского возраста, врез современной гидросети в которую достигает  $10-12$  м. Поэтому скорость поднятия за этот период составляет  $0,4-0,5$  мм/год.

В голоцен поднятие этой территории происходило с аналогичной скоростью – 0,4–0,5 мм/год. Максимальная высота первой надпойменной террасы составляет 3–5 м.

В отличие от воздымающихся Верхоянского и Хараулахского районов, шельфовая часть моря Лаптевых, в частности дельта р. Лены, испытывала погружение со скоростью около 3 мм/год. Об этом свидетельствует различное гипсометрическое положение подошвы нижнеголоценовых осадков. В вершине дельты низы этих отложений залегают на уровне русла р. Лена, а на ее северо-восточной окраине погружены на глубину более 30 м под современным уровнем моря.

### 2.2.3. Современные движения

К современным обычно относят движения земной коры, происходящие в настоящее время, точнее в пределах последних нескольких сотен лет [Никонов, 1987].

Значения скоростей современных вертикальных движений, определенных в результате нивелирных наблюдений Якутским аэрогеодезическим предприятием, отражены на карте масштаба 1:2 500 000 [Бочаров и др., 1982; Структура и эволюция..., 1985]. Западное побережье губы Буор-Хая характеризуется медленным опусканием (скорость движения до -3 мм/год). К западу от губы фиксируется слабое воздымание территории со скоростью +2 – +3 мм/год, что проявляется континентальной части в виде образования узких долин вдоль морского побережья, а также узких каньонообразных молодых нетеррасированных долин рек и ручьев. При этом скорость поднятий отдельных локальных участков достигает +10 мм/год.

Несколько иные выводы следуют из анализа современных движений земной коры, выполненного Якутским аэрогеодезическим предприятием (ЯАГП ГУГК СМ СССР) в 1990 г. (Краткий отчет по определению деформаций земной поверхности на основе повторных циклов геодезических измерений, выполненных на объекте "Тиксинская АТЭЦ"). На основе многократных нивелирных измерений высот (циклы наблюдений 1950–1989 гг.) на район Тикси радиусом 100 км была составлена карта фоновых скоростей современных вертикальных движений земной коры масштаба 1:200 000.

Анализ этой карты отражает следующие особенности проявления скорости современных движений: центральная часть территории в настоящее время опускается с небольшими скоростями до -6,5 мм/год при средней -2,5 мм/год. На самом севере опускание сменяется поднятием со скоростями до +2 мм/год. Зона поднятия отмечена на мысе Косистом со скоростью до +3,5 мм/год. Прослеживается также небольшое опускание западного побережья губы Буор-Хая со скоростями до -3 мм/год.

По анализу вертикальных смещений на отдельных профилях фиксируется зависимость амплитуд смещений от длительности временного интервала. Эта зависимость подтверждает общеизвестный вывод: чем продолжительнее интервал времени между моментами наблюдений, тем меньше размах вертикальных движений. Максимальная скорость вертикальных движений в интервале 1969–1987 гг. составляет +12 мм/год – на севере района. На мысе Косистом между 1986 и 1987 г. произошла смена направленности вертикальных движений с +3 мм/год до -6 мм/год.

Данные о горизонтальных движениях, полученных ЯАГП ГУГК СМ СССР, свидетельствуют о том, что их скорость может достигать здесь 15 мм/год. Причем относительно большая активность наблюдается на юго-востоке, в районе мыса Косистого, а также на северо-западе, в районе р. Барылах. На западе прослеживается длительное одностороннее действие сил, влияющих на горизонтальные деформации (в течение 20 лет), на остальных участках силы не проявляются, возможно, из-за малого числа пунктов, не совсем удачного их расположения и недостаточной продолжительности изучения.

Для более детальной характеристики горизонтальных деформаций по векторам 1989–1988 гг. построены схемы сдвиговой компоненты и дилатации. По схеме сдвиговой компоненты горизонтальной деформации можно определить, что генеральное действие сил, влияющих на деформацию данного района, происходит по направлению восток-юго-восток–запад-северо-запад. Скорость накопления деформации сдвигового типа равна  $2 \cdot 10^{-1}$  единицы в год, и с 1968 г. произошло ее накопление равное  $46 \cdot 10^{-1}$  единиц.

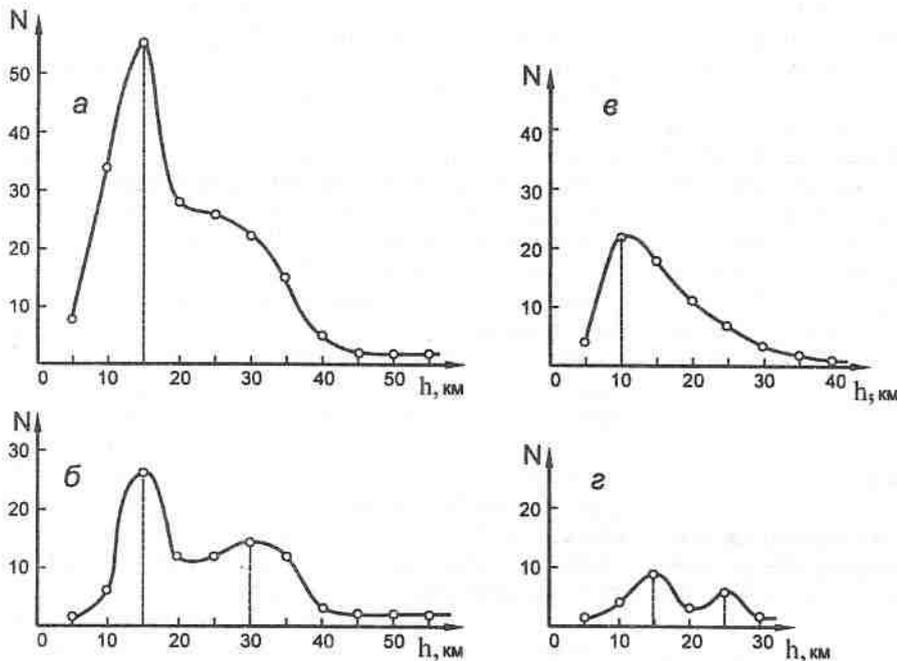
Таким образом, исследования современных движений земной коры выявили в изучаемом районе как горизонтальные, со скоростями до +15 мм/год, так и вертикальные, от -6,5 мм/год до +3,5 мм/год, смещения. Движения земной поверхности, характеризующиеся по геодезическим измерениям, соответствуют временному периоду с 1968 по 1989 г. Эти движения не являются стабильными во времени, а также в своем пространственном проявлении. Наиболее активными областями является южная (мыс Косистый) и северо-восточная части района. Действие сил, влияющих на деформацию района, проходит по направлению восток-северо-восток–запад-юго-запад.

### 2.3. Сейсмичность

Первые инструментальные данные о сейсмичности Северной Якутии относятся к 1909 г., когда мировой сетью сейсмических станций было зарегистрировано землетрясение в море Лаптевых вбли-

**Рис. 2.4.** Распределение землетрясений Северного Верхоянья по глубине

а – вся территория; б – Буорхайнская сейсмоактивная зона; в – Приморская зона; г – северный фланг Хараулахской зоны (южнее мыса Косистого) (N – число землетрясений)



зи дельты р.Лены с магнитудой  $M=6,8$  (рис. 1.1). В дальнейшем, за период 1914–1926 гг., этой системой наблюдений был зафиксирован еще ряд землетрясений с магнитудами  $M=5,5-6,0$  и эпицентрами в пределах моря Лаптевых.

Самые сильные землетрясения (Булунские) произошли в 1927–1928 гг. в районе Хараулахского хребта (Северное Верхоянье). Эпицентры пяти Булунских землетрясений с магнитудами  $M=5,8-6,8$  отмечены в 140–160 км к югу от пос.Тикси (см. рис. 2.3).

В районе исследований известны другие сильные Тит-Арынское землетрясение 1963 г. с  $M=5,0$ ; Быковское землетрясение 1964 г. с  $M=5,3$ . В 1980 г. здесь произошло два землетрясения: с  $M=5,7$  в Оленекском заливе моря Лаптевых и с  $M=4,0$  вблизи Тикси. Следующее ощутимое событие с  $M=4,5$  было отмечено в дельте р.Лены в 1986 г., последнее сильное местное землетрясение было зарегистрировано 1 марта 1991 г. с  $M=5,1$  в 105 км к северо-западу от Тикси.

Хараулахский сейсмоактивный район находится в пределах Арктико-Азиатского сейсмического пояса и располагается на его северо-западном фланге в зоне перехода от океанических структур хребта Гаккеля к континентальным образованиям сеймотектонической зоны хребта Черского.

Сопоставление местоположения очагов местных землетрясений с особенностями "живой" тектоники Хараулахской зоны показывает, что эпицентры землетрясений тяготеют главным образом к выявленным крупным системам разрывных нарушений (Хараулахской, Приморской, Буорхайнской и Западно-Верхоянской), подтверждая их активность в современное время. Название сейсмоактивных зон

приведено по аналогии с системами разломов. Следует отметить, что большая часть землетрясений данного района произошла в пределах земной коры на глубинах до 35 км (94% от общего числа определенной глубины) и лишь 6 % зафиксированы в интервале 36–55 км (рис. 2.4). При этом глубина наиболее часто происходящих местных событий соответствует 15 км.

Хараулахская сейсмоактивная зона обладает самым высоким сейсмическим потенциалом. Здесь на ее южном окончании произошло пять сильных землетрясений 1927–1928 гг. с  $M=5,8-6,8$ . В связи с удаленностью мировых станций параметры данных событий были определены с ошибкой +50 км. На основе обработки сейсмограмм самой близкой к эпицентрам станции "Иркутск" и сведений из каталогов того времени в лаборатории методологии сейсмических наблюдений ИФЗ АН СССР были пересмотрены параметры гипоцентров двух самых сильных Булунских землетрясений 1927 г., происшедших 14 и 15 ноября в 04 и 21 час по Гринвичу, с  $M=6,8$ . Расчеты показали, что их эпицентры расположены друг от друга на расстоянии не более 20–25 км. Глубина их возникновения соответствует  $21-22 \pm 10$  км. Сейсмограммные записи "Иркутска" указывают на то, что для всех пяти Булунских землетрясений разность времен пробега между волнами P и S изменялась от 3 мин 36,4 с до 3 мин 38 с. Этот факт подтверждает, что они практически произошли в одном месте.

Инструментальные наблюдения 1986–1989 гг. свидетельствуют, что Хараулахская система сдвиго-сбросов активна на всем своем протяжении. Цепочка очагов слабых землетрясений ( $K=7-10$ ) трассирует ее от места эпицентров Булунских земле-

трясений к Кунгинской впадине. В 1986 г. в районе Булунских событий отмечен подземный толчок средней силы ( $K=11$ ). Средняя глубина возникновения землетрясений Хараулахской зоны соответствует 15–25 км.

**Приморская сейсмоактивная зона** отчетливо следится широкой (30–40 км) полосой эпицентров от Оленекского залива моря Лаптевых до губы Буор-Хая вдоль Оленекской и Быковской проток устья р.Лены. Она территориально приурочена к зоне влияния Приморской системы сбросо-сдвигов. В ее пределах отмечены Оленекское 1980 г. с  $M=5,7$  и Тит-Арынское 1963 г. с  $M=5,0$  землетрясения, а также три сейсмических события с  $K=12$  и значительное число (более 50) подземных толчков с  $K=6-11$ . Землетрясения из этой зоны трижды за последние 10 лет ощущались в пос.Тикси с силой 2–4 балла. Гипоцентры землетрясений этой зоны располагаются на глубинах 5–40 км, а их средний интервал соответствует 10–15 км, которые встречаются примерно одинаково (22 и 18 определений, соответственно).

Особо следует отметить район сочленения Хараулахской и Приморской сейсмоактивных зон южнее мыса Косистого, расположенный вблизи пос.Тикси. Он несомненно характеризуется повышенным уровнем сейсмической активности. Здесь, вероятно, происходит структурная перестройка, т.е. выявлена система локальных северо-восточных сдвигов, секущих генеральные разломы названных зон. Их активность подтверждается сгущением слабых землетрясений с  $K=6-10$ .

**Буорхайнская сейсмоактивная зона** представлена скоплением эпицентров землетрясений, вытянутым с севера на юг примерно по центру губы Буор-Хая. Она имеет продолжение к северу и соединяется с сейсмической зоной срединно-океанического хребта Гаккеля. Отсутствие наблюдательной сети на островах шельфа моря Лаптевых не позволяет пока уверенно установить такую связь. Свое континентальное продолжение указанная зона, вероятно, имеет в направлении устья р.Омолой. Энергетический класс зарегистрированных подземных толчков составил  $K=5-11$ . Наиболее интенсивное Быковское землетрясение с  $M=5,3$  произошло здесь в 1964 г. Интересной особенностью местной сейсмичности является появление группы глубокофокусных моретрясений (10–55 км). Это может указывать на их мантийное происхождение.

**Западно-Верхоянская сейсмоактивная зона**, тяготеющая к одноименной системе надвигов, слабоактивна. В настоящее время здесь зарегистрировано несколько местных подземных толчков с  $K=8-11$ .

На основе сейсмостатистических данных о землетрясениях ( $K=7-16$ ), происшедших в 1914–1989 гг., а также сведений о известных крупных сейсмических событиях за 90 лет был составлен график повторяемости, нормированный по времени (рис. 2.5).

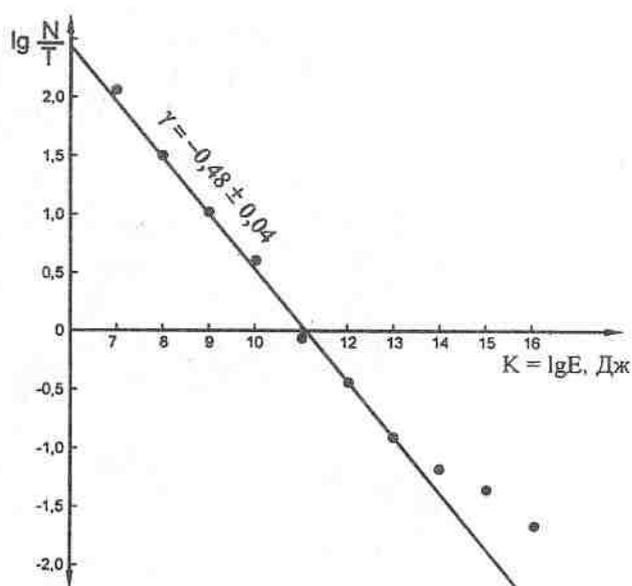


Рис. 2.5. График повторяемости землетрясений Северного Верхоянья

Его угловой коэффициент составил  $-0,48 \pm 0,4$  и сопоставим с таковыми для сейсмической зоны хр.Черского (0,45) и Олекмо-Станового сейсмического пояса на юге Якутии (0,47).

Расчеты средней повторяемости сильных землетрясений на территории исследуемого района (Тикси, радиус 300 км) показали, что здесь следует ожидать появления землетрясения 14-го энергетического класса каждые 25 лет, 15-го – каждые 75 лет, 16-го – через 225 лет и 17 – через 715 лет.

Напряженное состояние земной коры Хараулахской сейсмоактивной зоны исследовались на основе фокальных механизмов землетрясений, найденных по известной методике с использованием теории дислокаций [Балакина и др., 1972].

В общей сложности для исследуемой территории и прилегающих районов получены параметры только 11 механизмов, так что на каждую из выявленных сейсмоактивных зон приходится лишь 1–2, реже – 4 таких определения. Большинство из них показаны в виде сферограммы на рис. 2.6.

В целом, земная кора находится здесь под воздействием неоднородного поля тектонических напряжений. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различный азимут простираения и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это может свидетельствовать, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Несомненно, что Буорхайнская и граничащая с ней Приморская сейсмоактивные зоны находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простираения структур. На это указывают фокальные механизмы землетрясений 21.07.1964 г., 15.06.1986 г., 30.07.1987 г.,

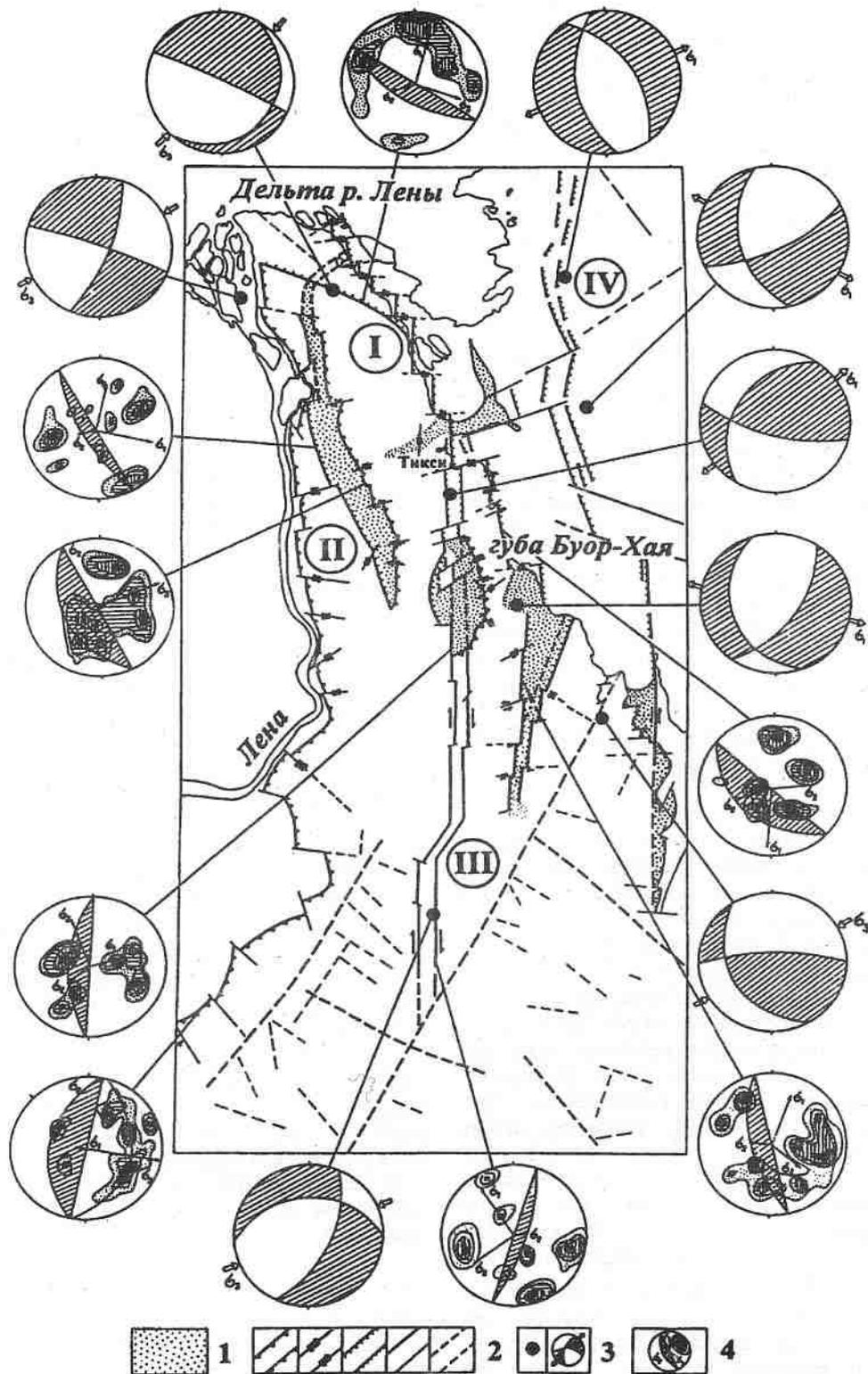


Рис. 2.6. Схема активных разломов Хараулахской зоны

1 – кайнозойские впадины; 2 – активные разломы, соответственно: надвиги, взбросы, сдвиги, сбросы, неустановленной кинематики и предполагаемые; 3 – фокальные механизмы очагов землетрясений с положением векторов сжатия ( $\sigma_2$ ) и растяжения ( $\sigma_1$ ); 4 – диаграммы трещиноватости горных пород с положением векторов главных осей напряжений и плоскости разлома. Системы разломов: Приморская (I), Западно-Верхоянская (II), Хараулахская (III), Буорхайнская (IV)

14.05.1988 г., где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго-сбросов и надвигов. Так, при землетрясениях 20.05.1963 г. и 22.03.1987 г. фиксируются сдвиги. Такие разломы, по данным натурных наблюдений, могут рассекать в субширотном (северо-восточном направлении) установленные здесь сбросы. Сдвиго-сбросы отмечены при Булунахских землетрясениях 1927–1928 гг. в Хараулахской сейсмоактивной зоне.

Если анализировать напряженное состояние земной коры с севера на юг, то можно обнаружить другой переход напряжений растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие (землетрясение 06.04.1986 г. в районе Найбы), где отмечены надвиговые подвижки. Еще юго-восточнее, в пределах сеймотектонической зоны хребта Черского наблюдается устойчивое поле тектонических напряжений сжатия, которое выдерживается от губы Буор-Хая моря Лаптевых до Камчатки, а в очагах землетрясений наблюдаются подвижки типа сдвигов, надвигов и взбросов [Козьмин, 1984].

Таким образом, разнообразие фокальных механизмов объясняет, почему в данном районе исследований наблюдается широкий спектр разрывных нарушений (сбросы, сдвиги, надвиги и их модификации). Нельзя не отметить также, что полученные сейсмологические данные удовлетворительно согласуются с материалами геолого-структурных наблюдений и аэрофотокосмодешифрирования, что наглядно показано на рис. 2.3 и 2.6.

Анализ напряженного состояния земной коры Хараулахского района показывает, что на севере Якутии существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединно-океанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северный конец Восточно-Тихоокеанского поднятия через разлом Сан-Андреас соединяется с системой срединно-океанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

## 2.4. Активные разломы и палеосейсмодислокации

*Основные системы дизъюнктивных нарушений.* Разрывные нарушения всегда играли существенную роль в формировании структур земной коры. Анализируя местоположение и кинематику

разломов, можно восстановить динамику процессов, протекавших в той или иной геологической обстановке, расшифровать особенности развития морфоструктур в пространстве и времени. Несомненно значимость дизъюнктивов и в сейсмогеологии, поскольку крупные разрывы чаще всего являются зонами разрядки упругих напряжений, где, как правило, происходят сильные землетрясения [Гзовский, 1975; Губин, 1987].

В данном разделе рассматриваются разломы, активные в позднем кайнозое, так как именно с ними связываются проявления сейсмичности территории.

На рис. 2.6 приведена схема активных разломов масштаба 1:500 000, где на исследуемой территории по совокупности имеющейся геолого-геофизической информации выявлены системы региональных и локальных разломов, активных в кайнозое. При этом их кинематика подтверждается диаграммами трещиноватости и фокальных механизмов.

По особенностям пространственного расположения, протяженности и кинематики все дизъюнктивные нарушения объединены в четыре основные группы: Приморская система сбросо-сдвигов, Западно-Верхоянская система надвигов, Хараулахская система сдвиго-сбросов и Буорханская система сбросов.

**Приморская система сбросо-сдвигов** (I, см. рис. 2.6) обособляется на крайнем севере территории. Наиболее значимым дизъюнктивом является Приморский сброс западного–северо-западного простирания с небольшой левосторонней сдвиговой компонентной. Он протягивается примерно на 50 км субпараллельно Быковской протоке от дельты р. Лены к заливу Неелова губы Буор-Хая. Его кинематика и ориентация плоскости сместителя подтверждается диаграммами трещиноватости и механизма очага землетрясения 30 июля 1987 г.

Далее к югу Приморский сброс вдоль западного побережья губы Буор-Хая продолжает серия субдолготных (север-северо-западного простирания) сбросов общей протяженностью 160 км, рассекаемых северо-восточными сдвигами. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины. Они выражены здесь причудливым обликом современного рельефа в виде характерных рубленых форм и резких уступов. Их рабочие плоскости устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевритах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых метров (рис. 2.7).

С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы. Таким примером может служить разлом, закартированный в береговых обнажениях 8–10-

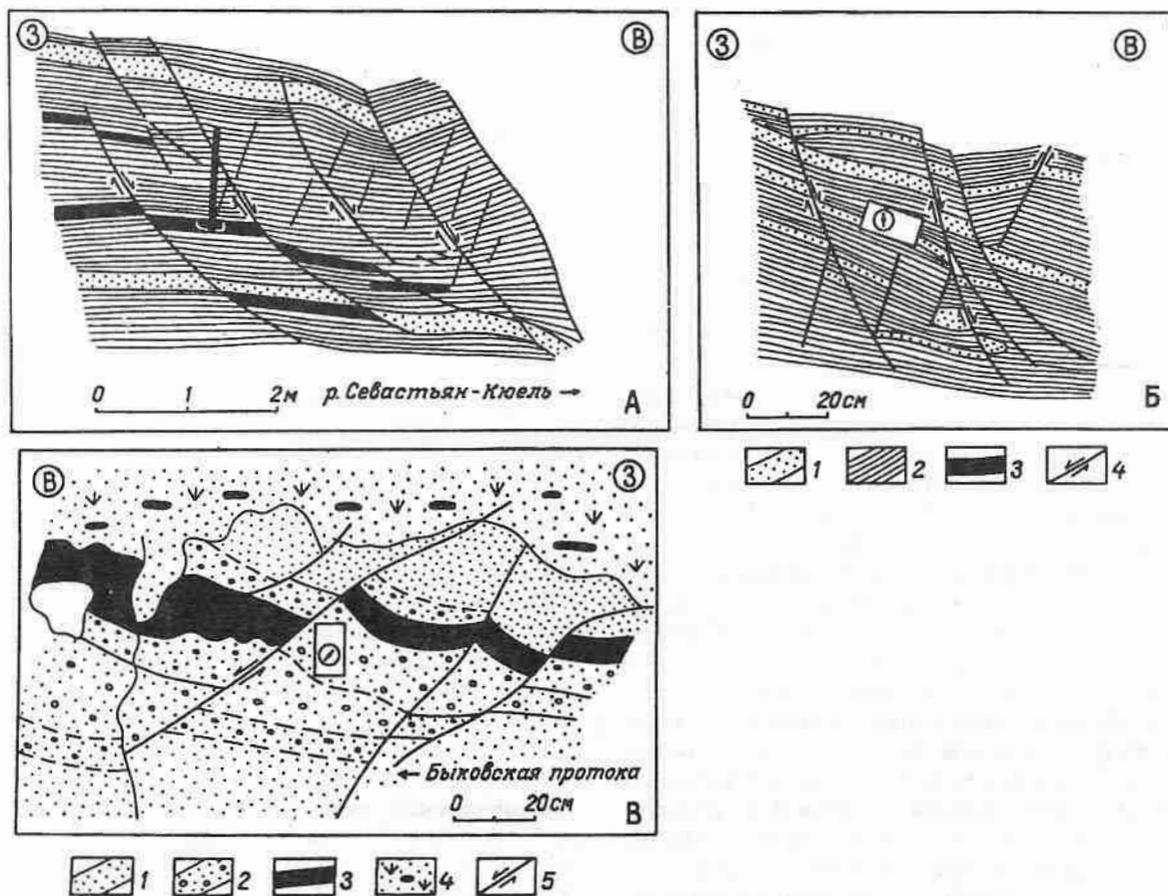


Рис. 2.7. Сбросовые смещения в стратиграфически разных по возрасту породах побережья моря Лаптевых  
 А – карбонатные толщи р.Севастьян; Б – пермские породы р.Хорогор; В – эоценовые толщи Быковской протоки. Подри-  
 суточные знаки для А и Б: 1 – песчаники; 2 – сланцы; 3 – угли; 4 – сбросы; для В: 1 – песчаники, 2 – гравелиты, 3 – лигниты,  
 4 – растительный покров с сусесью, 5 – сбросы. Рисунки с фотографий.

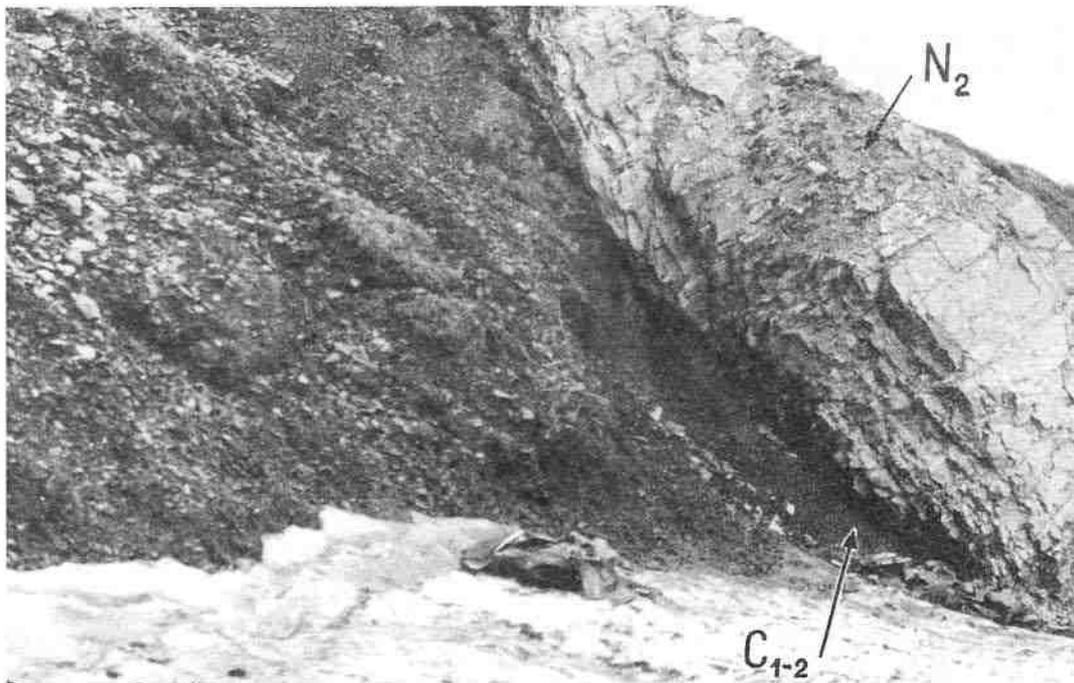
метровой морской террасы залива Буор-Хая неподалеку от впадения в него р. БТ-Юреге. Здесь, примерно в 50 км к югу от пос. Тикси (600 м на северо-запад от устья р.БТ-Юреге), наблюдается зона контакта карбонатных сланцев и миоценовой коры выветривания, которая представлена каолинитовыми глинами, развивающимися по сланцам (рис. 2.8). Зона диагностируется как листрический сброс с выполаживанием его плоскости сместителя (изменение угла падения с  $55^\circ$  в верхней части до  $30-35^\circ$  в нижней части обнажения). Плоскость разлома тянется параллельно морскому берегу и имеет северо-восточное падение (азимут падения –  $50^\circ$ ). К ней приурочено развитие милонитов мощностью 20–25 см, а в коренных породах фиксируются многочисленные зеркала скольжения сбросового типа.

В поле силы тяжести (рис. 2.9) Приморская разрывная система представлена Быковско-Ленской высокоградиентной зоной северо-западного простирания, интенсивность которой на отдельных участках достигает 20 мГал/км. При пересечении этой зоны с северо-востока на юго-запад фиксируется резкое погружение кристаллического фунда-

мента. По расчетам работников в ЦПСЭ "Якутск-геология", указанная зона представляет собой серию сближенных тектонических нарушений типа сбросов, суммарная амплитуда смещения по которым составила свыше 6 км на северо-западе и около 2 км на юго-востоке. Этой же зоной разломов контролируется цепочка впадин северо-западного простирания, выполненных, судя по интенсивности связываемых с ними минимумов поля силы тяжести, рыхлыми палеоген-четвертичными осадками. Многочисленные изломы Быковско-Ленской зоны интенсивных градиентов, возможно, указывают на последующую нарушенность соответствующей ей зоны сбросов сдвигами. Амплитуда горизонтальных смещений по одному из них превышает 10 км.

По данным геодезических измерений, полоса суши вдоль западного побережья Буор-Хая имеет уверенную тенденцию к опусканию (скорость вертикальных движений до  $-3$  мм/год).

Кроме Приморской разрывной системы, сбросы устанавливаются также в других частях территории. Так, сбросовый тип движения фиксируется в Хараулахской и Кенгдейской впадинах. Это нагляд-



**Рис. 2.8.** Листрический сброс, развитый на побережье моря Лаптевых, в районе устья р.Ыт-Юреге  
Темный фон на фотографии соответствует выходам тиксинской свиты ( $C_{1-2}$ ), породы светлого тона соответствуют выходам коры выветривания плиоценового возраста ( $N_2$ )

но видно по диаграммам трещиноватости горных пород. Борты Хараулахской впадины представляют собой сбросы с крутыми (до  $70-75^\circ$ ) углами падения их сместителей. Поперечные к ним разрывы, разделяющие плоскости этих сбросов на отдельные отрезки, являются сдвигами. Кинематика последних устанавливается по их соотношению со смещаемыми сбросами. О сбросовой природе ограничений Хараулахской впадины свидетельствует также механизм землетрясения 2.11.1989 г. Непосредственными структурными наблюдениями сбросы выявлены на западном борту Кенгдейской депрессии. Эти данные подтверждаются особенностями геофизических полей. В гравитационном поле западная граница впадины характеризуется градиентом  $7-10$  мГал/км. Строгая линейность этого участка, его интенсивность и морфология позволяют уверенно говорить о сбросовом характере названного борта (угол падения  $80-90^\circ$ ). Скорее всего, это серия сближенных сбросов, расстояние между крайними из которых не превышает 2 км.

**Западно-Верхоянская система (II)** протягивается на правобережье низовьев р.Лены и отделяет складчатые сооружения Верхояно-Кольмской области от Сибирской платформы. В районе Чекуровки надвиги прослеживаются также на левобережье р.Лены, где по наклонной зоне дробления соприкасаются кембрийские толщи лежачего крыла и вендские образования висячего. Амплитуда горизонтального смещения составляет здесь около 400 м. В 20 км по р.Чебукулах (правобережье р.Лены)

надвиги выражены зоной контакта нижнекембрийских и мезозойских пород с амплитудой горизонтального смещения до 1 км. Южнее, в бассейне р.Джарджан, плоскости сместителей становятся пологонаклонными и представляют собой тектонический покров с горизонтальным смещением 3-4 км [Гусев, 1979]. В гравитационном поле указанная система разрывов выделяется субдолготной группой локальных минимумов Предверхоанского прогиба и максимумов Туора-Сисского выступа. Граница между этими структурами не контрастна, угол ее падения колеблется от  $22$  до  $90^\circ$  (см. рис. 2.9).

Кинематический тип и элементы залегания плоскостей Западно-Верхоянских надвигов подтверждаются данными трещиноватости и фокального механизма землетрясения 12 августа 1975 г. с  $M=5,4$ . Несмотря на древний возраст заложения, рассматриваемая система разломов активна и в современное время, на что указывают отчетливая морфологическая выраженность на аэрофото- и космоснимках и эпицентры землетрясений, приуроченные к зонам их динамического влияния.

Вне Западно-Верхоянской разрывной системы локальные надвиги фокусируются в обрамлении восточного борта Кенгдейской, Согинской, Найбинской и других небольших впадин. Их наличие подтверждается прямыми структурными наблюдениями, данными сейсморазведочного профиля МОВ ОГТ "Левобережье р.Лены – пос.Тикси" и материалами разведочного бурения. Так, в палеоценовых отложениях Согинской впадины (южный

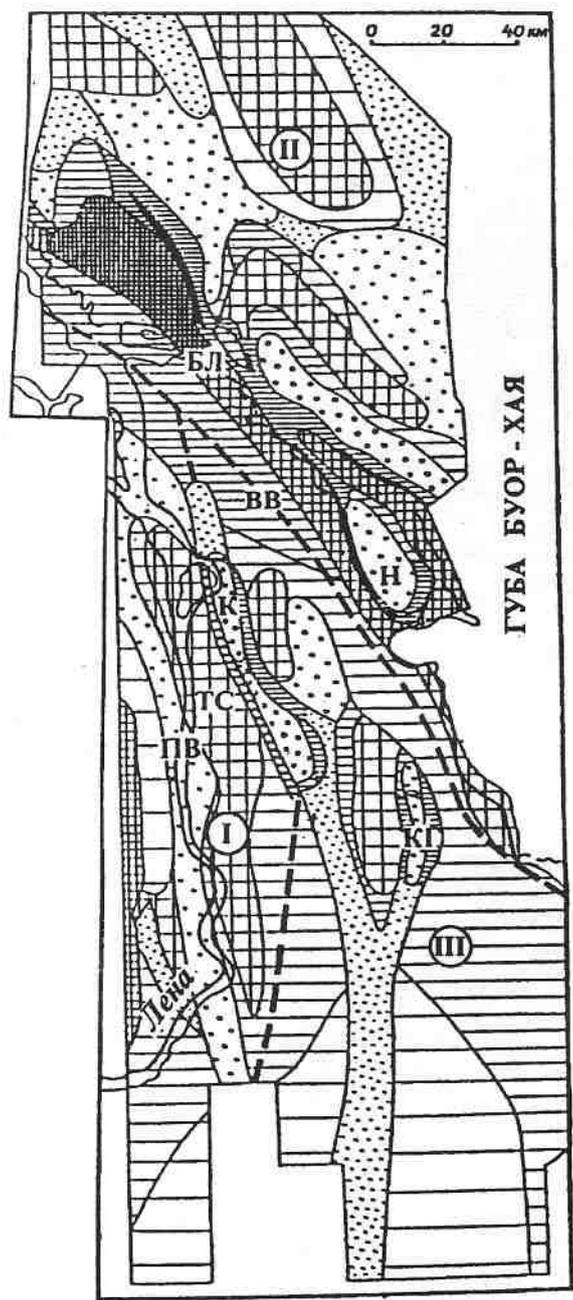
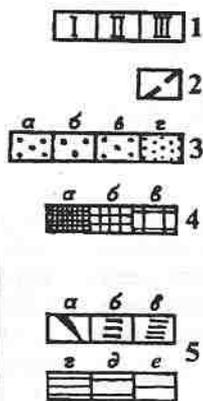


Рис. 2.9. Схема районирования гравитационного поля Хараулахской зоны (составила Т.Г.Бабкина, ЦПГСЭ ПГО "Якутскгеология")

I – области аномального гравитационного поля (структуры первого порядка: I – Западная, II – Северная, III – Центральная); 2 – их условные границы; 3–5 – участки аномального гравитационного поля (структуры второго порядка): 3 – минимумы (а – с амплитудой более 20 мГал, б – от 10 до 20 мГал, в – от 4 до 10 мГал, г – менее 4 мГал); ПВ – Предверхоянский, К – Кенгдейский, КГ – Кунгинский, Н – Нееловский, 4 – максимумы (а – с амплитудой более 20 мГал; б – от 10 до 20 мГал, в – менее 10 мГал); БЛ – Быковско-Ленские, ТС – Туора-Сисский, 5 – зоны монотонно изменяющегося гравитационного поля (а – с градиентом более 11 мГал/км, б – от 7 до 11 мГал/км, в – от 3 до 7 мГал/км, г – от 1 до 3 мГал/км, д – от 0.5 до 1 мГал/км, е – менее 0.5 мГал/км); ВВ – Восточно-Верхоянская, БЛ – Быковско-Ленская зоны градиентов

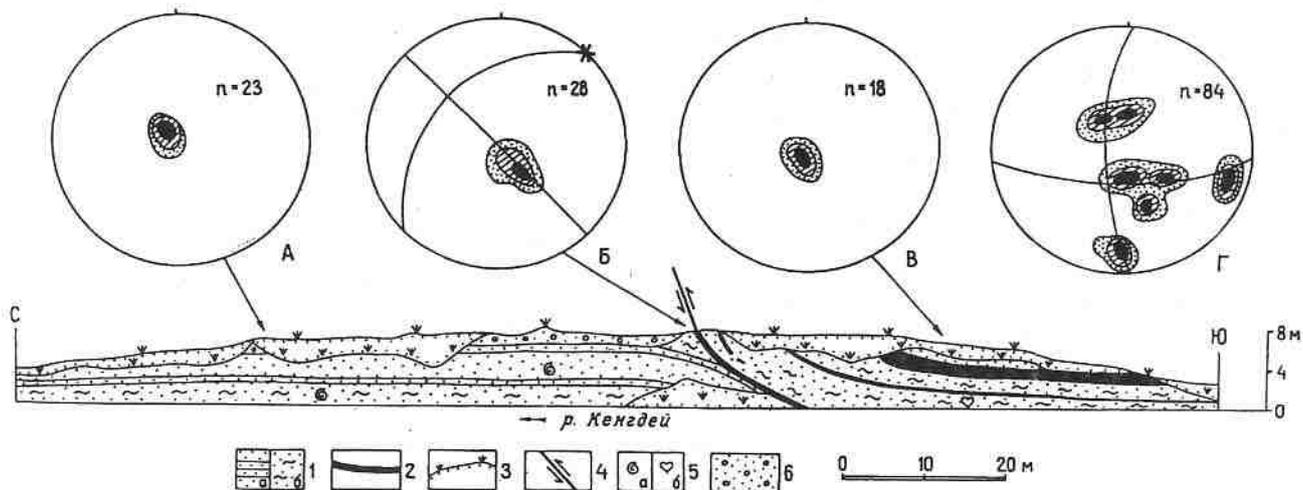


ружен пологий надвиг, по которому взаимодействуют существенно песчаная и преимущественно угленосная части разреза нижнего эоцена (рис. 2.10). Песчаная часть разреза, образующая лежащее крыло надвига, представлена алеврито-песчаной толщей с обильными находками фауны пресноводных моллюсков. В висячем крыле вскрыты три пласта угля мощностью в 0,3 м (нижний и средний) и около 1,5–2,0 м (верхний), между которыми залегают алевриты и разнозернистые песчаники, включающие многочисленные отпечатки листьев. Надвиг фиксируется по смещению нижнего угольного пласта висячего крыла. Плоскость его субгоризонтальна в южной половине обнажения, а во фронтальной части становится более крутой (30–35°), где образуется веер микронадвигов, приращиваемых к северо-западу.

Надвиг сопровождается также тектоническими трещинами, отчетливо проявляющимися в литифицированных прослоях песчано-алевритовой толщи. На круговой диаграмме, куда нанесены обработанные по методу В.Н.Даниловича [1961] данные о местной трещиноватости, четко выделяется несколько максимумов, группирующихся в субдолготный и северо-восточный пояса (рис. 2.10). Пространственное их положение относительно рабочей плоскости разлома указывает на генеральное надвиговое движение по нему. При этом, его висячее юго-восточное крыло смещалось как к северу, так и к северо-западу. Надвиг ориентирован вкрест простираения

берег бухты Тикси) изучены довольно крупные (амплитудой в несколько метров) синусоидальные складки субдолготного простираения с наклоном крыльев в 30–40° расположенные в автохтоне разрыва с углом наклона на плоскости сместителя в 10–12°, по которому карбоновые породы надвинуты на впадину. Следует отметить, что первые упоминания о складчатых дислокациях и крупном разрыве надвигового типа на борту этой впадины принадлежит М.В.Лобанову [1951].

При маршруте по р.Кенгдей вблизи устья р.Лены (ниже его правого притока – р. Князь-Юрере) обна-



**Рис. 2.10.** Князьюрегинский надвиг в Кенгдейской впадине

1 – песчаники (а) и алевроито-песчаные отложения (б); 2 – пласты бурого угля; 3 – осыпи и задернованные участки; 4 – плоскость надвига; 5 – палеонтологические остатки – фауна пресноводных моллюсков (а) и отпечатки листовой флоры (б); 6 – песчано-гравийно-галечные отложения  
А–Г – диаграммы трещиноватости

Кенгдейской впадины, что также указывает на северо-западное перемещение материала.

Алевроито-песчаная нижнеэоценовая толща (лежачее крыло) имеет моноклиальное падение на запад по азимуту  $270\text{--}390^\circ$  с углами  $8\text{--}10^\circ$  и резко осложнена в зоне надвига: здесь осадки падают на юго-восток ( $120^\circ$ ) и имеют более крутые углы ( $30\text{--}35^\circ$ ). По массовым замерам слоистости, выполненным в разных частях обнажения в лежачем и висячем крыльях, выявляется простая открытая складка, простирающаяся субпараллельно плоскости надвига с азимутом падения  $0$ , углом  $40^\circ$ . Такие же параметры имеет шарнир складчатых дислокаций, замеренный в других точках наблюдений в Кенгдейской впадине. Так, в устье р. Данила-Юреге (правый приток р. Кенгдей) нами наблюдался замок антиклинальной складки, шарнир которой имеет замеренный азимут простирания  $360^\circ$  и угол, близкий к горизонту ( $3\text{--}5^\circ$ ). Крылья складки падают на запад ( $270^\circ$ ) и восток ( $90^\circ$ ) при углах, соответственно, в  $20\text{--}22^\circ$  и  $10^\circ$ .

В целом, толщина перемещений пластины Князьюрегинского надвига, определенная по высоте обнажения и видимой мощности разреза висячего крыла, составляет более 60 м.

Наличие складок в эоценовых осадках Кенгдейской впадины несомненно указывает на горизонтальное сжатие, действовавшее здесь в направлении юго-восток–северо-запад. Время формирования надвигов восточного ограничения этой впадины оценивается в интервале верхний эоцен – средний плейстоцен, но не моложе плейстоцена. Последнее определяется тем, что позднеплейстоценовые галечные отложения террасового комплекса Кенгдейской впадины плащеобразно залегают на нижнеэоценовых осадках и ненарушенно перекры-

вают Князьюрегинский надвиг. Предпочтение отдается среднеплейстоценовому возрасту надвигов, поскольку известно, что песчаники раннего плиоцена в разрезе близрасположенного к Кенгдею о-ва Сардах дельты Лены также измяты в небольшие по размерам (до 1 м) простые складки. В гравиметрических материалах (см. рис. 2.9) надвиги восточного борта Кенгдейской впадины не находят своего выражения.

В Няйбинской впадине о надвигах и взбросах можно судить по материалам структурно-геологических наблюдений и определению механизма очага землетрясения, происшедшего вблизи этой депрессии 6 апреля 1986 г. (см. рис. 2.6).

**Хараулахская система (III)** трассируется в центральной части района исследований. Она начинается в южных отрогах Хараулахского хребта и прослеживается вдоль его западных склонов от р. Бэрис (правый приток р. Лены) на юге до Кунгинской впадины на севере. Система представляет собой зону сближенных субпараллельных долготных нарушений шириной 6–7 км и длиной до 200 км, состоящую из двух одинаковых прямолинейных отрезков, расположенных кулисообразно друг к другу и соединенных диагональной переемычкой растяжения шириной 3 и протяженностью 20–25 км.

Активность Хараулахских разломов подчеркивается яркой морфологической выраженностью на аэрофотоснимках, приуроченностью к ним значительного числа сейсмопроявлений и дислокаций в виде ложбин, рвов, оползней и обвалов, а также местных землетрясений, включая сильные 8–9-балльные Булунские 1927 г. Самым мобильным является южный фланг этой системы разрывных нарушений, где они в субдолготном направлении пересекают западные склоны Хараулахского хребта па-

параллельно его осевой линии на расстоянии 15 км. Один из них дешифрируется на аэрофотоснимках прямой линией, которая однотипно смещает многочисленные субширотные параллельные русла рек Буркан и Баданг-Балагина (бассейн р.Бэрис), а также рассекает разделяющие их водораздельные хребты.

Прямые структурно-геологические наблюдения, а также анализ трещиноватости в зоне влияния выявленного дизъюнктива показали, что его кинематика соответствует правому сдвигу-сбросу. На это указывает и фокальный механизм Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г. На сферограммах трещиноватости и механизма очага наблюдается совпадение элементов залегания плоскости сместителя рассматриваемого разлома, имеющего северо-восточное простирание (см. рис. 2.6).

На местности он надежно выделяется в виде кулисообразных рвов, секущих современных рельеф и гидросеть (рис. 2.11). Отдельные его фрагменты следятся на горных отрогах пологими рвами, полузатянутыми грубообломочным делювиально-пролювиальным материалом и трассируется снежниками (рис. 2.12).

Наиболее яркие признаки современной активизации отмечены в зоне диагональной перемычки. Здесь обнаружено более 20 проявлений и сейсмодислокаций гравитационного и тектонического генезиса. Некоторые из них, закартированные в бассейнах рек Баданг-Балагина, Нянгылбыя, Ойун-Юреге (притоки р.Хара-Улах), представляют собой вскрытые на дневной поверхности участки активизированных разломов.

На схеме районирования гравитационного поля (см. рис. 2.9) зона влияния Хараулахских сдвиго-сбросов территориально совпадает с областью аномального гравитационного поля III. Последняя представляет собой обширный минимум поля силы тяжести 60–80 мГал, распространяющийся далеко на юг за пределы площади исследований. Основное простирание изоаномал-долготное. Центральная часть этой аномальной области выделяется как линейная зона малоамплитудных гравитационных минимумов. Ее пространственная ориентация повторяет расположение Хараулахской системы разрывов. К северу эта зона минимумов распадается на две, одна из которых соответствует Кенгдейскому, другая – Кунгинскому контрастным минимумам поля силы тяжести. Количественная интерпретация гравиметрических материалов дала возможность предположить, что данная аномальная область может быть связана со сквозькоровым или даже мантийным разуплотнением вещества. Диагональная перемычка Хараулахских разломов отражена в магнитном поле цепочкой изометричных положительных аномалий. Проявление такой "цепочки" объясняется гидротермальными процессами, когда в зонах разрывных нарушений могли образоваться магнитные минералы.

На схемах относительных вариаций дифференциального поглощения среды, представленных СРГЭ НПО "Нефтегеофизика", Хараулахской системе примерно соответствует обширная зона поглощения среды. Это также может указывать на глубинные структурно-тектонические неоднородности в пределах данного участка территории.

**Буорхайнская система разрывных нарушений (IV)**, последняя крупная субдолготная система, представляет собой систему сбросов, которые прослеживаются вдоль западного побережья губы Буор-Хая. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины на расстоянии более 160 км. Они представлены в виде характерных рубленых форм и резких уступов современного рельефа. Рабочие плоскости этих разломов устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевролитах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых метров. С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы.

Таким примером может служить разлом, закартированный в береговых обнажениях 8–10-метровой морской террасы залива Буор-Хая неподалеку от впадения в него р. Ыт-Юреге. Здесь, примерно в 50 км к югу от пос.Тикси (600 м на северо-запад от устья р.Ыт-Юреге), наблюдается зона контакта карбоновых сланцев и плиоценовой коры выветривания, которая представлена каолиновыми глинами, развивающимися по сланцам (рис. 2.13). Зона диагностируется как листрический сброс с выполаживанием его плоскости сместителя (изменение угла падения с 55° в верхней части до 30–35° в нижней части обнажения). Плоскость разлома тянется параллельно морскому берегу и имеет северо-восточное падение (азимут падения – 50°). К ней приурочено развитие милонитов мощностью 20–25 см, а в коренных породах фиксируются многочисленные зеркала скольжения сбросового типа.

Западное побережье губы Буор-Хая испытывает медленное опускание (скорость современных вертикальных движений, по данным Якутского аэрогеодезического предприятия, составляет до -3 мм/год), к западу от губы фиксируется слабое поднятие территории со скоростью +(2-3) мм/год, что проявляется на континентальной части в виде образования всячих долин вдоль морского побережья, а также узких каньонообразных молодых нетеррасированных долин рек и ручьев (впадины Хорогор, Севастьян и др.).

Рассматриваемые сбросы не только фиксируются на западном борту губы Буор-Хая, но расчленяют фундамент этой рифтогенной структуры, в большинстве своем проникая в верхние горизонты



Рис. 2.11. Сейсмодислокация Бэрис в виде системы рвов, вскрытых на земной поверхности при Булунских землетрясениях 1927–1928 гг.

осадочного чехла, т.е. имеют молодой (плиоцен-четвертичный?) возраст. Это следует из прямых геолого-геоморфологических наблюдений [Галабала, 1987], а также из рассмотрения данных многоканального сеймопрофилирования [Аветисов, Гусева, 1991]. Часть этих разломов следится от их проявлений на суше до поверхности дна губы Буор-Хая, отчетливо отражаясь в его рельефе.

Существования подобных сбросов субдолготного простираения на дне губы Буор-Хая подтверждается сейсмологическими данными о фокальных механизмах землетрясений: Здесь имеется два определения для подземных толчков, происшедших 21 июля 1964 г. и 14 мая 1988г.

Помимо разломов, выявленных структурно-геологическими и морфотектоническими методами, на рис. 2.6 пунктиром показан ряд предполагаемых региональных и локальных разрывных нарушений. Наиболее значимыми из них являются Элидэпский, Куолайский и Богучанский региональные дизъюнктивы.

Элидэпский разлом прослеживается от южного окончания губы Буор-Хая в юго-западном направлении на протяжении 155 км в глубь материка, где он сочленяется с Хараулахской системой сдвиго-сбросов, образуя с ней сопряженную динамопару. Он выделен, в основном, по геоморфологическим и гидрографическим признакам, а отдельные его кулисы подтверждены данными геологической и геофизической съемок масштаба 1:200 000. На северо-восточном фланге разлом ограничивает Элидэпскую кайнозойскую впадину с востока и представляет собой сбросо-сдвиг. Сама впадина при этом может рассматриваться как структура растяжения, возникшая в тылу развивающегося левого сдвига. В области сочленения Хараулахского и Элидэпского разломов по сгущениям изолиний вершинной поверхности (см. рис. 2.3) выявляется неотектонический блок, несколько развернутый к северо-востоку, что также может подтверждать левосдвиговую кинематику Элидэпского разлома. К зоне его динамического влияния приурочен один из эпицен-



Рис. 2.12. Сейсмогенные трещины растяжения, фиксируемые в зоне Хараулахской системы сдвиго-сбросов

тров Булунских землетрясений с  $M=6,8$  и группа Богучанских сейсмодислокаций, что свидетельствует о его современной активности.

Субдолготный Куолайский разлом предположительно продолжает морскую Буорхайнскую зону разрывных нарушений на материк. Он как бы разделяет Нийбинскую и Куолайскую кайнозойские впадины. Предположительная кинематика разрыва – праводвиговая, что находит подтверждение в структурно-тектонических элементах, развитых на его крыльях. В сейсмическом отношении он слабо активен.

Богучанский разлом субширотного простираения выделен на основе морфотектонических методов. В неотектоническом блоке, заключенном между Элидэпским и Богучанским разрывами, находится самостоятельная группа локальных проявлений сейсмотектонического и сейсмогравитационного характера и крупная Намганданская сейсмогенная структура. Здесь также отмечен ряд слабых толчков с  $K=7-10$ . Остальные предполагаемые разрывные нарушения не играют существенной роли в сейсмотектонической активности района.

**Сейсмодислокации.** Для обнаружения сейсмодислокаций, подтверждающих активность выделенных разломов, использовался палеосейсмогеологический метод, основы которого заложены Н.А.Флоренсовым [1976] и В.П.Солоненко [1973], что позволило существенно дополнить немногочисленные данные сейсмостатистики, характеризующие высокий уровень сейсмической активности исследуемой территории. Одним из его положений является выявление на аэрофото- и космоснимках

морфологических следов палео- и современных землетрясений. При этом определялись местоположение сейсмодислокаций, интенсивность (возможная магнитуда) землетрясения, при котором возникла дислокация, а также вероятное время ее возникновения, исходя из размеров дислокации, морфологической выраженности и типа первичных (сейсмотектонических) и вторичных (сейсмогравитационных) деформаций.

При анализе аэрофото- и космонимков были выявлены участки, где обнаружены скопления сейсмодислокаций различного генезиса. В соответствии с их приуроченностью к определенным орографическим элементам или плейстосейстовым зонам сильных землетрясений они подразделены на четыре группы: Кенгдейскую (I), Кунгинскую (II), Хараулахскую (III), Богучанскую (IV) (рис. 2.14), пространственно тяготеющие к выделенным зонам разрывов.

Для изучения дислокаций использовались геолого-структурные методы, при этом их возраст определялся качественно по степени их морфологической выраженности в рельефе. Критерием оценки возраста служила степень сохранности (выраженности в рельефе) остаточных сейсмогенных деформаций. Опыт изучения иркутскими сейсмогеологами подобных образований в Прибайкалье и Монголии [Живая тектоника..., 1966; Курушин и др..., 1976; Сейсмическое районирование..., 1977; и др.] показал, что в высокогорных зонах большинство линейных систем таких нарушений сохраняется в продолжении сотен – первой тысячи лет.

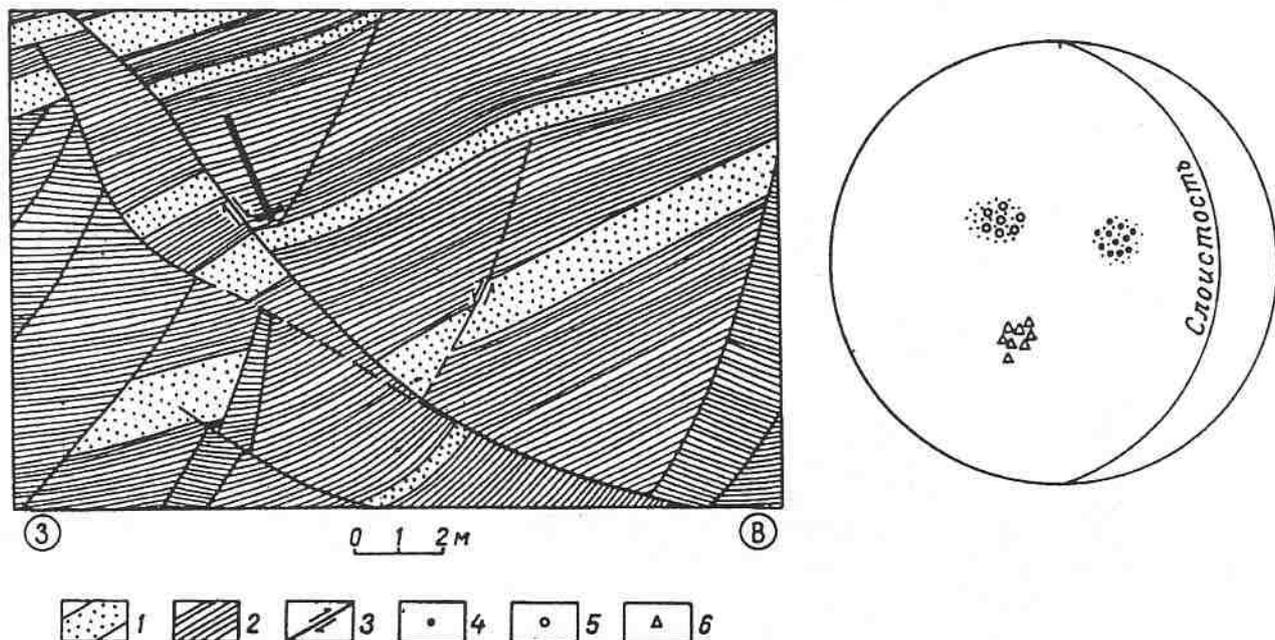


Рис. 2.13. Сбросовые смещения в карбоновых породах тиксинской свиты и диаграмма трещиноватости (рисунок с фотографии)

1 – песчаники; 2 – сланцы; 3 – сбросы; 4 – полюса сбросовых трещин главной системы; 5 – полюса сбросовых трещин сопряженной системы; 6 – полюса более “древних” надвиговых трещин

В целом, выявленные сейсмогенные структуры разномасштабны и разнообразны по морфологии и генетическим типам дислокаций, что позволяет связывать их образование с одновременными сейсмическими событиями, возможно происходившими в различных местах рассматриваемой территории в интервале магнитуд 6,0–7,5.

**Кенгдейская группа (I)** объединяет девять локальных сейсмогляциопроявлений в центральной части сопочного массива, расположенного между восточным бортом Кенгдейской впадины и побережьем губы Буор-Хая. Она занимает площадь (390 км<sup>2</sup>) эллипсовидной формы субдолготного простирания. Отдельные проявления представлены локальными кулисообразными отрезками разломов протяженностью 200–500 м. Морфологически они выражены узкими рвообразными структурами, секущими вкрест простирания водораздельные части хребтов на протяжении 2–3 км. В некоторых случаях мерзлотные процессы расширили их и придали облик оврагов.

Деформации такого рода могут трактоваться как вторичные, возникшие от транзитных сотрясений удаленных землетрясений и в дальнейшем отпрепарированные солифлюкционными процессами.

**Кунгинская группа (II)** тяготеет к одноименному кряжу, обрамляющему Кунгинскую впадину с востока. Она включает три локальных проявления и крупную Корякинскую сейсмодислокацию.

Корякинская сейсмодислокация (1) примыкает к западному побережью губы Буор-Хая. Генетически

она связана с разломами субширотного простирания правосдвиговой кинематики, который трассируется с моря в сторону континента на протяжении 5 км. От него в северо-восточном направлении отвляется прямолинейный разлом длиной 5,5 км. Морфологически наиболее ярко выражен его южный фланг (длина 3 км) клинообразного облика.

Сейсморов имеет крутые борта (более 600), на поверхностях которых в коренных породах фиксируются многочисленные “зеркала скольжения” сбросо-сдвиговой кинематики.

Расчетная магнитуда землетрясения, с которым может быть связано образование Корякинской сейсмогенной структуры равна примерно 6,9.

Современная сейсмичность этого участка территории несколько выше, чем Кенгдейского, здесь зарегистрировано около десяти эпицентров землетрясений 9–10-го класса, но рассмотренные деформации несомненно указывают на более высокий потенциал названного района.

**Хараулахская группа (III)** занимает площадь 2000 км<sup>2</sup> и орографически приурочена к южному флангу одноименного хребта. Пространственно она тяготеет в эпицентральной зоне Булунокских землетрясений 1927–1928 гг. с  $M=5,6-6,8$ , а также включает сейсмодислокации, происхождение которых предположительно связано с палеоземлетрясениями, возможно происшедшими сотня–первая тысяча лет тому назад.

Здесь отмечено восемь крупных сейсмодислокаций (Буянкинская, Тюнгненинская-I и -II, Дэк-Ка-

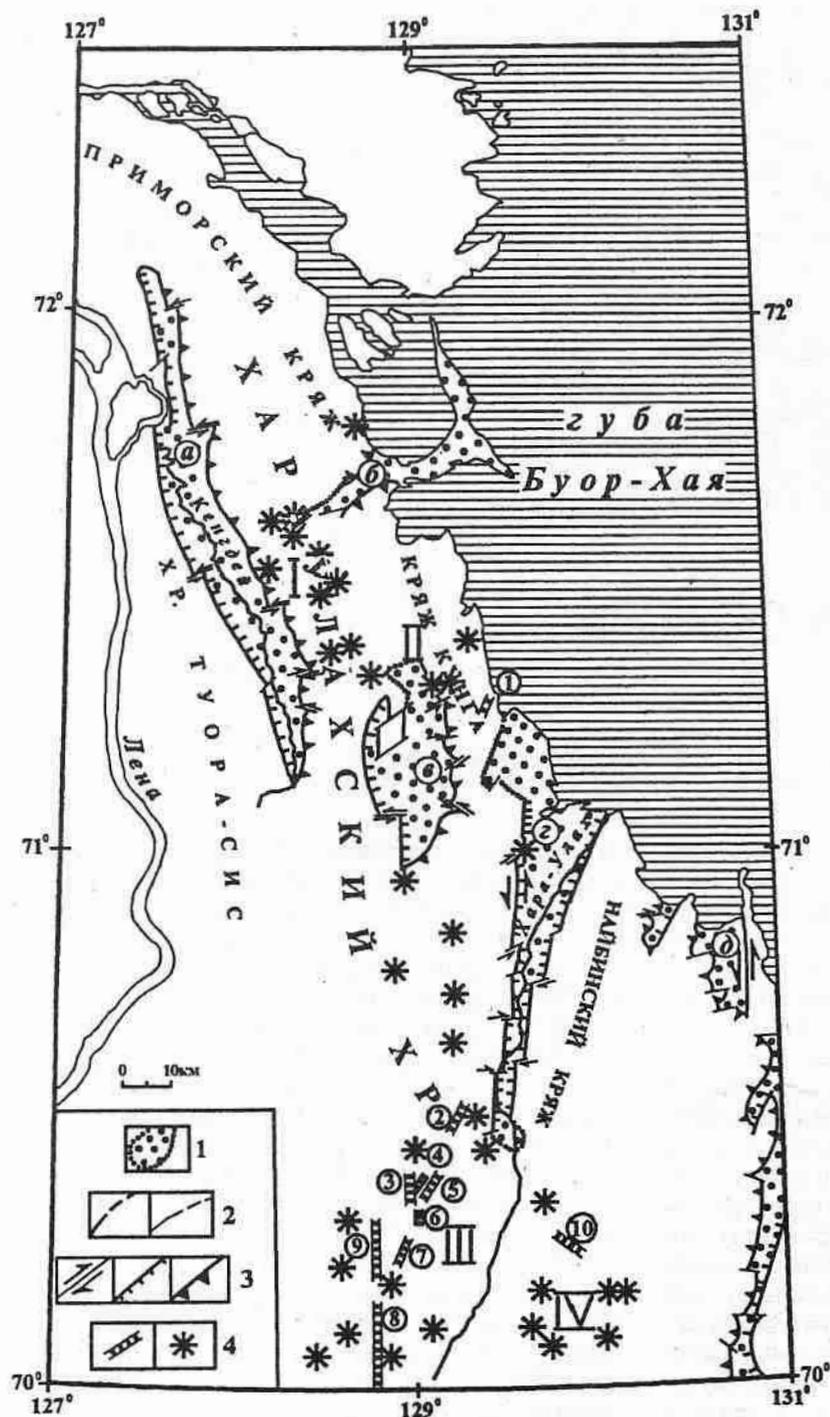


Рис. 2.14. Схема расположения сейсмодислокаций Хараулахской зоны  
 1 – кайнозойские впадины (буквы в кружках): а – Кенгдейская, б – Хорогорская, в – Кунгинская, г – Хараулахская, д – Найбинская; 2 – разломы: региональные и локальные, соответственно; 3 – сдвиги, сбросы и надвиги, соответственно; 4 – сейсмодислокации и сейсмопроявления, соответственно. Группы дислокаций: I – Кенгдейская, II – Кунгинская, III – Хараулахская, IV – Богучанская. Сейсмодислокации (цифры в кружках): 1 – Корякинская, 2 – Буянкинская, 3 – Тюнгненинская-I, 4 – Тюнгненинская-II, 5 – Дж-Кадарская, 6 – Ойун-Юрегенская, 7 – Баданг-Балаганская, 8 – Аата-Суохская, 9 – Бэрис, 10 – Намганданская

дарская, Ойун-Юрегенская, Баданг-Балаганская, Аата-Суохская и Бэрис) и 12 локальных сеймотектонических и сейсмогравитационных проявлений. Все сейсмодислокации этой, наиболее ярко выраженной в рельефе группы пространственно приурочены к нижнепермским образованиям унгуохтахской свиты, представленной чередованием в разрезе песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Буянкинская сейсмодислокация (2) приурочена к правым притокам низовья р.Буянки (левый приток среднего течения р.Хара-Улах). Морфологически она выражена прямолинейным участком разлома северо-восточного простирания, секущего водораздельные части горного хребта на протяжении 6 км. Наиболее свежо выглядит северо-восточный фланг этого разрыва, где наблюдается максимальная ширина зоны дробления разлома, составляющая 80 м. В нижней части водораздельного склона северной экспозиции дешифрируется сейсмогравитационный обвал площадью около 6400 м<sup>2</sup>. В зоне влияния разлома фиксируются локальные оперяющие разрывы субширотного простирания, секущего отроги водораздельных хребтов и достигающие длины до 1 км.

Возраст Буянкинской структуры определен сотней лет, а расчетная магнитуда землетрясения, с которым можно было бы связать образование этой дислокации, равна ориентировочно 6.9.

Пространственное положение Буянкинской дислокации свидетельствует о том, что она приурочена к диагональной перемычке Хараулахской разрывной системы. Данная сейсмодислокация может являться конечным северным репером при проведении границ зон возможных очагов землетрясений ВОЗ с максимальными значениями  $M > 7,5$ .

Тюнгнинская-I и -II сейсмодислокации тяготеют к зоне динамического влияния северо-восточного фланга диагональной перемычки Хараулахских разломов (бассейн правых притоков верховья р.Ойун-Юреге, левый приток р.Хара-Улах).

Первая из них (3) представляет собой прямолинейный кулисообразный разрыв субдолготного простирания длиной 8,5 км. Пространственное положение кулис и смещение водораздельных форм рельефа указывают на левосдвиговое перемещение вдоль трассы этого разлома с горизонтальной амплитудой, равной 80 м. Возраст дислокации согласно морфологической выраженности структуры, оценен примерно первой тысячей лет. При этом магнитуда землетрясения, способного вызвать ее появление, достигает величины 7,0.

Тюнгнинская-II структура (4) расположена под 45° по отношению к первой и может рассматриваться как молодой опережающий разрыв длиной около 4 км северо-восточного простирания. Горизонтальное смещение (50 м) по разлому оценивается как правококовое с небольшой сбросовой компонентой. Возможная магнитуда землетрясения, вызвавшего данную сейсмодислокацию, равна 6,7.

Дэк-Кадарская (5) сейсмоструктура находится в верховьях одноименной реки (правый приток р.Ойун-Юреге). Морфологическая выраженность разлома – "приглушенная"). Возраст сейсмодислокации качественно оценен примерно первой тысячей лет, расчетная магнитуда землетрясения, с которым возможно связать ее появление, составляет примерно 6,9.

Ойун-Юрегенская сейсмогенная структура (6) расположена в верховьях правых притоков одноименной реки (левый приток р.Хара-Улах). Дислокация отчетливо выражена кулисообразными отрезками правого сдвига общей длиной порядка 7 км. Разлом имеет северо-западное простирание, близкое к субдолготному, и ширину зоны влияния от 50 до 100 м. При пересечении вершинных частей водораздельных хребтов наблюдаются рвообразные структуры, подвергшиеся различной степени экзогенной препарировки. У подножия склонов противоположной экспозиции отмечаются крупно-глыбовые осыпи. Наиболее морфологически выразительна центральная часть структуры, где водораздельный хребет разрушен практически до основания, его вершина снесена к основанию южного склона, где наблюдаются скользящие оползни площадью ~90000 м<sup>2</sup> и скопления мелко- и крупноглыбового материала. Возраст этой структуры оценен сотней лет, а расчетная магнитуда близка к 6,9.

Баданг-Балаганская сейсмодислокация (7) расположена в верховьях одноименной реки (правый приток р.Бэрис) в зоне динамического влияния правой ветви южного фланга Хараулахских сдвиго-сбросов. Местные деформации проявлены на протяжении 4 км вдоль трассы субдолготного разлома

сдвиго-сбросовой кинематики. Из-за сглаженной морфологической выраженности структурных форм рельефа, возраст Баданг-Балаганской структуры оценен первой тысячей лет, а возможная магнитуда равна 6,7.

Аата-Суохская сейсмодислокация (8) представляет собой активизированную часть правой ветви южного фланга Хараулахской системы. Она выражена прямолинейным разломом субдолготного простирания протяженностью 7 км, имеющим сдвиго-сбросовую кинематику с амплитудой вертикального смещения 5–8 м. Тектонические деформации этой структуры представлены масштабными разрушениями водораздельной части хребтов по трассе основной линии разрыва и скальными оползнями, развитыми по опережающим разрывам. Вероятная магнитуда землетрясения, с которой можно было бы связать возникновение этой структуры, равна 7,0. Возраст дислокации оценен сотней лет.

Сейсмодислокация Бэрис (9) является северным продолжением Аата-Суохской сейсмогенной структуры по трассе Хараулахского разлома. Она представлена прямолинейным секущим разрывом субдолготного простирания длиной 12 км, со сдвиго-сбросовым кинематическим типом движения (рис. 2.15). Смещения некоторых форм рельефа указывают на их преобладающий правококовой характер. Несмотря на яркую выраженность основной трассы разлома, свежие сейсмотектонические и сейсмогравитационные проявления на аэрофото-снимках не дешифрируются.

При натуральных наблюдениях обнаружено, что разлом представляет собой систему шириной 10–15 м. На склонах и вершинах водоразделов он выражен в виде ложбин шириной 4–6 м, внутри которых встречаются обломки аргиллитов и песчаников, перетертых в мелкую крошку. Край рвов-ложбин поднимаются крутыми (80–90°) отвесными стенками над их дном на 2–2,5 м и сложены преимущественно обломками окварцованных плотных песчаников. Направление движения крыльев данного разрыва уверенно устанавливается по смещению субширотных притоков рек, а также осевых линий водораздельных хребтов. Амплитуда горизонтального смещения западного крыла этого разрыва составила 25–30 м. Смещением оказались затронуты самые молодые отложения флювиогляциального комплекса, вплоть до пойменных и надпойменных террас. Указанные сведения, а также анализ трещиноватости пород в плоскости выявленного разлома, позволили определить его кинематику как правый сдвиг-сброс.

По комплексу данных, возраст сейсмодислокации Бэрис оценен нами первой тысячей лет при расчетной магнитуде землетрясения 7,2.

**Богучанская группа** сейсмогенных структур (IV) расположена изолировано в центральной части горного массива, находящегося между Хараулах-

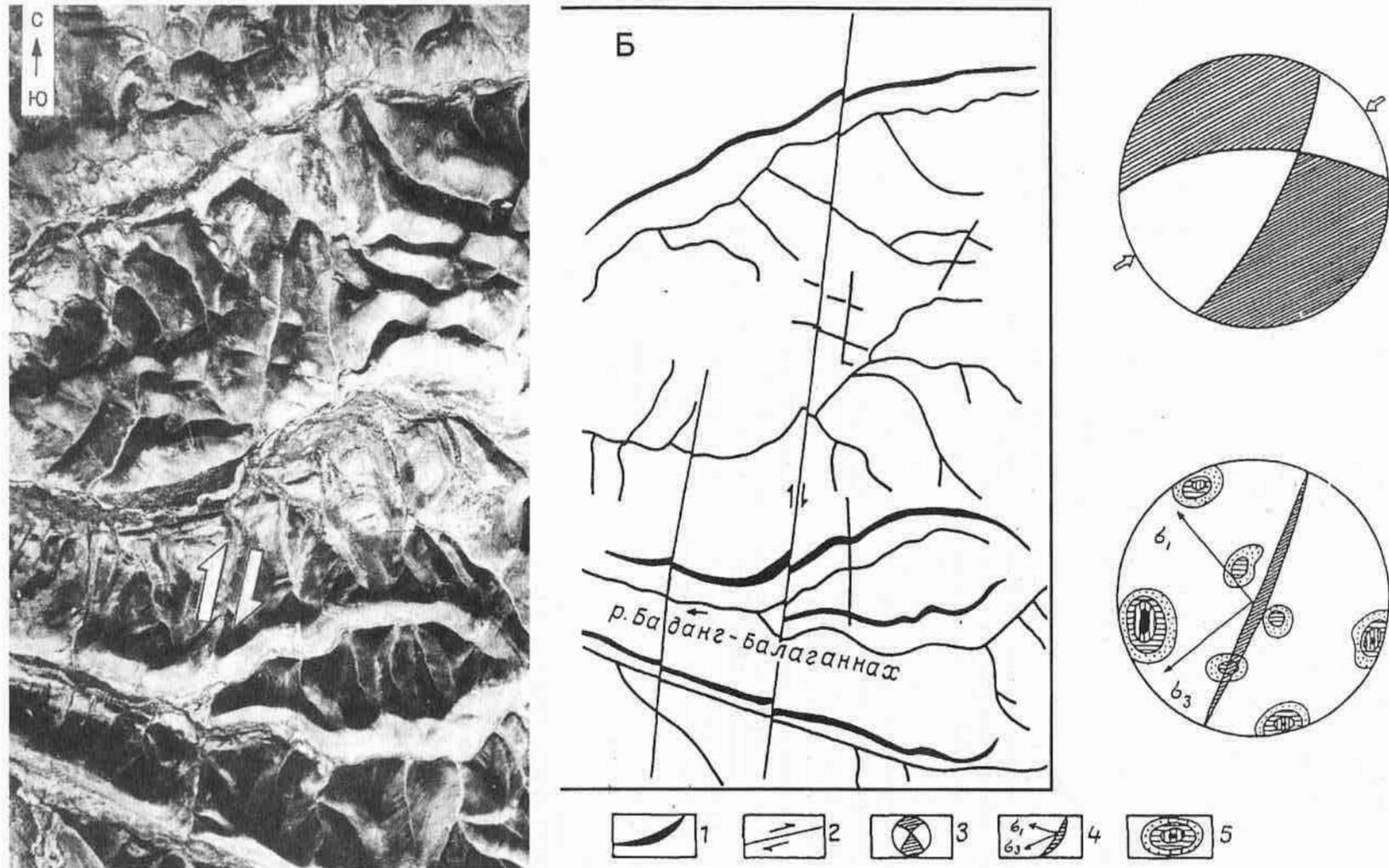


Рис. 2.15. Сейсмогенный разлом, подновившийся во время Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г.

А – аэрофотоснимок (стрелками показана плоскость разлома); Б – фрагмент его дешифрирования. 1 – осевые части водоразделов; 2 – разломы сдвиговой кинематики; 3 – фокальный механизм землетрясения (заштрихованные области – область действия напряжений растяжения, белые – сжатия); 4–5 – диаграммы трещиноватости: 4 – плоскость активного, по геологическим данным, разлома и ориентировка векторов осей сжатия ( $\sigma_3$ ) и растяжения ( $\sigma_1$ ), 5 – изолинии плотности трещин в круговых диаграммах трещиноватости горных пород

ской (на западе) и Куолайской (на востоке) впадинами (рис. 2.14). Площадь, которую они занимают (2300 км<sup>2</sup>), имеет субдолготную эллипсоидную форму с небольшим разворотом к северо-западу. Дислокации представлены крупной Намганданской сейсмогенной структурой и восемью локальными сеймотектоническими и сейсмогравитационными проявлениями, равномерно расположенными по всему массиву.

Намганданская сейсмодислокация (10) находится в верховьях р. Намганда, левого притока р. Богучан (правый приток р. Хара-Улах). Структура представлена разломами северо-западного простирания при длине 4,8 км. Тип движения, устанавливаемый вдоль трассы разлома, — правый сдвиг с амплитудой горизонтальных смещений 30–40 м. В юго-восточной части дислокации дешифрируется крупный скальный оползень площадью 240 000 м<sup>2</sup>. Возраст сейсмодислокации оценен первой тысячей лет, предполагаемая магнитуда землетрясения равна примерно 6,8.

Рассмотренные сейсмодислокации, наряду со сейсмостатистическими и геолого-структурными данными, позволяют сделать вывод о том, что зона динамического влияния южного фланга Хараулахской системы сдвига-сбросов обладает наивысшей степенью потенциальной сейсмичности и способна генерировать землетрясения с максимальными магнитудами 7,1–7,5.

## 2.5. Поле тектонических напряжений

С целью реконструкции кайнозойских полей тектонических напряжений в пределах исследуемой территории на естественных обнажениях изучалась тектоническая трещиноватость горных пород. Исходные данные обрабатывались по известным методикам [Данилович, 1961; Гзовский, 1975; Николаев, 1977]. В результате выделены четыре зоны с различным типом тектонических деформаций: Приморская сбросо-сдвиговая, Западно-Верхоянская надвиговая, Хараулахская сдвиго-сбросовая и Буорханская сбросовая (см. рис. 2.6).

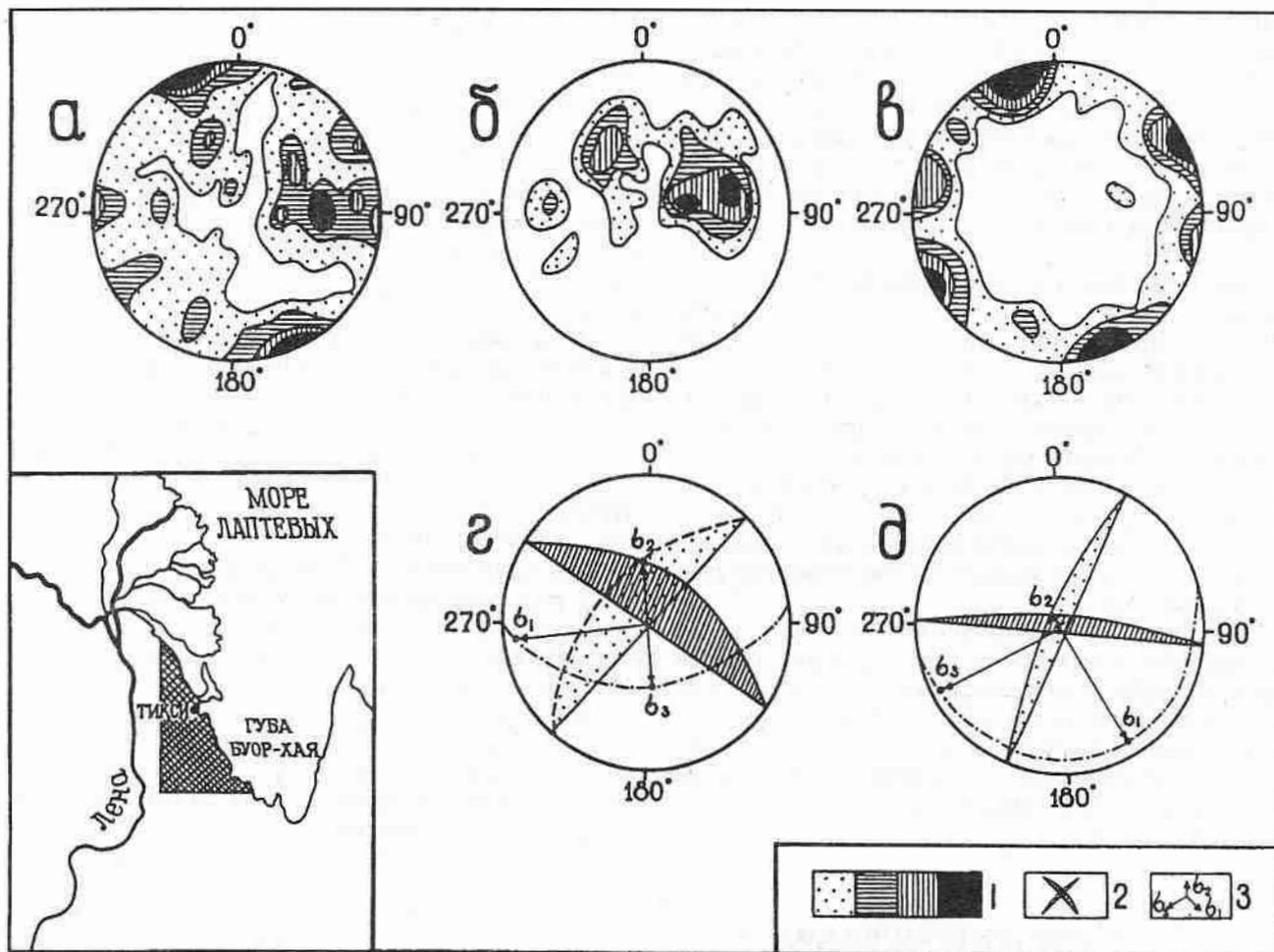
Приморская сбросо-сдвиговая зона была выделена в результате статистического анализа трещиноватости горных пород. Для окрестностей района Тикси и западного побережья губы Буор-Хая было сделано около 26 тыс. замеров трещин, которые подтвердили массовое развитие сбросовых нарушений в **Приморской зоне**. На диаграммах трещиноватости, построенных для верхней полусферы сетки Вульфа (рис. 2.16), отчетливо видно, как полюсы трещин группируются в два сопряженных максимума, совпадающих по пространственному положению с выделенными в рельефе системами разрывов. Один из них — субдолготный, с азимутом

падения 70–80° и углами наклона в 45–55°, второй максимум имеет субширотное простирание, с азимутами падения 330–340° и углами наклона 45–55°, однако в последнем плотность замеренных трещин в три раза меньше, чем в первом. Для таких систем трещин определено положение векторов осей главных напряжений в пространстве. Ось растяжения ориентирована субширотно (ее азимут 80–260°, угол наклона оси к горизонту 10°). Напряжение сжатия действует по азимуту 170–350° и круто наклонено к горизонту под углом в 45°.

Из других систем тектонических нарушений встречаются почти вертикальные трещины. Их ориентация отлична от простирания сбросов. На поверхностях данных трещин устанавливается горизонтальная штриховка, указывающая на их сдвиговую природу. На круговой диаграмме соответствующий им максимум ориентирован субширотно, а сопряженный с ним — субдолготно. В общем числе замеров сдвиговые сколы встречаются примерно в 2–2,5 раза реже трещин сбросовой кинематики. Из диаграммы распределения сдвиговых сколов следует, что ось сжатия ориентирована по азимуту 60–240° под углом к горизонту в 40°, ось растяжения — по азимуту 160–340° с углом наклона в 80°. При этом тип сдвигового смещения, восстановленный по трещиноватости горных пород, не совпадает по знаку со сдвигами, выявленными по особенностям отдельных форм рельефа.

Так, сдвиг, обнаруженный в верховьях р. Севастьян и трассируемый до бухты Тикси по смещению одновозрастных мелких впадин, может диагностироваться как правый. Вместе с тем, по штриховке и зеркалам скольжения в плоскости его сместителя, а также характерному подвороту вмещающих толщ он должен быть отнесен к сдвигу с левосторонним типом смещения. Подобная ситуация обычно характерна для зон трансформных разломов в срединно-океанических хребтах. В нашем случае сдвиги, похожие на трансформные разломы, практически не фиксируются дальше сбросовых ограничений впадин. В региональном плане сбросы группируются в полосы и прослеживаются на десятки километров от дельты р. Лены вдоль бухты Тикси до Хараулахской впадины.

Таким образом, натурные наблюдения за трещиноватостью горных пород установили, что кинематика разрывов в Приморской зоне соответствует широкому развитию здесь субдолготных сбросов и реже встречаемых северо-восточных сдвигов. На круговых диаграммах трещиноватости (рис. 2.17), выполненных для нескольких обнажений в прибрежной зоне моря Лаптевых, выделяется ряд систем трещин разной ориентации, но для всех однозначно господствующим является сбросовое поле тектонических напряжений, при этом главная плоскость разрыва (заштрихованная область) указывает на субдолготное или северо-западное ее простирание. Указанная система разломов и на-



**Рис. 2.16.** Диаграммы трещиноватости горных пород района побережья моря Лаптевых  
 а – сводная диаграмма; диаграммы: б – отдельно для сбросов, в – для сдвигов, г и д – ориентации напряжений растяжения ( $\sigma_1$ ) и сжатия ( $\sigma_3$ ), соответственно при сбросах и сдвигах. 1 – плотность трещиноватости 0–10–15–20%, соответственно; 2 – положение плоскостей разрыва; 3 – пространственное положение главных осей напряжений  
 На врезке – положение района наблюдений

правление действия векторов сжатия и растяжения совпадают с соответствующими им параметрами, найденными из фокальных механизмов местных землетрясений [Имаев, Козьмин, 1989], что свидетельствует о возможном наследовании позднекайнозойского поля тектонических напряжений современным.

**Западноверхоянская зона надвиговых деформаций** приурочена к границе Верхояно-Колымской складчатой области с Сибирской платформой. Повсеместно на правом берегу р.Лены в обнажениях коренных пород широкого стратиграфического диапазона (от кембрийских до пермских образований) устанавливаются системы надвиговых и взбросовых трещин. Об этом свидетельствуют многочисленные наблюдения, выполненные в разных точках, которые отражены на сферограммах в виде поясов трещиноватости, протягивающихся параллельно плоскости главных разломов (рис. 2.18).

Эти пояса состоят из максимумов с трещинами восточного-юго-восточного простирания, пологими углами падения ( $25-45^\circ$ ) и сопряженных с ними максимумов с трещинами западного или северо-западного направления. Для всех случаев устанавливается субширотное положение векторов сжатия за исключением т.53, где ось максимального сжатия действовала близдолготно при сохранении надвигового поля тектонических напряжений. Рабочая плоскость сместителя везде имеет близдолготное простирание. Системы трещин, указывающие на иную кинематику дизъюнктивов, здесь не обнаружены.

**Хараулахская зона сдвиго-сбросовых деформаций** занимает центральную часть района работ. Вдоль субдолготной трассы этих разрывов отмечено массовое развитие крутопадающих трещин (азимут их простирания  $170-350^\circ$ , угол падения  $75^\circ$ ). На несущих поверхностях трещин отчетливо

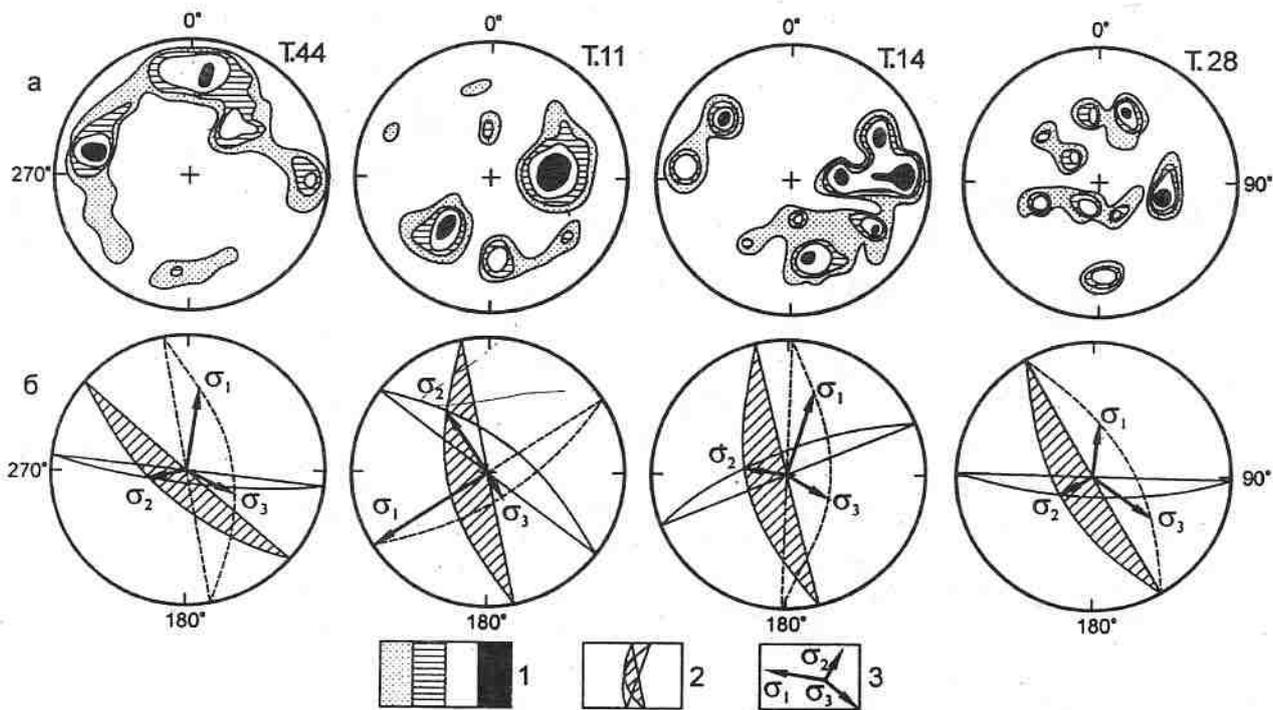


Рис. 2.17. Диаграммы трещиноватости горных пород (а) и типы реконструированных полей тектонических напряжений (б) в разных точках наблюдений Приморской сбросо-сдвиговой зоны

1 – плотность трещиноватости 0–10–15–20%, соответственно; 2 – системы сопряженных трещин-сколов (главная плоскость показана штриховкой); 3 – ориентация векторов сжатия ( $\sigma_3$ ), промежуточного ( $\sigma_2$ ) и растяжения ( $\sigma_1$ )

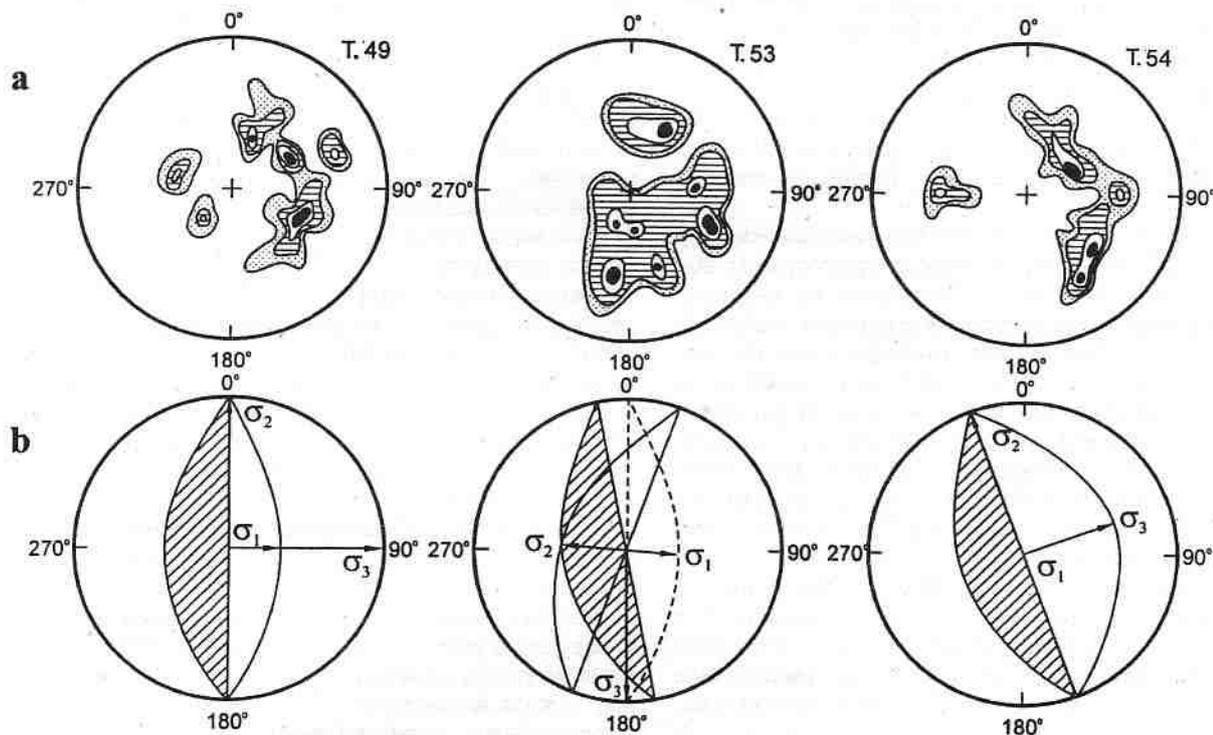
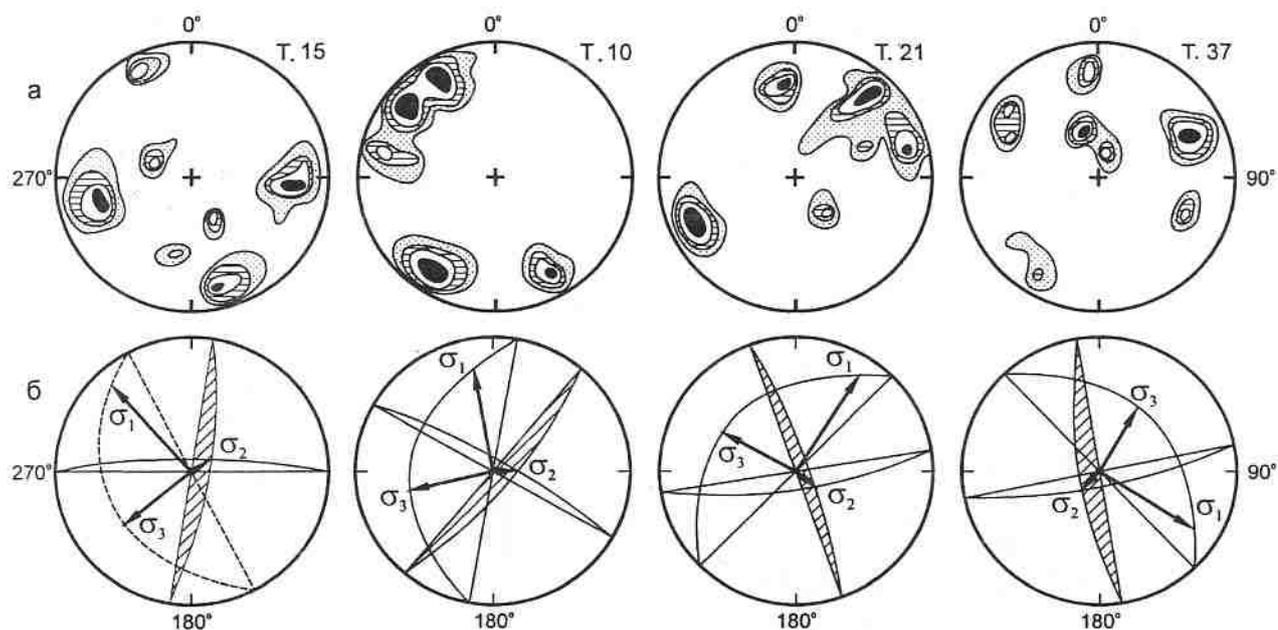


Рис. 2.18. Диаграммы трещиноватости горных пород (а) и типы реконструированных полей тектонических напряжений (б) в разных точках наблюдения Западно-Верхоянской надвиговой зоны

Условные обозначения см. на рис. 2.17



**Рис. 2.19.** Диаграммы трещиноватости горных пород (а) и типы реконструированных полей тектонических напряжений (б) в разных точках наблюдения Хараулахской сдвиго-сбросовой зоны  
Условные обозначения см. на рис. 2.17

устанавливаются горизонтальные штриховки и борозды как в коренных песчаниках, так и на поверхности новообразованных минералов, чаще всего кальцита и кварца. Величины сдвиговых смещений, выявленные в коренных обнажениях, невелики и не превышают первые десятки сантиметров. Для сравнения, – горизонтальная амплитуда, оцененная по аэрофоснимкам для отдельных фрагментов системы Хараулахских разломов, достигает десятки метров.

Сопряженные с субдолготными трещинами сколы широтной ориентации (азимут простираения 80–260°, угол падения 70–75°) образуют на диаграммах, как и первые, ряд представительных максимумов (рис. 2.19). Кроме указанных двух систем трещин, сопряженных между собой и возникших за один этап деформации, в обнажениях присутствуют пологопадающие сколы другой ориентации. Они, как правило, образуют на сферограммах компактные группы из небольшого числа трещин (их максимумы включают не более 5% от всех замеров). По кинематике рассматриваемые системы сколов представляют собой субдолготные сбросы (азимут простираения 150–330°, угол падения 35–40°). На всех сферограммах также отчетливо выделяется плоскость сместителя (заштрихованная область), которая субдолготна и близвертикальна, что указывает на преобладание в Хараулахской зоне разломов со сдвиговой кинематики.

Кроме указанных участков территории, трещиноватость также замерялась на бортах и в пределах

развития кайнозойских осадков впадин: Кенгдейской, Согинской, Кунгинской и Хараулахской. По данным трещиноватости в Кенгдейской депрессии, западный борт характеризуется присутствием сбросовых трещин, а восточный – трещин с надвиговым и взбросовым типом смещения. В Согинской впадине, недалеко от пос. Тикси, наблюдается тектонические трещины и сколы, сопровождаемые развитием складчатых дислокаций в палеогеновых угленосных осадках.

Указанные сведения подтверждаются геологическими данными. Так, надвиги палеозойских пород на палеогеновые осадки Согинской впадины определены во время разведочного бурения [Лобанов, 1951], а надвиги восточного борта Кенгдейской впадины предполагаются нами по наличию складок и мелких разрывов, связанных с тангенциальным сжатием в разрезах самой впадины и по пологому контакту пермских и палеогеновых пород [Гриненко, Имаев, 1989].

Для Кунгинской впадины характерно преобладание надвиговых трещин, а для Хараулахской – сбросовых сколов.

Выполненные исследования указывают на существование в районе исследований нескольких зон с разным типом напряженного состояния земной коры, каждая из которых характеризуется развитием определенных парагенезисов разрывных нарушений, сопровождаемых свойственной им трещиноватостью. При этом выявлен разнообразный спектр сколов и трещин от сбросов, сдвигов и надвигов до

их возможных комбинаций (сбросо-сдвиги, сдвигосбросы и т.д.). Часто сбросовые, взбросовые, надвиговые и другие сколы фиксируются в пределах одной или соседних структур и не всегда удается разделить их во времени, хотя сбросы несомненно проявились в процессе растяжения, а надвиги и взбросы – в условиях сжатия земной коры. Такое кажущееся противоречие можно объяснить тем, что вся исследуемая территория находится в области влияния противоположных тектонических процессов – на ней сказывается воздействие процессов

растяжения, происходящих в хребте Гаккеля, и сжатия, протекающих в сеймотектонической зоне хребта Черского [Геодинамические модели..., 1987].

Следует отметить, что подобная ситуация известна и хорошо изучена для района восточного окончания Байкальской рифтовой области, где "байкальское" поле растяжения сменяется на "становое" поле сжатия и по сейсмологическим данным устанавливается 17 разных типов ориентации векторов сжатия и растяжения [Мишарина, 1967].

## Оглавление

<b>Введение</b> .....	3
<b>Глава 1. Лаптевоморская сеймотектоническая зона</b> .....	7
<b>Глава 2. Хараулахская сеймотектоническая зона</b> .....	12
2.1. Геолого-структурный очерк .....	12
2.2. Неотектоника .....	16
2.3. Сейсмичность .....	21
2.4. Активные разломы и палеосейсмодислокации .....	25
2.5. Поле тектонических напряжений .....	37
<b>Глава 3. Сеймотектоническая зона горной системы Черского</b> .....	42
3.1. Геолого-структурный очерк .....	42
3.2. Неотектоника .....	46
3.3. Сейсмичность .....	65
3.4. Активные разломы и палеосейсмодислокации .....	71
3.5. Поле тектонических напряжений .....	102
<b>Глава 4. Сеймотектоника Олёкмо-Становой зоны</b> .....	104
4.1. Геолого-структурный очерк .....	104
4.2. Неотектоника .....	108
4.3. Сейсмичность .....	115
4.4. Активные разломы и палеосейсмодислокации .....	131
4.5. Поле тектонических напряжений .....	149
<b>Глава 5. Сейсмогеологические связи и зоны ВОЗ сейсмических поясов Якутии</b> .....	160
5.1. Арктико-Азиатский сейсмический пояс .....	162
5.2. Олёкмо-Становая сейсмическая зона .....	176
<b>Глава 6. Природа сейсмичности и геодинамика сейсмических поясов Якутии</b> .....	183
6.1. Арктико-Азиатский сейсмический пояс .....	183
6.2. Олёкмо-Становая сейсмическая зона .....	198
<b>Заключение</b> .....	209
<b>Литература</b> .....	212

**Научное издание**

**Валерий Сулейманович Имаев,  
Людмила Петровна Имаева,  
Борис Михайлович Козьмин**

# **СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ**

*Художник О.В.Кураленко  
Редактор И.М.Ерофеева*

Подписано к печати 28.10.2000  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 30,0. Тираж 500 экз.  
Тип. зак. № 159С, Москва

Издательство ГЕОС  
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000  
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.  
Тел.: (095) 230-80-92  
Факс: (095) 951-04-43