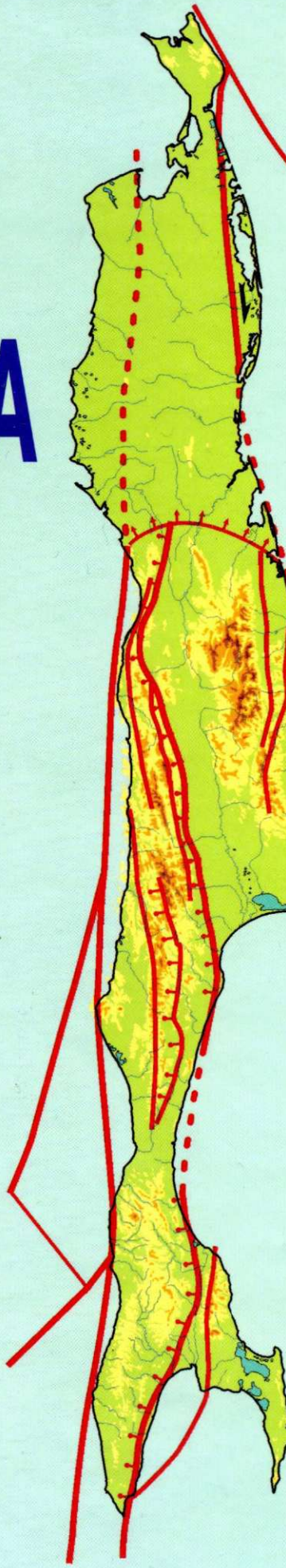
О.А. Воейкова
С.А. Несмеянов
Л.И. Серебрякова

НЕОТЕКТОНИКА и АКТИВНЫЕ РАЗРЫВЫ САХАЛИНА



НАУКА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ им. Е.М. СЕРГЕЕВА

О.А. Воейкова
С.А. Несмеянов
Л.И. Серебрякова

НЕОТЕКТОНИКА и АКТИВНЫЕ РАЗРЫВЫ САХАЛИНА



МОСКВА НАУКА 2007

УДК 551.2/.3
ББК 26.324
В63

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук В.И. МАКАРОВ

Рецензенты:
доктор географических наук А.С. ВИКТОРОВ,
доктор географических наук А.А. СВИТОЧ

Воейкова О.А.

Неотектоника и активные разрывы Сахалина / О.А. Воейкова, С.А. Несмеянов, Л.И. Серебрякова ; [отв. ред. В.И. Макаров] ; Ин-т геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН. – М. : Наука, 2007. – 186 с. – ISBN 978-5-02-034107-4 (в пер.).

В монографии рассмотрено детальное тектоническое районирование наиболее молодых новейших структур. Выделены активные разномасштабные разрывы, смещения по которым получили в четвертичном периоде орографическое выражение. Анализ строения и абсолютного возраста террасовых образований позволил количественно оценить амплитуды, скорости суммарных и поэтапных разрывных смещений. Современные тектонические движения оценены по геодезическим данным, связанным с региональной нивелирной сетью и геодинамическими полигонами. Проанализировано соотношение скоростей разрывных смещений, опирающееся на геолого-геоморфологические и геодезические данные. Материалы по геодинамическим полигонам подтвердили существование инструментально зафиксированных современных встречных вертикальных и горизонтальных разрывных перемещений. Дан расчет прогнозируемых разрывных смещений, приведенных к сроку службы инженерных сооружений.

Для геологов, геодезистов, изыскателей, проектировщиков, строителей.

Темплан 2007-I-121

ISBN 978-5-02-034107-4

© Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, 2007
© Воейкова О.А., Несмеянов С.А.,
Серебрякова Л.И., 2007
© Редакционно-издательское оформление.
Издательство "Наука", 2007

ВВЕДЕНИЕ

Активизация неотектонических исследований Сахалина с середины 90-х гг. XX в. обусловлена пересмотром его сейсмичности вследствие Нефтегорского (1995 г.) и других землетрясений, а также – развитием нефтегазового комплекса. При этом особое внимание уделяли изучению активных разрывных нарушений. Наиболее крупные из них рассматривали в качестве сейсмогенерирующих верхнекоровых структур, а локальные, приповерхностные могли характеризоваться опасным крипом и приуроченностью к ним разнообразных сейсмодислокаций.

В настоящее время накопился значительный новый материал по неотектоническому районированию и активным разрывным нарушениям. Среди последних особый интерес представляют приповерхностные разрывы, которые необходимо учитывать при инженерно-геологическом районировании и сейсмическом микрорайонировании. Весь этот материал нуждается в обобщении с единых позиций, в частности применительно к развитию строительства и инфраструктуры нефтегазового комплекса.

Поскольку основное внимание обращали на приповерхностные и активные, т.е. наиболее молодые структуры, которые важны для инженерного проектирования, предлагаемые ниже схемы районирования нередко существенно отличаются от опубликованных ранее. Это связано с большей детальностью исследований и с тем, что структурные перестройки происходили и в течение новейшего этапа геологического развития. Соответственно, многие раннеорогенные и погребенные структуры были исключены из рассмотрения. Полученные материалы можно рассматривать в качестве опережающих исследований для инженерно-геологических изысканий в строительстве.

Существенные отличия проведенных исследований – специфика методики, нацеленной на учет возрастного расчленения рельефа, и анализ деформаций террасовых геоморфологических уровней. Эту методику много лет авторы разрабатывали и использовали во внутриконтинентальных новейших орогенах. Применение ее для островодужного орогена выявило ряд существенных различий в истории развития островодужных и внутриконтинентальных орогенов. Большой и оригинальный материал связан с использованием материалов по современным движениям земной коры. Он позволил существенно уточнить представления о соотношении оценок интенсивности тектонических движений для различных по продолжительности временны́х интервалов.

Введение, заключение и главу 6 написали все авторы, главы 2–5 – О.А. Воейкова и С.А. Несмеянов, главы 1, 7, 8 – С.А. Несмеянов. Компьютерные макеты основной графики составила О.А. Воейкова. В оформлении монографии принимал участие А.А. Каздым.

В процессе создания монографии авторы сотрудничали с многими исследователями, в том числе В.Н. Аверьяновой, А.А. Андреевым, И.И. Бархатовым, Ю.И. Баулиным, О.А. Вадачкория, Н.Ф. Василенко, Л.М. Злобиной, А.И. Иващенко, И.П. Кузиным, О.А. Мельниковым, А.А. Никоновым, Л.С. Оскорбиным, Е.А. Рогожиным, В.С. Рождественским, А.А. Свиточем, В.В. Севостьяновым, С.С. Снеговским, М.И. Стрельцовым, А.Л. Стромом, Н.С. Терентьевым, О.Н. Щербанем и др. Всем им мы выражаем искреннюю признательность. Особую благодарность мы приносим В.И. Дивакову, В.А. Зайцеву, Г.Л. Коффу, В.В. Неведрову, с которыми совместно участвовали и в полевых исследованиях, а также Н.Ф. Василенко за содействие в использовании геодезических материалов.

Монография подготовлена при содействии РФФИ, проекты 03-05-64240, 02-05-64183.

Глава 1
ИСТОРИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Детальность и методика неотектонических исследований на Сахалине менялись в соответствии с запросами геологической практики. Значительная их активизация связана с начавшимся в последние годы расширением поисков, транспортировки нефти и газа. Проводимые работы сопровождались привлечением методов, которые разрабатывали в основном на примере внутриконтинентальных орогенов.

1.1. Основные этапы неотектонических исследований

Анализ существующих материалов позволил наметить четыре основных этапа в изучении неотектоники о. Сахалин.

Первым можно считать начальный этап, когда сведения по неотектонике являлись попутным итогом общегеологических исследований. В это время данные по неотектонике фиксировали преимущественно при анализе связи тектонических структур и современного рельефа. Так, в Геоморфологическом очерке Русского Сахалина Н.И. Тихонович и П.И. Полевой [1915] совершенно правильно рассматривали Западно- и Восточно-Сахалинские горы в качестве горстовых сооружений, а Центральносахалинскую низменность считали грабеном. Столь же важным выводом, характерным для конца этого этапа, можно считать представление о складчато-надвиговом строении Сахалина, связанном с движением горных масс при складчатости с запада на восток [Плешаков, 1938; Смехов, 1953]. Кажущееся противоречие этих справедливых в целом заключений разрешается на современном уровне знаний разновозрастностью преобладания складчатых и блоковых структур на ранней и поздней стадиях новейшего этапа геологического развития.

Второй этап существенной активизации неотектонических исследований относится к 50-м, 60-м и самому началу 70-х гг. XX в. и связан главным образом с широким размахом нефтепоисковых работ и изданием томов "Геология СССР". К этому этапу относятся публикации многочисленных исследователей [Алексейчик, 1952, 1961; Кропоткин, 1961; Александров, $1961_{1,2}$, $1969_{1,2}$, 1963; Гальцев-Безюк, $1962_{1,2}$; Николаев, 1962; Капица, $1963_{1,2}$; Мельников, 1962, $1968_{1,2}$, 1970; Рудич, 1960, 1962, 1963; Рудич, Скиба, 1959; Соловьев, 1958, 1961, $1968_{1,2}$; и др.]. Наиболее обстоятельны монографии В.В. Соловьева и С.Г. Ганешина [1971], С.М. Александрова [1973], а также раздел в томе "Геология СССР" [Соловьев, 1970]. Главное достижение на данном этапе – составление в 1969 г. В.В. Соловьевым мелкомасштабной, но довольно детальной карты новейшей тектоники о. Сахалин. Эта карта была основной до последнего времени. Вторым важным достижением этого этапа можно считать достаточно пристальное внимание к разрывным нарушениям. Все упомянутые исследования вели параллельно с составлением целого ряда сводок по геологии и нефтегазоносности острова и его шельфа [Алексейчик и др., 1959, 1963; Атлас..., 1967; Вопросы..., 1974; Журавлев и др., 1975; Кононов и др., 1979; Сапрыгин, 1975; Шельф..., 1975; и др.]. Поэтому неотектонические структуры часто корреспондировались с в основном с погребенными нефтегазоносными. Неоструктурные исследования опирались на широкое развитие буровых и геофизических работ, изучение стратиграфии четвертичных и неогеновых отложений, геоморфологические исследования.

На третьем этапе исследований, охватывающем часть 70-х и 80-е гг. XX в., интерес к неотектоническим исследованиям снизился. Основные достижения этого этапа – углубление работ по типизации и дифференциации молодых разрывных нарушений, изучение современных движений земной коры и сейсмичности [Василенко, Богданова, 1986, 1988; Василенко, Медведев, 1978; Василенко и др., 1981; Гальцев-Безюк и др., 1974; Гололобов, 1981, 1982, 1987; Гололобов, Грошев, 1987; Гололобов, Харахинов, 1973; Занюков, 1971; Захаров и др., 1974, 1977, 1978, 1982, 1983; Карта..., 1980, 1989; Карто-схема..., 1986; Косыгин и др., 1980; Куделькина, 1984, 1989; Кучай, 1987; Мельников, 1984, 1987; Мельников и др., 1980; Ратнер, Харахинов, 1978; Рождественский, 1972, 1975, 1976, 1982, 1984, 1987_1, 1988; Русаков, 1971; Сейсмическое..., 1977; Сергеев, 1982, 1984; Уткин, 1980; Харахинов, 1973, 1974; Харахинов и др., 1984; и др.]. Появляются

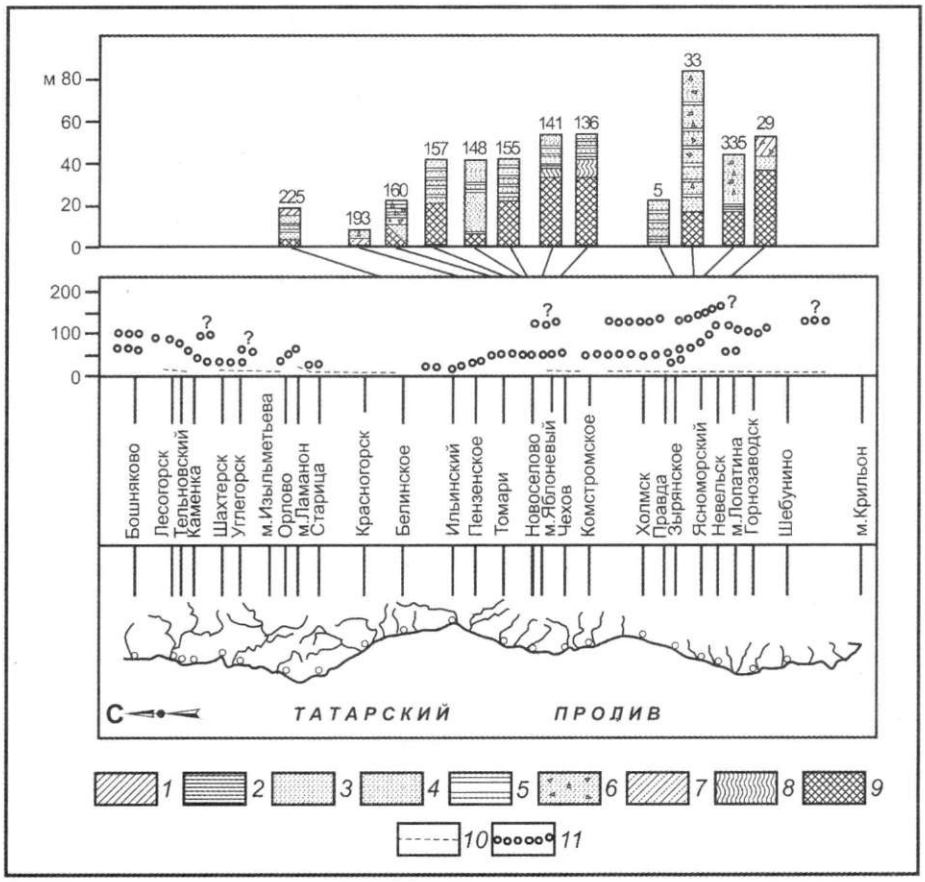


Рис. 1.1. Прибрежные уровни западного побережья Южного и Центрального Сахалина (проекция уровней на вертикальную плоскость, схематические колонки обнажений) [Кулаков, 1973]

1 – суглинки, глины; *2* – иловатые суглинки и глины, алевриты; *3* – пески; *4* – песчано-галечные отложения; *5* – песчано-гравийные отложения с прослоями алевритов, иловатых суглинков и глин; *6* – глинистые пески и супеси с галькой, щебнем; *7* – алевролиты; *8* – оползни, осыпи; *9* – коренные дочетвертичные породы; *10* – низкая (голоценовая) терраса; *11* – высокие прибрежные уровни четвертичного возраста

первые материалы по тектоническим деформациям четвертичных морских террас (рис. 1.1) [Кулаков, 1973], причем оказалось, что в некоторых районах, например на юго-западном побережье острова между городами Невельском и Холмском, ориентировки вертикальных тектонических движений, выявленных геолого-геоморфологическими и геодезическими методами, не совпадают. Это обстоятельство интерпретировалось различием новейших и современных тектонических движений [Захаров и др., 1975].

Четвертый, современный этап, охватывающий в основном 90-е гг. XX и начало XXI в., но по некоторым направлениям начавшийся в конце 80-х гг., характеризуется разворотом широкого фронта исследований, разные элементы которого касаются новейшей тектоники. Этот фронт включает активизацию исследований шельфов в связи с их нефтегазоносностью, сейсмичностью и сейсмотектоникой, особенно после Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г., инженерных изысканий, особенно в связи с прокладкой транссахалинских нефте- и газопроводов. Новым аспектом стало геолого-геодезическое выявление активных разрывных структур. Естественно, что все это возбудило особый интерес к неотектонике и существенно расширило диапазон неотектонических исследований [Аргентов и др., 1997; Булгаков и др., 2002; Василенко и др., 1995; Воейкова, 1996, 1997; Геодинамика..., 1997; Геология..., 1991, 1997; Гладенков и др., 1999, 2002; Гололобов, 1987; Иващенко, Стрельцов, 1997; Ким, 1990; Кожурин, Востриков, 1988; Кофф и др., 1995; Мельников, 1987; Нефтегорское...,1995; Рогожин, 1996; Рогожин и др., 2002; Рождественский, 1991, 1993; Свиточ и др., 1988; Стрельцов, Рождественский, 1995; и др.].

Настоящая работа в значительной мере посвящена подведению первых итогов данного этапа неотектонических исследований.

1.2. Представления о возрастном объеме и подразделениях новейшего этапа геологического развития Сахалина

С.М. Александров [1962_2, 1973] рассматривал новейший этап как промежуток времени от среднего миоцена (ранний тектонический подэтап) до верхнего плиоцена–плейстоцена (поздний подэтап). Г.С. Ганешин [1959, 1970], Е.М. Рудич [1962],

В.В. Соловьев [1968$_2$] включали в него плиоцен и плейстоцен, а П.Н. Кропоткин [1961] начинал его с позднего плиоцена [Александров, 1973, с. 88].

Наиболее общепринятой [Александров, 1973; Гальцев-Безюк, 1962$_{1,2}$; Николаев, 1962; Рудич, Скиба, 1959; и др.] можно считать точку зрения, высказанную В.В. Соловьевым и Г.С. Ганешиным [1971, с. 99], которые относили начало новейшего этапа на Сахалине к позднему плиоцену, когда в большинстве районов острова закончилось геосинклинальное развитие и установился последний, еще не завершенный, по С.Н. Алексейчику [1961], ритм осадконакопления. Именно позднеплиоценово-четвертичными тектоническими движениями созданы основные черты современного рельефа Сахалина [Соловьев, Ганешин, 1971, с. 101].

В конечном счете, этот вопрос решается на основании современной датировки того стратиграфического рубежа, который сопоставляется с началом активных орогенических движений и с соответствующей фазой седиментационной цикличности и эрозионно-аккумулятивного цикла, определяющего формирование денудационной поверхности, деформации которой могут быть приняты за суммарные новейшие.

В настоящее время конкурирующими обычно считаются два подобных рубежа:

1) эпоха формирования "высоких древних пенепленов в Восточно-Сахалинских горах", когда на фоне нисходящих движений происходило накопление преимущественно морских осадков курасийской (окобыкайской) и нижней части маруямской (нутовской) свит [Александров, 1973, с. 113];

2) несогласие в основании верхней подсвиты маруямской свиты, сформированное тектоническими движениями, начинающими сахалинский тектонический этап преобладающих воздыманий [Мельников, 1987, 1988].

Рубеж курасийской и маруямской свит в настоящее время обычно относится к позднему миоцену [Точилина, 1985], а начало формирования верхней подсвиты маруямской свиты сопоставляется с границей миоцена и плиоцена. Однако эти датировки могут меняться в зависимости от понимания геохронологического объема плиоцена, четвертичной системы (антропогена) и стратиграфического положения эоплейстоцена. Дополнительные трудности создает и неоднотипность расчленения маруямской свиты в разных впадинах [Геология..., 1970].

В Поронайской депрессии маруямская свита по литологическим особенностям, а иногда и угловым несогласиям расчленена на три пачки, или подсвиты [Кузина и др., 1971]. Нижняя пачка относится к верхнему миоцену, а средняя подсвита, залегающая на нижней трансгрессивно с угловым несогласием[1], содержит плиоценовую фауну. В частности, в районе пос. Владимирово обнажаются слои, содержащие морских моллюсков *Fortipecten takahashii* J o k. На совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем палеогена и неогена Дальнего Востока в 1974 г. границу между миоценом и плиоценом решено проводить по подошве слоев с *Fortipecten takahashii* J o k. [Александрова, 1982, с. 43].

Однако в Макаровском, Анивском районах и Сусунайской впадине, где маруямская свита делится на пять пачек и две подсвиты, указанная граница совпадает с подошвой IV пачки (в которой содержится фауна *Fortipecten takahashii* J o k.) и верхней подсвиты, а верхняя пачка коррелируется с отложениями, отнесенными к палеомагнитному эпизоду Олдувей [Геология..., 1970], который обычно располагается в подошве эоплейстоцена или антропогена и датируется около 1,6–1,8 млн лет. Именно эту границу предлагают считать подошвой четвертичной системы В.Г. Беспалый [1968] и С.Д. Гальцев-Безюк, Г.В. Полунин [1975], поскольку она фиксирует смену морских отложений лагунными и континентальными, вымирание теплолюбивых форм морской фауны и появление холодолюбивого современного комплекса моллюсков, вымирание теплолюбивой флоры [Александрова, 1982, с. 44].

Таким образом, геохронологический объем неотектонического этапа на Сахалине зависит от двух обстоятельств:

1) выделяется ли ранний неотектонический подэтап, который по существу отвечает раннеорогенной стадии развития многих внутриконтинентальных орогенов, но может в разных областях иметь различный возраст [Милановский, 1968; Несмеянов, 1971, 1977, 1992];

2) каков абсолютный возраст начала позднеорогенной стадии, которая совпадает с сахалинским этапом (фазой складчатости) и несогласием в пределах маруямской свиты.

1.3. Основные черты методики неоструктурного районирования

Потребности современных инженерных изысканий, связанных со строительством и нефтедобычей, обусловливают необходимость последовательного укрупнения масштабов неоструктурного районирования, вплоть до самых детальных. При этом выявление сейсмогенерирующих структур нуждается в обстоятельных комплексных геофи-

[1] Именно данное несогласие в подошве средней подсвиты маруямской свиты некоторые исследователи [Алексейчик и др., 1959; Козырев и др., 1960; Ратновский, 1960; Чемеков, 1961] считают определяющим основанием для проведения нижней границы четвертичной системы и проявлением сахалинской фазы складчатости [Плешаков, 1938].

зических исследованиях глубинных структур. Инженерные изыскания, напротив, нацелены на познание приповерхностных дислокаций, особенно разрывных. Геолого-геоморфологическое изучение новейших движений желательно коррелировать с результатами инструментальных наблюдений за современными тектоническими движениями. Это особенно важно для прогноза разрывного крипа на период строительства и эксплуатации зданий и сооружений.

В настоящее время на примере ряда внутриконтинентальных орогенов разработана методика неотектонических исследований, обеспечивающая опережающие исследования для инженерно-геологических изысканий [Несмеянов, 2001, 2004]. Эта методика, как показано ниже, в важнейших своих чертах приложима и для островодужных орогенов. Она включает следующие основные элементы: 1) возрастное расчленение рельефа; 2) неоструктурное районирование; 3) выявление активных структур.

а. Возрастное расчленение рельефа

Возрастное расчленение рельефа предусматривает, во-первых, датировку аккумулятивных и денудационных форм рельефа, слагающих их толщ и корреляцию геоморфологических уровней, а во-вторых, датировку, выяснение генезиса и иерархии денудационных цирков, в которых могут локализоваться опасные склоновые процессы и сели. Выявление и сопоставление таких цирков позволяет в ряде случаев предполагать существование более крупных, сложных и древних оползней, чем следует из данных инженерно-геологической съемки. Корреляция и датировка аккумулятивных и денудационных форм рельефа требуют применения специальной методики, не всегда корректно и в полной мере используемой при геологической съемке. Поэтому проведение структурно-геоморфологических исследований должно сопровождаться стратиграфическим изучением новейших, особенно четвертичных отложений.

Материалы по возрастному расчленению рельефа используются в других направлениях структурно-геоморфологических исследований, в том числе и неоструктурном районировании, возрастной дифференциации тектонических структур, выявлении активных и активизированных разрывов, анализе истории формирования рельефа и тенденций естественного развития опасных геологических процессов. Строение террасовых образований во многих орогенических областях изучено недостаточно и понимается неоднозначно. Поэтому структурно-геоморфологические исследования предполагают проведение региональных работ по возрастному расчленению не только рельефа, но и коррелятных отложений. Региональная сеть корреляционных геолого-геоморфологических профилей должна охватывать весь исследуемый ороген с выходом на главные стратотипы, в том числе и по его периферии.

Особое внимание уделено стратификации образований террасового генетического комплекса, позволяющей наметить иерархию этапности новейшего развития рельефа и тектонических структур. Для этого целесообразна корреляция террас в пределах речных долин и морских побережий. На последних она осуществляется по древним береговым линиям максимумов трансгрессий.

Основными итоговыми материалами данных исследований обычно являются: а) местная стратиграфическая схема, по возможности скоррелированная с межрегиональной и общей стратиграфическими и геохронологическими шкалами; б) схема расположения региональной сети профилей; желательно совместить ее со схемой возрастного расчленения рельефа, на которой важно показать основные палеонтологические и археологические местонахождения, места абсолютных датировок, палеомагнитных разрезов и т.п.; в) структурно-геоморфологические профили с указанием мест их пересечения, основных новейших структур и литологических комплексов в новейших и более древних образованиях.

б. Неоструктурное районирование

Неоструктурное районирование служит основой инженерно-геологического и предусматривает выявление новейших, развивавшихся одновременно или попеременно дислокаций главного и поперечных структурных планов, а также поставляет исходный материал для классификации новейших структур. Такая классификация при инженерно-геологических изысканиях должна быть нацелена на выявление структурных форм, с которыми связаны опасные геологические процессы. Например, к обусловленным разрывными эскарпами крутым уступам в рельефе тяготеют склоновые процессы. Легенда схем и карт неоструктурного районирования отражает, как правило, иерархию разрывных, блоковых и складчатых структур, их морфологическую и генетическую типизации и границы.

Карту неоструктурного районирования целесообразно сопроводить кадастрами: а) складчатых и блоковых структур, б) разрывов и флексур. Кадастры удобны в табличной форме с указанием индекса, названия структуры и ее основных параметров. Для складчатых и блоковых структур полезно привести их морфологический тип, ориентировку и размеры, а для разрывов, кроме того, амплитуды новейших смещений с указанием смещенного геоморфологического уровня и номера структурно-геоморфологического профиля, на котором производилось измерение.

в. Выявление активных структур

Применительно к задачам настоящей работы в качестве активных структур рассмотрены активные новообразованные и активизированные унаследованные разрывы, как зоны возможного опасного крипа и локализации сейсмодислокаций. Выявление их современной активности основано на учете геолого-геоморфологических, геодезических, сейсмологических, сейсмотектонических, геофизических материалов.

Для характеристики расположения и параметров активных разрывов и флексур составляются: 1) карта активных разрывов и флексур с кадастром; 2) система структурно-геоморфологических профилей; 3) для характеристики крипа: таблицы оценки поэтапных амплитуд и скоростей, оценки тенденций изменения скоростей, оценки современной активности разрывов и т.д. Для оценки активности наиболее важных разрывов могут привлекаться материалы, полученные на геодинамических полигонах.

При изысканиях для строительства инженерных сооружений перечисленные материалы должны быть дополнены картированием разрывных зон, которые могут повлиять на условия строительства. Строение разрывных зон должно учитываться при: а) выявлении мест наиболее вероятной локализации активных разрывных смещений (чаще всего в подзонах сместителя); б) определении размеров зон наиболее вероятной локализации сейсмотектонических дислокаций (обычно это разрывная зона совместно с разрывным и трещинным оперением); в) определении степени раздробленности и проницаемости (фильтрации, геопатогенности и т.п.) нарушенных разрывом скальных массивов; г) определении мест наиболее благоприятного (в случае необходимости) размещения в пределах широких разрывных зон зданий, сооружений, отдельных конструктивных элементов (такими местами чаще всего служат центральные части крупных тектонических клиньев); д) определении мест наиболее вероятной концентрации опасных экзогенных геологических процессов (обвалов, оползней, селей и т.п.) в случаях формирования уступа в пределах разрывной зоны, пересечения ее глубоким эрозионным врезом или речной долиной и т.п.; е) определении методом аналогий ширины и строения погребенных разрывных зон.

Строение разрывных зон зависит от многих факторов: размера разрыва, его морфологического (кинематического) типа, характера новообразования (новообразованный, унаследованный с доновейшего этапа, древний не активизированный), литологии нарушенных толщ, характера вторичного метаморфизма, линейных кор выветривания, внедрений (разнообразные вулканические тела, соляные, гипсовые и другие инъекционные тела, нептунические дайки и пр.).

При проектировании глубоких и подземных сооружений очень важна информация о характере изменения строения разрывных зон и подвижности разрывов с глубиной.

1.4. Проблемы и основные черты методики изучения активных разрывов при инженерных изысканиях для строительства

В настоящее время во внутриконтинентальных орогенических областях проведены детальные исследования по изучению разрывного крипа и оценке его опасности для инженерных сооружений, в первую очередь для магистральных трубопроводов [Кофф и др., 1999; Осипов и др., 2001; Несмеянов, Воейкова, 2002, 2003_2; Воейкова, Несмеянов, 2002; Несмеянов и др., 2003]. Применявшиеся при этом основные методические подходы, очевидно, могут быть использованы и для островодужных орогенов, в то числе и Сахалина.

а. Существующие представления

Понятиям "активный разлом" и "активный разрыв" даны различные определения. Безусловно, активными считаются разрывы, современные смещения по которым зафиксированы геодезическими методами. Но геодезическая или другая инструментальная характеристика современной подвижности возможна лишь для небольшой части разрывных нарушений. Для остальных используются другие, преимущественно геолого-геоморфологические методы выявления. При этом ряд исследователей полагает, что активными следует считать разрывы, для которых установлены голоценовые (т.е. за 10 тыс. лет) смещения [Никонов, 1977]. Другие считают достаточным фиксацию голоценовых и позднеплейстоценовых (приблизительно за 100 тыс. лет) смещений [Трифонов, 1983, 1985]. В отдельных неотектонически слабоактивных регионах в качестве активных выделяются разрывы с новейшими (примерно за 30–40 млн лет) смещениями. Второй из перечисленных вариантов был принят за основу при составлении мелкомасштабной карты активных разломов СССР и сопредельных территорий [Карта активных..., 1986, 1987]. Но на упомянутой карте важные для строительства приповерхностные разрывы не были отделены от погребенных и глубинных. При соответствующей ревизии этой карты активными предложено считать новейшие разрывы, смещения по которым могут представлять опасность для строительства [Несмеянов и др., 1995].

А.А. Никонов [1995_1] предлагает называть активным разломом такое дизъюнктивное тектони-

ческое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и (или) в недрах, которое несет признаки направленного перемещения разделяемых им блоков (крыльев) в течение последних сотен тысяч лет (до 400 тыс. лет, но без строгого ограничения временно́го интервала) на величину не менее 0,5–1 м на базе (поперек нарушения) не более 0,5–1 км, т.е. со средней расчетной скоростью не менее сотых долей мм/год (величина деформаций выше 10^{-4}). Такие смещения возможны иногда и по узким флексурам. При реальных, по его мнению, величинах ширины разрывной зоны (базы измерения) от нескольких до сотен метров имеются в виду скорости смещений равные или большие 0,01–0,02 мм/год. В некоторых случаях, особенно если смещения фиксируются инструментально, А.А. Никонов рекомендует учитывать и разрывы со скоростью смещения менее 0,01 мм/год при ширине разрывной зоны меньше или равной 0,1 м. Некоторые из этих параметров близки к деформациям, опасным для инженерных сооружений. Так, предельно допустимые (за весь срок службы сооружения – обычно 100 лет) деформации в основании объектов массового строительства[2] не должны превышать: относительное горизонтальное сжатие или растяжение – 1 мм/м, радиус кривизны – менее 20 км, наклон – 3 мм/м, уступ – 1 см, относительную неравномерность осадок – 0,006, крен фундамента – 0,005. Смещения, превышающие перечисленные величины, считаются опасными для сооружений [СП 11-104-97; СНиП 2.01.09-91; СНиП 2.02.01-83].

В настоящее время, по-видимому, можно считать активным разрыв, смещение по которому приближается к значениям, опасным для инженерных сооружений. При этом важно отметить, что для многих ответственных и уникальных сооружений величина опасных криповых смещений может существенно отличаться от упомянутых выше значений, принятых для массового и промышленного строительства. Так, из практики строительства магистральных трубопроводов известно, что для многих из них не опасны даже перемещения в несколько сантиметров, иногда дециметров и даже метров на базах порядка 100 м [Система..., 2001].

Для трубопроводов в большинстве случаев основную опасность представляют практически мгновенные разрывные сейсмотектонические дислокации, связанные с сейсмическими сотрясениями существующих разрывов, но особенно с разрывными выходами крупнейших сейсмических очагов на земную поверхность. В отдельных случаях такие очаговые сейсмотектонические дислокации могут достигать многих метров (например, 8 м при Нефтегорском землетрясении 27–28 мая 1995 г. на Сахалине и 9 м при Гоби-Алтайском землетрясении 4 декабря 1957 г. в Монголии) и, безусловно, опасны для любых инженерных сооружений.

Поэтому в СП 11-104-97 ([1997], с. 51) оговорено: "Опасные значения смещений для особо сложных и уникальных сооружений (I и II уровней ответственности) регламентируются производственно-отраслевыми (ведомственными) нормативными документами". Для подобных случаев необходимы специальные классификации разрывных смещений (раздельно криповых и сейсмотектонических), соответствующие каждому конкретному уникальному и ответственному сооружению.

Следует также учитывать реальные сложности, которые возникают при интерпретации геолого-геоморфологических материалов по оценке скоростей крипа (возможность неравномерности этих скоростей при большой длительности временных интервалов осреднения движений; малая надежность характеристики тенденций развития разрывов и т.д.). Поэтому при оценке активности разрывных нарушений предположительно активными могут считаться [Несмеянов и др., 1992]:

– современные разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально (геодезическими или геофизическими методами) или документально (при составлении разновременных карт, исторических материалов и т.п.);

– молодые разрывы, смещения по которым происходили в четвертичном периоде (т.е. примерно в течение последнего миллиона лет);

– новейшие разрывы с максимальными для данной территории амплитудами смещений за новейший геологический этап.

На предпроектных стадиях изысканий можно в самом первом приближении считать все новейшие (новообразованные или унаследовано развивающиеся) разрывы региона предположительно активными, т.е. нуждающимися в дополнительном изучении.

6. Активность криповых разрывных смещений и уклонов в инженерных изысканиях

Практически все опасные для строительства приповерхностные разрывы получают отражение в рельефе, т.е. рельефообразующие. При реальной средней скорости субвертикального крипа в 1 мм/год приразрывный уступ достигнет за 1 тыс. лет 1 м, за 100 тыс. лет (голоцен и большая часть позднего неоплейстоцена) – 100 м, а за 1 млн лет (плейстоцен, по прежним схемам, и неоплейстоцен, по современной) – 1 км. Столь же интенсивные сдвиговые перемещения неизбежно отразятся в изгибах водотоков, плановом изгибе тальвегов и бортов оврагов, речных долин, отрогов хребтов и т.п. Поэтому обычно анализируются именно рель-

[2] Подробнее см. раздел 4.3.

ефообразующие субвертикальные разрывные движения, при которых происходит смещение геоморфологических уровней (останцов поверхностей выравнивания, террас), получающих ту или иную возрастную датировку.

Для новейших разрывов удается охарактеризовать смещения за разные интервалы плейстоцена. Поэтому оценку их современной активности целесообразно предварять характеристикой средних скоростей разрывных смещений и анализом тенденций изменения этих скоростей.

в. Характеристика средних скоростей разрывных смещений

Опираясь на существующие абсолютные датировки геоморфологических уровней и этапов формирования образований террасового генетического комплекса, можно рассчитать средние скорости разрывных смещений. Они оцениваются для интервалов времени с момента завершения формирования соответствующего геоморфологического уровня до современности.

Подобные скорости движений могут считаться средними суммарными [Несмеянов, 1971]. Суммарными они должны считаться, поскольку амплитуды оценивают лишь конечный результат относительного перемещения крыльев разрыва, не учитывая взаимно компенсированных их встречных перемещений. Средними данные скорости являются потому, что равномерно осредняются для всего анализируемого отрезка времени. Между тем, орогенез в целом и, очевидно, разрывные смещения носят импульсный характер, ускоряясь в относительно краткие моменты на рубежах выделяемых этапов формирования образований террасового генетического комплекса. Однако величина подобных ускорений, их продолжительность, возможность и величина затухания движений между импульсами практически не изучены.

Ниже употребляются термины "средняя скорость" или "скорость" разрывных смещений или движений, но во всех вариантах имеются ввиду средние суммарные скорости.

г. Анализ тенденций изменения средних скоростей разрывных смещений

Как правило, если для разрыва удается зафиксировать смещение по двум-трем геоморфологическим уровням, отмечается увеличение скорости для более поздних и более коротких этапов. Поэтому в орогенах предполагается последовательное увеличение скоростей разрывных смещений к современности. Это соответствует общим представлениям о тенденциях развития различных орогенов [Несмеянов, 1971, 1977, 1992; Никонов, 1977; и др.]. Согласно указанным общим представлениям, в большинстве случаев начало неоплейстоцена (около 0,5–1 млн лет назад) характеризуется увеличением скоростей воздымания на порядок по сравнению со скоростями подобных движений в неогене (сотые–десятые доли мм/год).

Целесообразно оценить общий характер изменений диапазонов поэтапных скоростей разрывных смещений для всего комплекса изученных разрывов (по разности амплитуд движений и продолжительности анализируемых этапов).

д. Оценка современной активности разрывных смещений

В природе встречаются разрывные смещения с инструментально зафиксированными скоростями в несколько сантиметров в год. Подобные скорости отмечены для разрывных систем сдвигового (Сан-Андреас в США, Таласо-Ферганской в Киргизии и др.), сбросового (Байкальская рифтовая область) и других типов [Никонов, 1977; Тектонические..., 1982]. Активность таких смещений следует, по-видимому, именовать экстремальной, т.е. опасной для любых сооружений, поскольку по соответствующим разрывным сместителям за срок службы сооружения могут сформироваться уступы высотой в несколько метров. Кроме того, учитывая приведенные выше значения смещений, опасных для сооружений массового строительства [СП 11-104-97, 1997], можно предложить следующие критерии оценки активности разрывных смещений:

1) с учетом формирования уступообразного вертикального (сбросового) смещения по узкой разрывной зоне (табл. 1.1);

2) с учетом равномерного распределения смещения в подзоне сместителя разрыва и формирования наклона (табл. 1.2).

При этом приняты следующие характеристики разрывов и разрывных смещений [Рекомендации..., 1984; Тектонические..., 1982]:

Во-первых, необходимо учитывать, что разрывные зоны состоят, как правило, из подзон двух-трех типов (подзоны сместителя, тектонических клиньев и краевых подзон аномальной трещиноватости).

Во-вторых, разрывные смещения обычно локализуются в пределах подзон сместителя (в сложных разрывных зонах – преимущественно в подзоне главного сместителя). Смещения могут локализоваться по трещинообразным поверхностям в пределах подзоны сместителя с образованием уступа, а могут быть более или менее равномерно распределены в пределах всей подзоны сместителя с формированием наклона в основании сооружения.

Таблица 1.1

Степень активности разрывов с формированием уступообразного вертикального разрывного смещения по узкой разрывной зоне (ширина подзоны сместителя до 3 м при ширине разрывной зоны до 30–50 м)

Степень активности разрыва	Амплитуда разрывного смещения за 1 млн лет (A, м)	Средняя скорость разрывного смещения (V, мм/год)	Амплитуда уступа в основании сооружения за 100 лет (a_{100}, мм)
Низкая	До 50	До 0,05	До 5
Средняя	50–100	0,05–0,1	5–10
Высокая	100–1 000	0,1–1,0	10–100
Экстремальная	Более 1 000	Более 1,0	Более 100

Таблица 1.2

Степень активности разрывов с формированием наклона основания сооружения в подзоне сместителя шириной 5 м

Степень активности разрыва	Амплитуда относительного смещения крыльев разрыва за 1 млн лет (A, м)	Средняя скорость разрывного смещения (V, мм/год)	Средний наклон основания сооружения за 100 лет (i, мм/м)
Низкая	До 75	До 0,075	До 1,5
Средняя	75–150	0,075–0,15	1,5–3
Высокая	Более 150	Более 0.15	Более 3

В-третьих, следует отметить, что использованные в таблицах 1.1, 1.2 параметры смещений даны из расчета на продолжительность неоплейстоцена порядка 1 млн лет и в предположении, что разрывные смещения формируются равномерно. Однако, как отмечено выше, на самом деле эти скорости последовательно возрастают. Поэтому желательно пользоваться оценками скоростей разрывных смещений за минимально возможный последний интервал времени.

Принимая во внимание: 1) принадлежность ряда крупных инженерных сооружений, например, нефтепровода и сопутствующих объектов к ответственным инженерным сооружениям (аварии на них могут привести к значительному ущербу и нежелательным экологическим последствиям) и 2) упомянутые тенденции развития орогенеза и разрывообразования, целесообразно при оценках активности разрывов:

– повышать на порядок величин скорости движений, оцененные совместно для плиоцена и четвертичного периода,

– либо производить расчеты с использованием правила Гзовского (увеличение скоростей вдвое при сокращении времени осреднения на порядок величин).

Это позволит повысить надежность принимаемых адекватных инженерных мероприятий. Указанные пересчитанные скорости можно условно назвать "приведенными", поскольку они приведены в соответствие с общей тенденцией ускорения тектонических движений в плейстоцене или во второй его половине и голоцене.

Принятые оценки (значения "приведенных" скоростей) допустимо использовать в качестве вероятных максимальных и учитывать при проектировании защитных мероприятий только для наиболее ответственных сооружений, стройплощадки которых пересечены средне-, высоко- и экстремально активными разрывами.

Важно подчеркнуть, что во всех приведенных выше рассуждениях и оценках принималась исключительно криповая природа разрывных смещений. Между тем преимущественно в зонах возможных очагов сильных землетрясений (зонах ВОЗ) часть разрывных смещений может иметь сейсмогенную природу. Для наиболее сейсмически активных зон и областей доля подобных сейсмогенных (импульсных) разрывных смещений может быть значительной. В.П. Солоненко [1973] предполагал даже, что в подобных районах большая часть рельефообразования может быть сейсмогенной.

В настоящее время для подавляющего большинства сейсмоактивных районов доля сейсмогенных подвижек в общей величине разрывных смещений еще не может быть установлена. Поэтому, не исключая в принципе вероятности участия сейсмогенных процессов в разрывообразовании сейсмоактивных районов, приходится анализировать все разрывное смещение как криповое. Это допущение в большинстве случаев оправдано вследствие невозможности оценить неравномерность тектонических движений в пределах каждого этапа.

Глава 2

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РЕЛЬЕФА И ЭТАПНОСТЬ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНЕЗА

Для Сахалина характерен ярусный рельеф горных областей. Обычно там выделяется несколько водораздельных полигенетических уровней типа пенепленов и педиментов, а также ряд уровней, которые можно считать террасовыми (морскими или аллювиальными). Последние относятся в основном к четвертичному периоду [Ганешин, 1970; Александров, 1973]. Датировка водораздельных поверхностей выравнивания и террасовых уровней представляет определенные, но различные трудности, поэтому их целесообразно рассмотреть раздельно.

2.1. Сеть геоморфологических профилей

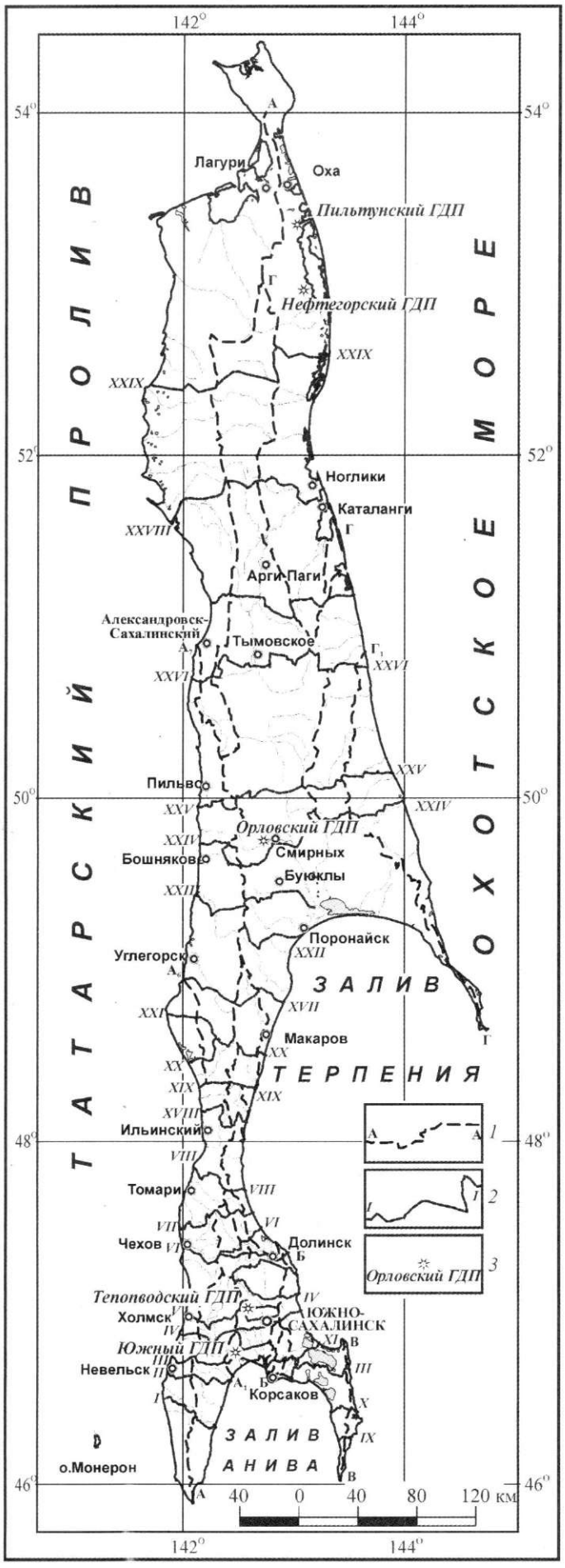
Для расшифровки новейших тектонических деформаций построена региональная сеть геоморфологических профилей, включающая 30 продольных по отношению к главным орографическим элементам и 16 поперечных (рис. 2.1). Как правило, профили региональной сети сквозные, пересекающие весь остров или его значительную часть. Региональная сеть в некоторых детальнее изученных районах дополнена менее равномерной локальной сетью, в которой отдельные профили пересекают структуры, не затронутые профилями региональной сети. Основными задачами построения сетей являлись: 1) датировка выделяемых геоморфологических уровней на главных стратотипах и 2) характеристика возрастного расчленения рельефа основных неотектонических структур. При дальнейших исследованиях, естественно, потребуется дополнение и детализация локальных сетей для характеристики тех или иных недостаточно изученных или более мелких структур.

Профили проводили по водоразделам различных порядков вдоль и поперек хребтов, впадин, речных долин. Методика структурного и геоморфологического (для возрастного расчленения рельефа) дешифрирования профилей опубликована достаточно подробно [Костенко, 1972, 1999; Несмеянов, 1971, 1977, 1989; Несмеянов, Измайлов, 1995].

Рельеф горных сооружений западной и восточной частей острова существенно различен. На западе развиты преимущественно слабо расчлененные молодые извилистые хребты. При этом наиболее высокие из них часто оказываются не самыми древними. Соответственно, водораздельные профили весьма извилисты, отражая сложность орографического плана. На востоке, напротив, эрозионное расчленение более интенсивное, и основные орографические элементы выражены определеннее. Здесь чаще встречается разветвление хребтов на замыканиях горных сооружений. Это связано с разновозрастностью западносахалинских и восточносахалинских орогенов. Разделяющие их низменности обычно слабо расчленены и преимущественно плоскодонны. Только в некоторых районах присутствуют невысокие прибортовые возвышенности. Существенно иной облик рельефа Северного Сахалина между Восточно-Сахалинскими горами и полуостровом Шмидта. На этой территории обширные плосковерхие увалы лишь местами осложняются небольшими сопками. Увалы разделены столь же пологими субмеридиональными понижениями. Все свидетельствует о чрезвычайной молодости рельефа Северного Сахалина.

Анализ геоморфологических профилей (рис. 2.2) позволил сделать два вывода.

Первый вывод заключается в том, что в пределах основных поднятий реконструируются хорошо сохранившиеся останцы нескольких разновысотных полигенетических поверхностей выравнивания. Количество таких поверхностей неодинаково в Западно-Сахалинских горах и Сусунайском хребте. Корреляция продольных и поперечных профилей позволяет с достаточной уверенностью утверждать, что в пределах Западно-Сахалинских гор сохранилось три региональных поверхности выравнивания, развитые на обширных территориях, а в Сусунайском хребте – по крайней мере, четыре таких поверхности, наиболее древняя из которых практически отсутствует в Западно-Сахалинских горах.



Второй вывод сводится к утверждению о деформированности всех указанных полигенетических поверхностей выравнивания. При этом на фоне общих региональных сводообразных изгибов данных поверхностей достаточно определенно фиксируются их многочисленные разрывные смещения и флексурные изгибы. В результате можно прийти к вполне определенному заключению о явном преобладании блоковых форм среди региональных и локальных новейших структур.

Эти выводы являются определяющими при дальнейшей интерпретации возрастного расчленения рельефа и новейших структур. Следует отметить, что подавляющее большинство локальных разрывных структур малоамплитудны, т.е. суммарные разрывные смещения по ним обычно не превышают первых сотен метров, а часто не выходят за пределы нескольких десятков метров. В последнем случае бывает трудно отличить разрывы от флексур. Наблюдаются взаимопереходы по простиранию разрывных смещений во флексурные перегибы и наоборот. Кроме того, не исключено, здесь, как и в других молодых горных областях [Несмеянов, 1992], что крупные флексуры осложняются локальными разрывами, а в отдельных местах замещаются системой мелких структурных ступеней.

2.2. Полигенетические денудационные приводораздельные геоморфологические уровни

Такие уровни, т.е. поверхности выравнивания, отчетливо прослеживаются в Западно- и Восточно-Сахалинских горах. Они отвечают общим этапам планации, когда затухали активные орогенические движения. Однако время проявления орогенеза в Западно- и Восточно-Сахалинских горах различно. Вторые начали воздыматься раньше, и в них сохраняются более древние поверхности [Ганешин, 1970; Мельников, 1987, 1988]. Поэтому достаточно уверенно можно судить о возрасте только наиболее молодых поверхностей выравнивания, сформировавшихся после завершения неогеновой складчатости или на самых последних ее этапах, когда произошло общее сводовое поднятие в Западно-Сахалинских горах. Здесь обычно отмечается зависимость ориентировки ряда орографических элементов от простирания складчатых структур, местами до структур третьего порядка включительно [Мельников, 1970]. Однако полного соответствия этих структурных форм формам рельефа не наблюдается. Примерами наибольшей

Рис. 2.1. Схема региональной сети геоморфологических профилей и расположения геодинамических полигонов о. Сахалин

1, 2 – линии геоморфологических профилей и их номера: *1* – продольных, *2* – поперечных; *3* – геодинамические полигоны и их названия

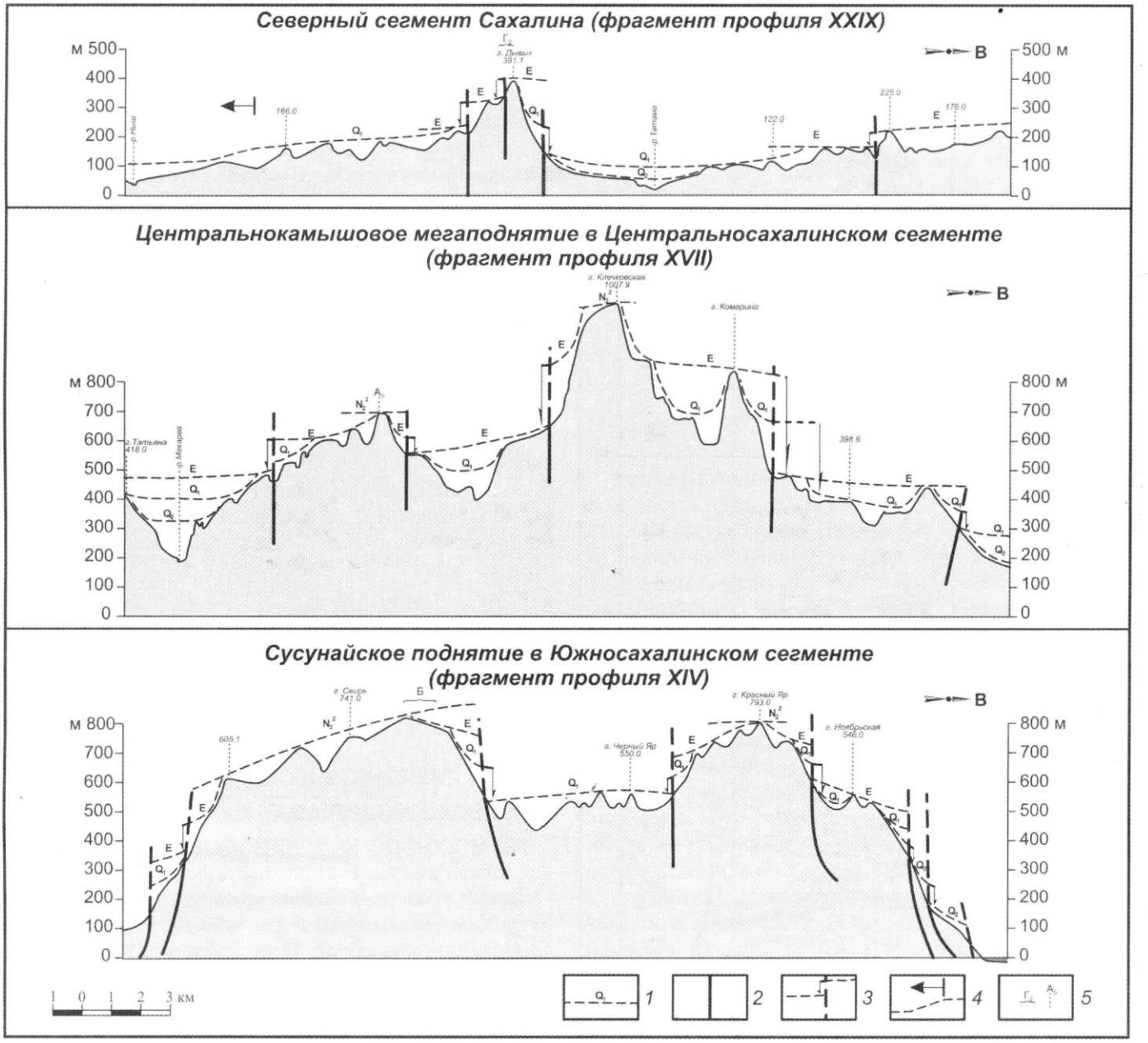


Рис. 2.2. Пример широтных профилей в разных сегментах Сахалина

1 – геоморфологический уровень; *2* – разрыв; *3* – амплитуда разрывного смещения; *4* – флексура; *5* – места пересечения профилей

унаследованности являются совпадение южного окончания Камышового хребта с антиклинальной складкой, в которую собраны верхнемеловые и палеогеновые отложения, а также Южно-Камышовый хребет к югу от горы Бамбуковой [Ганешин, 1970, с. 370]. Здесь речные долины (например, р. Лопатинка) в основном связаны с плиоценовыми синклиналями, а водоразделы – с антиклиналями. Поэтому можно допустить, что заложение некоторых речных долин в приводораздельных частях Западно-Сахалинских гор произошло одновременно с завершающими стадиями складкообразовательных движений. Именно это обстоятельство обусловило формирование многочисленных антецедентных долин, прорезающих более молодые поднятия, которые не совпали с неогеновыми складками.

Для Западно- и Восточно-Сахалинских гор традиционно отмечается ярусное строение рельефа [Александров, 1973; Ганешин, 1970]. При этом древние поверхности выравнивания различаются обычно по более или менее стандартным интервалам абсолютных высот. Например, указывается, что наибольшее распространение имеет поверхность высотой 1200–1400 м, развитая преимущественно в более высоких Восточно-Сахалинских горах и встречающаяся лишь в виде небольших участков в Западно-Сахалинских. Но с таким подходом не согласуются наблюдения, подтверждающие, что вершинный геоморфологический уровень явно не горизонтален, а испытывает "пологие сводообразные деформации" и меняет свою высоту в Восточно-Сахалинских горах в восточном и

южном направлениях от 1400–1200 до 500–400 м [Ганешин, 1970, с. 379]. Предполагается, что эта поверхность "возникла в один из этапов позднего миоцена, когда существовали благоприятные условия для выравнивания рельефа" [Там же, с. 380]. Таким этапом мог быть, скорее всего, миоценовый, разделяющий, по О.А. Мельникову [1987], курильский (раннемиоценовый) и алеутский (среднемиоценовый) орогенические этапы. С.М. Александров [1973, с. 113] сопоставлял эпоху формирования "высоких древних пенепленов в Восточно-Сахалинских горах" с эпохой нисходящего развития рельефа, когда происходило накопление преимущественно морских осадков курасийской (окобыкайской) и нижней части маруямской (нутовской) свит. Он датировал эту эпоху индексом $N_1^3 - N_2^1$. Курасийская и низы (пачка I) маруямской свиты обычно относятся к верхнему миоцену, а пачки II, III маруямской свиты из разреза по р. Малый Такой – к нижнему плиоцену. Но датировка окобыкайского и нутовского горизонтов может быть иной [Точилина, 1985].

Второй по возрасту считается поверхность высотой 250–300 м, выраженная в рельефе в виде широких увалов ("прилавков"), расположенных в предгорьях Западно- и Восточно-Сахалинских гор по периферии межгорных впадин. Крупными обособленными участками этой поверхности считаются Корсаковское и Новиковское плато. Данная денудационная поверхность срезает отложения палеогена, неогена и иногда перекрывается нижнечетвертичными галечниками, а потому ее возраст обычно определяется в интервале поздний плиоцен–раннечетвертичное время [Ганешин, 1970, с. 379–380]. По А.Н. Александровой [1987, с. 52], "Наиболее древняя поверхность денудационных равнин высотой 120–200 м выведена на поверхность в результате регрессии моря в конце плиоцена. На Японских островах ей соответствует денудационная поверхность Кунохэ". Не исключено, что формированию этой поверхности соответствует миоцен-плиоценовый этап, разделяющий, по О.А. Мельникову [1987], алеутский (среднемиоценовый) и сахалинский (плиоцен-четвертичный) орогенические этапы.

В.К. Кучай [1987] выделял также две поверхности выравнивания. Более молодая из них (первая половина среднего плейстоцена) – Лютогская достигает, по его мнению, в Западно-Сахалинских и Сусунайских горах высоты 400–600 м, в высоких предгорьях – 200–400 м и 200 м в низких предгорьях и на Корсаковском плато, где она может быть абразионно-денудационной. Более высокая – Мицулинская раннеплейстоценовая полигенетическая поверхность выравнивания занимает водоразделы первого порядка и отделена от Лютогской поверхности уступами высотой около 50–80 м. Выше нее поднимаются, по В.К. Кучаю, только небольшие останцы предорогенного рельефа.

Следует отметить, что В.В. Соловьев выделял еще одну, наиболее древнюю поверхность выравнивания, развитую в районе Таулан-Армуданского массива в предгорьях Восточно-Сахалинских гор, где развиты палеозойские образования. Последние встречаются в гальках отложений меловой, палеогеновой и неогеновой систем. Поэтому он пришел к выводу о донеогеновом возрасте этой поверхности. Но Г.С. Ганешин [1970, с. 380] допускает ее неогеновый (позднемиоценовый ?) возраст.

Кроме того, на Северном Сахалине развита явно нижнечетвертичная поверхность выравнивания, срезающая складки в верхнеплиоценовых отложениях и прорезанная среднеплейстоценовыми эрозионными врезами [Ганешин, 1970, с. 380].

Из сказанного выше очевидно присутствие на Сахалине нескольких разновозрастных поверхностей выравнивания[3], датировка которых достаточно условна, и, по крайней мере, наиболее древние из этих поверхностей тектонически деформированы. Очевидно, что здесь, как и в других орогенических областях, начало формирования подобных поверхностей совпадает с крупнейшими перерывами в осадконакоплении и угловыми несогласиями. Вполне вероятно также, что здесь, как и в других регионах, поднятия и несогласия были более или менее синхронны с крупнейшими регрессиями [Несмеянов, 1977].

Для уточнения вопросов о пространственном положении и возрасте региональных поверхностей выравнивания были проведены специальные геолого-геоморфологические исследования по возрастному расчленению рельефа и анализу деформаций геоморфологических уровней. Применение данной методики показало, что на юге Западно-Сахалинских гор фиксируется три приводораздельных поверхности выравнивания, формирование которых предшествовало активному орогенезу и глубокому линейному эрозионному расчленению данного орогена. В Сусунайском хребте намечается большее число таких поверхностей. Здесь их, по крайней мере, четыре. Можно предположить, что три нижних поверхности в обеих горных областях синхронны, а наиболее высокая и плохо сохранившаяся поверхность Сусунайского хребта более древняя. Все эти поверхности древнее системы речных и морских террас, относящихся преимущественно к среднему–верхнему плейстоцену и голоцену, когда формировались узкие горные долины. Наиболее молодая из рассматри-

[3] По В.В. Соловьеву и Г.С. Ганешину [1971, с. 89], из намеченных ими на Сахалине четырех поверхностей денудационного выравнивания только две древние (по их мнению, донеогеновая и позднеплиоценовая) являются базисными (цикловыми), связанными с длительной стабилизацией тектонических движений, а две более молодые (позднеплиоцен-раннечетвертичная и раннечетвертичная) обусловлены избирательной денудацией, протекавшей на фоне воздымания гор.

ваемых денудационных поверхностей, скорее всего, синхронна раннеплейстоценовой (ранней неоплейстоценовой) поверхности, срезающей плиоценовые складки на Северном Сахалине. Поэтому данную поверхность выравнивания можно назвать **северосахалинской**. Возможно, она образовалась во второй половине раннего плейстоцена, так как следующая более древняя поверхность формировалась, начиная с момента появления несогласия в кровле маруямской свиты и параллельно с накоплением устьбачинской свиты, объединяющей самые верхи верхнего плиоцена и низы нижнего плейстоцена (т.е. эоплейстоцен) и включающей палеомагнитный рубеж Брюнес-Матуяма [Свиточ и др., 1988]. Эти эоплейстоценовые отложения наиболее детально изучены в Анива-Бачинском страторайоне, где в стратотипическом разрезе они дислоцированы под углами положе 10°. Поверхность выравнивания, синхронную накоплению эоплейстоценовых отложений, можно назвать **бачинской**.

Самостоятельность устьбачинской свиты косвенно подтверждается тем, что в Сусунайской депрессии, по данным бурения, установлена толща, переходная от маруямской свиты к заведомо четвертичным отложениям мощностью до 220 м, а в Тонино-Анивском районе в Островской и Новиковской впадинах с размывом и резким угловым несогласием на породах курасийской свиты и более древних отложениях залегает 50-метровая толща плиоцен-четвертичных песчано-глинистых и гравийно-галечных отложений [Александрова, Ганешин, 1984, с. 433].

Не исключено, что бачинскому этапу рельефообразования отвечают платообразные вулканогенные формы рельефа на полуострове Ламанон. Здесь лавами, которые обычно считаются плиоцен-раннечетвертичными, сформировано плато, постепенно снижающееся в направлении к Татарскому проливу от 800 до 300 м. [Ганешин, 1970, с. 371]. Именно такого возраста лавовые плато широко развиты на Курильских островах и смежных частях Азиатского континента, включая Китай и Монголию.

Устьбачинская свита выделена, по-видимому, из верхов маруямской. Скорее всего, она соответствует верхней пачке верхнемаруямской подсвиты опорного разреза на р. Малый Такой в Долинском районе на основании палеонтологических корреляций с океаническими разрезами.

С.В. Точилина [1985] датирует стратиграфический рубеж основания данной пачки в 1,8 млн лет, т.е. сближает его с традиционной границей плиоцена и эоплейстоцена или с границей акчагыльского и апшеронского веков юго-востока Европы. Этот рубеж хорошо прослеживается по угловым несогласиям на территории Казахстана, Средней Азии, Монголии и других регионов [Несмеянов, 1977; Дмитриева, Несмеянов, 1982].

Третья поверхность, по-видимому, наиболее древняя на юге Западно-Сахалинских гор, формировалась, начиная с перерыва и несогласия в основании верхнемаруямской подсвиты и параллельно с ее накоплением. Поэтому ее можно назвать **маруямской**.

Согласно палеонтологическим корреляциям С.В. Точилиной [1985], основание верхнемаруямской подсвиты в опорном разрезе на р. Малый Такой имеет абсолютный возраст около 4,4 млн лет. Но, как показано ниже (см. раздел 2.4), в настоящее время возможны и иные сопоставления.

Наконец, наиболее древняя вершинная поверхность Сусунайского хребта, которую можно назвать **сусунайской**, формировалась не только в плиоцене, но и в миоцене, параллельно с накоплением среднемаруямской подсвиты, а возможно, и параллельно с накоплением нижнемаруямской и среднемаруямской подсвит.

Широкое распространение эоплейстоценовой и раннеплейстоценовой (бачинской и северосахалинской) поверхностей выравнивания объясняет отсутствие раннеплейстоценовых террас в схемах строения террасовых рядов Сахалина [Ганешин, 1970; Александрова, 1987; Четвертичная..., 1984]. Однако в горных районах, по А.Н. Александровой и Г.С. Ганешину [1984, с. 434], к нижнему плейстоцену (нижнему неоплейстоцену) относятся аллювиальные галечники, лежащие на речных террасах высотой 100–120 м. Но, как показано ниже, такой высоты могут достигать здесь и средненеоплейстоценовые террасы.

2.3. Четвертичные отложения и террасовые ряды

Специфика геоморфологии Сахалина заключается в преобладании цокольных террас плейстоцена со слабо сохранившимися чехлами террасовых отложений, которые часто целиком замещены покровными склоновыми, плохо отличимыми от террасовых. Традиционные стратиграфические схемы плейстоцена опираются в основном на разрезы отложений бассейнового генетического комплекса, которые достаточно хорошо охарактеризованы фаунистически и палинологически.

а. Отложения бассейнового генетического комплекса

Для плейстоценовых отложений бассейнового генетического комплекса Сахалина предложен ряд стратиграфических схем, наиболее детальной из которых можно считать схему А.Н. Александровой [1982, 1987] и др. (табл. 2.1). Существенно отличается от нее схема, предложенная сотрудниками

Таблица 2.1

Схемы основных стратиграфических подразделений неоплейстоцена Сахалина

Общая стратиграфическая шкала		Межрегиональные индексы	Бассейновый генетический комплекс					Террасовый генетический комплекс	
			А.Н. Александрова [1987]			А.А. Свиточ и др. [1988]		С.М. Александров [1973]	
Раздел	Звено		Надгоризонт	Горизонт	Подгоризонт	Надгоризонт	Горизонт	Комплексы террас	Обычные высоты, м
Голоцен	Современное	IV_2			Устьенский			Комплекс низких террас	До 6
		IV_1			Орокесский				
Неоплейстоцен	Верхнее	III_4		Мицулевский		Владимировский	Владимировский	Комплекс средневысоких террас	6–18
		III_3		Каменский			Верхневахрушенский		
		III_2		Анивский			Нижневахрушенский		
		III_1		Новотроицкий			Орловский		20–40
	Среднее	II_4		Приморский		Арковский	Верхний	Комплекс высоких террас	50–60
		II_3		Устьпоронайский					
		II_2		Сусунайский			Нижний		60–80
		II_1		Поронайский					
	Нижнее		Луговской				Верхняя подсвита устьбачинской свиты	Плиоцен-раннечетвертичные террасы	80–200, реже до 250

географического факультета МГУ им. В.М. Ломоносова [Свиточ и др., 1988], подкрепленная рядом абсолютных датировок и учитывающая также террасовые образования. Важно подчеркнуть, что обе схемы достаточно четко коррелируются между собой, особенно для верхнего плейстоцена, поэтому можно использовать синтетическую схему, позволяющую в определенной мере синхронизировать образования бассейнового и террасового генетических комплексов. Это даст возможность учесть иерархию террасовых образований, образующих разномасштабные комплексы террас, как это имеет место и во внутриконтинентальных орогенах [Несмеянов, 1971, 1992].

Изучение опорных (обычно скважинных) разрезов плейстоценовых отложений позволяет в ряде случаев оценить глубину молодых тектонических прогибаний. Поэтому целесообразно привести некоторые региональные материалы.

В настоящее время в разных частях Сусунайского прогиба изучен ряд глубоких скважин, разрезы которых детально скоррелированы. Выделены местные стратиграфические подразделения неоплейстоцена. Так, стратотипом нижнеплейстоценового луговского надгоризонта является луговская свита, изученная в скв. 20 в пос. Луговом Сусунайской депрессии на глубинах 91,5–129,3 м [Александрова и др., 1977; Александрова, 1987].

В Поронайске стратотип поронайского горизонта (поронайская свита – QII_1) расположен на глубинах 66–92,6 м, в пос. Новотроицком – на глубинах 120–148 м [Александрова, 1987]. В Поронайске устьпоронайский горизонт (свита QII_3) расположен на глубинах 62–66 м, Новотроицкий горизонт ($QIII_1$) – на глубинах 32,8–54,2 м. В пос. Новотроицком новотроицкий горизонт (III_1) залегает на глубине 58,8–88,1 м. Анивский горизонт ($QIII_2$) в г. Анива залегает на глубинах 22–27,2 м. В пос. Ка-

менка каменский горизонт ($QIII_3$) развит на глубине 33,6–34,8 м. В пос. Мицулевка мицулевский горизонт ($QIII_4$) слагает верхние 5 м разреза.

Датировка большинства перечисленных подразделений, ставших традиционными [Геология..., 1970], как и подразделений, выделенных А.А. Свиточем и его коллегами [1988], опирается на фауну морских моллюсков, диатомей и палинологические комплексы [Четвертичная..., 1984; и др.]. Важно подчеркнуть, что большинство перечисленных подразделений прослежено и в разрезах террасовых чехлов.

6. Материалы по морскому и аллювиальному террасовым рядам

Террасовые ряды Сахалина изучены слабо. Надежной корреляции террасовых уровней не существует. Поэтому целесообразно привести некоторые, наиболее важные фактические материалы по морским и аллювиальным террасовым образованиям.

Региональные материалы

Наблюдается весьма широкий высотный диапазон, в котором выделяются предположительно среднеплейстоценовые (средненеоплейстоценовые) высокие террасы. Так, в Атласе Сахалинской области [1967] Г.В. Полунин выделяет среднеплейстоценовые морские террасы в интервале высот 100–250 м. Г.С. Ганешин [1970] отмечает, что в горах к среднему плейстоцену относятся террасы среднего комплекса высотой 40–60 м, а к нижнему плейстоцену – наиболее высокие террасы (100–120 м). Но для морских террас он считает характерными высоты 2–3; 15–25; 60–80; 100–120; 250 (?) м. А.Н. Александрова [1987] полагает, что собственно террасовый комплекс на побережье и в долинах рек начинается с террас 50–80 (100) м, сформированных в конце среднего плейстоцена. На островах Хоккайдо и Хонсю аналогичную высоту имеет среднеплейстоценовая терраса Тама [Геологическое..., 1968]. Следующей цикловой террасой, развитой на Сахалине и Японских островах (терраса Симосиэёси), А.Н. Александрова [1987] считает террасу высотой 20–40 м, которая сформировалась в эпоху первого похолодания позднего плейстоцена (W1). По А.Н. Александровой и Г.С. Ганешину [1984, с. 435–436], позднеплейстоценовый возраст имеют аллювий двух террасовых уровней высотой 20–40 и 8–12 м, а также морские отложения, слагающие террасы побережья высотой 25–40 и 12–15 м. Их возраст подтвержден радиоуглеродными датировками: 27 650 ± 550 лет (СО АН СССР-93) в устье р. Рождественка и 40 300 ± 260 лет (СО АН СССР-15) на побережье у пос. Арково. Однако не исключено, что последняя датировка запредельная, а возраст 40-метровой террасы – средненеоплейстоценовый [Короткий и др., 1990, с. 15].

А.А. Свиточ [2003] в разрезе Арково, расположенном в Александровском заливе севернее г. Александровск-Сахалинский на левобережье долины одноименной реки, выделяет две верхненеоплейстоценовые террасы: третью высотой 12–15 м и четвертую – 30–35 м (рис. 2.3). К голоцену здесь относятся две низкие (5–10 м) аллювиальные галечные террасы. Наиболее древними, средненеоплейстоценовыми (?), являются отложения прибрежных увалов высотой свыше 50–60 м. В 12–15-метровой террасе русловые галечники перекрыты пойменными осадками, которые содержат растительные остатки с датировкой 28 675 ± 300 лет (МГУ-651).

Для западного побережья Сахалина А.М. Короткий с соавторами предложили сводную схему неоплейстоцена, включающую 10 морских террас (рис. 2.4) [Короткий и др., 1997]. В этой схеме легко прослеживаются голоценовые и поздне-, средненеоплейстоценовые комплексы террас. Отмечено, в частности, что присутствие в составе диатомового комплекса 35–40-метровой надеждинской террасы такой древней формы, как *Actinocyclus*

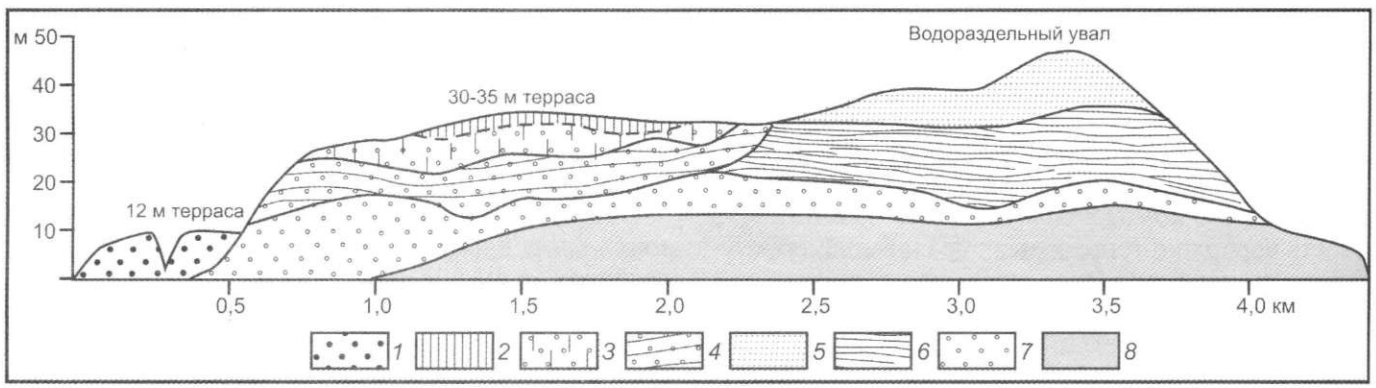


Рис. 2.3. Схематический геолого-геоморфологический разрез Арково [Свиточ, 2003]

1 – галечники 1–2-метровой террасы; *2* – супесь и суглинок с галькой (верхний слой 30–35-метровой террасы); *3–4* – галечники 30–35-метровой террасы, в разной степени ожелезненные; *5* – верхняя толща водораздельного увала; *6* – ритмично-слоистая толща; *7* – галечники, гравийники основания водораздельного увала; *8* – неогеновые отложения

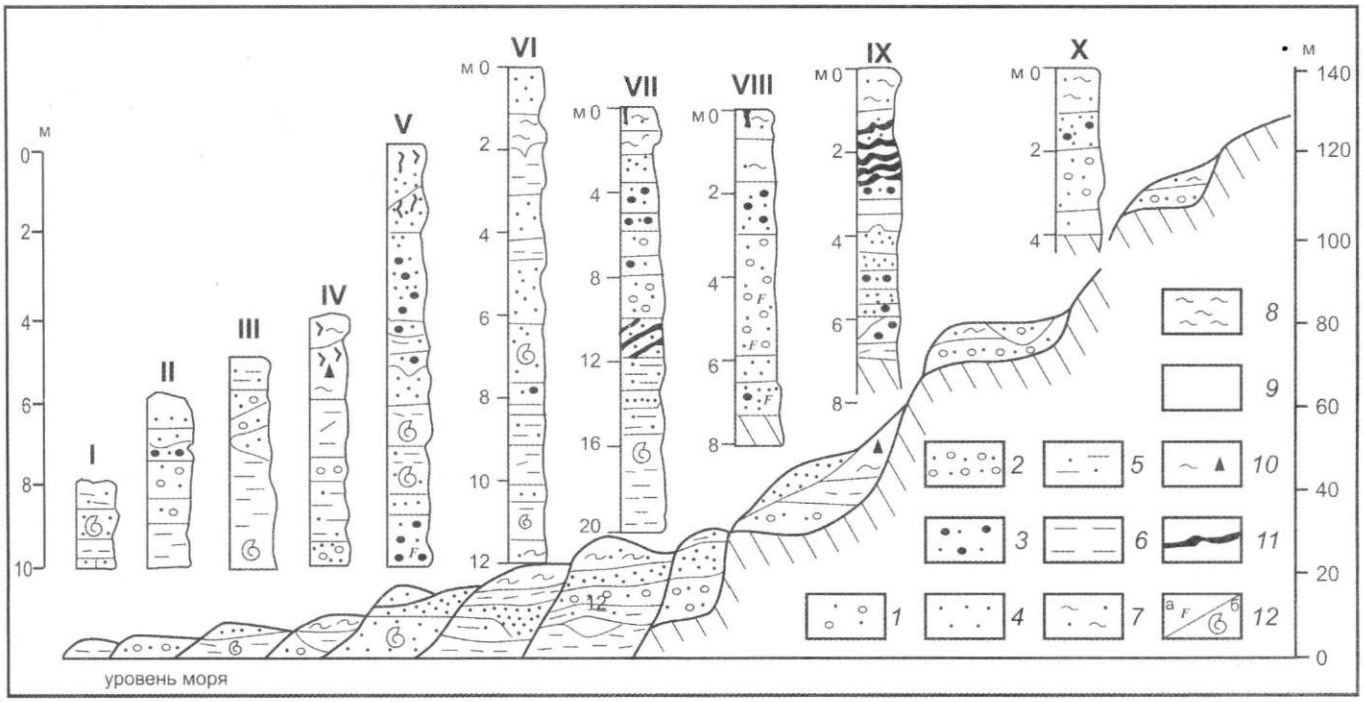


Рис. 2.4. Геоморфологическое строение и стратотипы морских террас западного побережья Сахалина на участка с. Пензенское – пос. Бошняково (принципиальная схема) [Короткий и др., 1997]

1 – валуны и галька с песком; *2* – песок с галькой; *3* – песок с галькой; *4* – песок; *5* – песок глинистый; *6* – алеврит; *7* – суглинок песчанистый; *8* – суглинок; *9* – глина; *10* – суглинок со щебнем; *11* – почвы и криотурированные слои; *12а* – ожелезнение; *12б* – раковины

ochotonensis fossilis свидетельствует, по крайней мере, о ее допозднечетвертичном возрасте [Короткий и др., 1990, с. 13]. Возрастное положение некоторых других террас подтверждается абсолютными датировками. Так, 20–30-метровая сергеевская терраса севернее полуострова Ламанон в устье р. Сергиевка характеризуется уран-ториевой датой 125 ± 4 тыс. лет по карбонату раковин Crassostrea [Короткий и др.; 1997]. Осадки 8–10-метровой ольшанской террасы сопровождаются уран-иониевой датировкой 82,5 ± 8,2 тыс. лет. [Свиточ, 2003]. Доголоценовый возраст тауровской террасы подтверждается запредельной радиоуглеродной датировкой свыше 42 тыс. лет. (ТИГ-228) древесины из основания террасы и раннеголоценовым возрастом 8,375 ± 0,3 тыс. лет. (ТИГ-218) органики из погребенной почвы ее покровного комплекса [Короткий и др., 1990]. Сводный разрез третьей, орокесской, террасы сопровождается радиоуглеродными датировками 5,67 ± 0,153 (ТИГ-91), 5,78 ± 0,176 (Ки-2679), 6,3 ± 0,130 (Ки-3184), 6,87 ± 0,385 тыс. лет [Короткий и др., 1990, 1997; Свиточ, 2003]. А.А. Свиточ [2003, с. 295] полагает, что существующие абсолютные датировки (2,83 ± 0,65; 1,85 ± 0,2; 2,64 ± 0,22; 1,43 ± 0,11 тыс. лет) могут свидетельствовать об одновозрастности изыльметьевской и ильинской морских террас, которые обычно не встречаются совместно. Однако для 3–4-метровой изыльметьевской террасы приведены и более древние датировки, например, радиоуглеродная дата 4,115 ± 0,28 тыс. лет (ТИГ-223) по древесине из торфа в ее основании [Короткий и др., 1990, с. 48].

Следует отметить, что западное побережье Сахалина отличается активными воздыманиями, связанными с блоками в поднятом крыле западно-сахалинского регионального разлома. Не исключено, что в относительно опущенных блоках одновысотные морские террасы окажутся более древними. Так, на северном берегу зал. Анива в районе долины р. Мерея и руч. Голубого морская терраса с высотой кровли морских отложений около 30 м считается предположительно средненеоплейстоценовой (рис. 2.5). Здесь морская терраса высотой 8–10 м характеризуется абсолютными датировками 35 ± 0,10 (Ки-2701), 20,84 ± 0,2 (Ки-2714), 23,14 ± 0,33 (Ки-2712), 30,24 ± 0,65 (Ки-2763), 35,59 ± 0,3 и 35,055 ± 0,85 (даты лаборатории ТИГ), тыс. лет, т.е. относится ко второй половине позднего неоплейстоцена. Лагунная терраса высотой 3,5 м считается голоценовой, поскольку сопровождается датировками 4,6 ± 0,08 (Ки-3173), 6,025 ± 0,37 (ТИГ-121) и 6,4 ± 0,125 (ТИГ-103) тыс. лет. А в лагуне Буссэ терраса высотой 5–8 м содержит датировку 8,375 ± 1,0 тыс. лет (МГУ-604) [Короткий и др., 1990, 1997; Свиточ, 2003].

Голоценовый аллювий, по данным А.Н. Александровой и Г.С. Ганешина [1984, с. 436], слагает первые надпойменные террасы высотой до 5 м и поймы. На побережье к голоцену относятся морские террасы высотой 3–6 м и аккумулятивные равнины высотой 3–6 м. Подошва этих отложений во впадинах и устьях рек расположена на глубине 11–15 м.

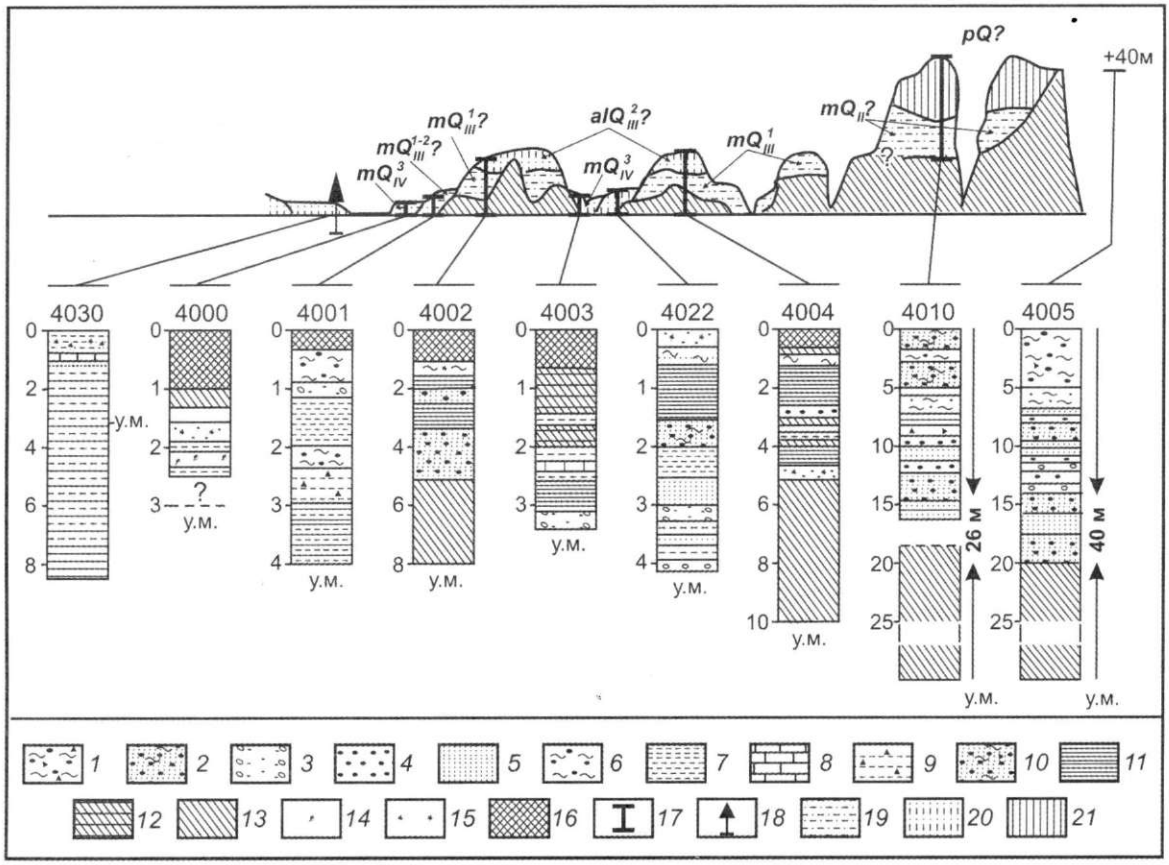


Рис. 2.5. Геоморфологическое положение и строение четвертичных разрезов северного побережья зал. Анива в низовьях р. Мерея и руч. Голубого [Короткий и др., 1997]

1 – валуны и щебень с песком; *2* – валуны и галька в глинистом песке; *3* – галька с песком; *4* – гравий; *5* – песок; *6* – песок глинистый; *7* – алеврит; *8* – торфянистый алеврит; *9* – алеврит со щебнем; *10* – суглинок песчанистый со щебнем; *11* – глина; *12* – торф; *13* – коренные породы; *14* – раковины моллюсков; *15* – растительные остатки; *16* – антропогенно-нарушенные осадки, *17–21* – на профиле: *17* – изученные разрезы, *18* – скважины, *19* – морские отложения, *20* – аллювиальные отложения, *21* – покровные отложения

А.А. Свиточ и его сотрудники в районе м. Ламанон относят к голоцену террасу высотой 5–7 м, к верхнему плейстоцену – 12–15; 20–25; 50–60 м, а к среднему плейстоцену – 70–80; 110–130; 180–220 м [Свиточ и др., 1988, с. 101].

На побережьях к среднему плейстоцену, по А.Н. Александровой и Г.С. Ганешину [1984, с. 435], относятся аккумулятивные чехлы абразионно-аккумулятивных террас высотой 50–80 м, а в горах – маломощные горизонты аллювия среднего комплекса террас высотой 40–60 м.

Интересно привести некоторые другие региональные материалы. По В.В. Соловьеву и Г.С. Ганешину [1971, с. 63], "Хорошо выражена серия террас в долине р. Ильинки на восточном склоне перешейка Поясок. Кроме поймы, здесь развиты четыре скульптурно-аккумулятивные террасы высотой 5, 10, 30, 60 м. Мощность аллювия обычно составляет несколько метров". В долине р. Лютога они выделяют следующую серию террас: "низкая пойма высотой 0,8–1,0 м, высокая пойма – 1,5–2 м, надпойменные уровни, имеющие высоты 8–10 м, 15 м, 20 и 30 м. Пойма и 10-метровая террасы – аккумулятивные, средний террасовый комплекс – скульптурно-аккумулятивный, а плохо сохранившиеся высокие террасы – скульптурные. На их площадках лишь иногда встречаются отдельные выветрелые гальки и валуны" [Там же]. "В долине р. Найбы, большая часть которой связана с новейшей синклинальной зоной, преимущественным распространением пользуется 40-метровая скульптурно-аккумулятивная терраса. Мощность песчано-галечникого аккумулятивного чехла террасы около 3–4 м. Пойменные террасы аккумулятивные, сложены суглинками с примесью песка и галек. Часто встречаются обрывки надпойменных террас, имеющих высоту 6–7, 10–15, 20–22, 80 и 130–150 м. Высота террас несколько увеличивается вверх по течению" [Там же].

По мнению указанных исследователей, "к числу главных террас в долинах восточного склона Западно-Сахалинских гор следует отнести террасы в 12–15, 40–50 и 100–120 м. Образование остальных террас (6–8, 15–18, 20–26, 60–80 м и др.) связано со сравнительно кратковременными перерывами в общем поднятии территории (они иногда наблюдаются на большом протяжении, но ширина их редко составляет несколько десятков метров) или же с локальными условиями – местными базисами эрозии, возникающими при пересечении рекой

выходов устойчивых к выветриванию горных пород. Такие террасы встречаются небольшими площадками, крайне изменчивы по высоте, быстро выклиниваются и не прослеживаются на сколько-нибудь значительное расстояние" [Соловьев, Ганешин, 1971, с. 67].

С учетом приведенных выше материалов по датировке террасовых отложений, для последних предложены различные корреляционные схемы и варианты сопоставления террасовых подразделений Сахалина и Японии. При этом для террасовых образований предлагаются схемы расчленения на те же стратиграфические горизонты, которые использовались и для отложений бассейнового генетического комплекса [Александрова, 1982, 1987].

Устьпоронайский горизонт (QII_3) развит в низах пильвовской и новоселковской толщ (возраст определен по спорово-пыльцевым данным), слагающих морские террасы высотой 58–75 м, а также включает толщу мыса Тоннель, слагающую нижнюю часть аккумулятивного чехла морской террасы высотой 50 м [Александрова, 1987].

Приморский горизонт (QII_4 – приморская свита) слагает чехол озерно-аллювиальных равнин высотой 160–200 м в Поронайской депрессии, содержит остатки пресноводных диатомей [Александрова, 1987].

Отложения верхнего плейстоцена образуют поверхности центрально-сахалинских депрессий, комплекс морских террас высотой 8–40 м, а также II и III надпойменные террасы в долинах рек.

Новотроицкий горизонт ($QIII_1$) слагает низы разрезов морской террасы высотой 20–40 м (зал. Лунского, мыс Люсия, г. Углегорск)[4] и большую часть аллювия III надпойменной террасы (30–40 м). Опорным является разрез 30–35-метровой террасы р. Онорка (покров этой террасы сложен анивским горизонтом – $QIII_2$).

На побережье Татарского пролива севернее г. Александровска-Сахалинского на правобережье приустьевой части долины р. Арково из аллювия 30–35-метровой (IV) террасы по древесине получена дата 40,3 ± 0,26 тыс. лет (СО АН СССР-15), а из ее покровных отложений по гуминовым кислотам – дата 1,85 ± 0,2 тыс. лет (МГУ-673) [Свиточ и др., 1988].

Анивский горизонт ($QIII_2$) формирует нижнюю часть морской аккумулятивной равнины высотой 10–20 м на севере Сахалина.

Каменский горизонт ($QIII_3$) слагает морские террасы высотой 10–20 м (толща мыса Хоэ), а в горной части острова – локальную (промежуточную между цикловыми) террасу высотой 20–25 м (опорный разрез по долине р. Онорка). Эти отложения датируются радиоуглеродными датировками 27 650 ± 550 (СО АН СССР-93), 28 675 ± 300 лет (МГУ-601).

Мицулевский горизонт ($QIII_4$) образует вторую надпойменную террасу высотой 6–12 м (опорный разрез 8–12-метровой террасы р. Онорка).

Из 12-метровой террасы правобережья приустьевой части долины р. Арково с глубины 6 м получена датировка 28,675 ± 0,3 тыс. лет (МГУ-651), а из сходной по высоте террасы в 40 км севернее г. Александровска-Сахалинского –27,65 ± 0,55 тыс. лет (СО АН СССР-93) [Свиточ и др., 1988]. Из района Гастелло – Вахрушево на побережье зал. Терпения в основании галечников 15-метровой террасы встречен торф (глубина 14,5 м), для которого получена дата 37 950 ± 1000 лет (МГУ-166) [Свиточ и др., 1988]. Сравнение этих дат позволяет оценить интервал накопления аллювия 12–15-метровых террас (т.е. для II и локальной более высокой террасы).

Орокесский подгоризонт (в объеме РБ–АТ схемы Блитта–Сернандера (QIV_1) выделен по стратотипу орокесских слоев в разрезе 6-метровой морской террасы в устье р. Орокес (глубина 1,5–6 м), а также I надпойменной террасы (опорный разрез р. Тымь у пос. Иркир).

На руч. Бачинский 7–9-метровая морская терраса датирована на глубине 6 м по гуминовым кислотам 9,77 ± 0,4 тыс. лет (МГУ-875). Выше по разрезу в торфяниках покровной толщи имеются следующие даты: 1) глубина 2,5 м, по древесине 2,75 ± 0,25 тыс. лет (МГУ-879 д); 2) 3 м, по торфу – 2,38 ± 0,2 тыс. лет (МГУ-877 а), 3) 2,5 м по торфу – 1,75 ± 0,2 тыс. лет (МГУ-879 а), 4) 1 м по торфу – 1,67 ± 0,22 тыс. лет (МГУ-882) [Свиточ и др., 1988].

Для 5–8-метровой морской аккумулятивной террасы лагуны Буссе на восточном побережье зал. Анива с глубины 12,5 м получена датировка 8,37 ± 1,0 тыс. лет (МГУ-604) [Свиточ и др., 1988].

Устьенский горизонт (QIV_2 в объеме SB–SA схемы Блитта – Сернандера) выделен по стратотипу морских устьенских слоев в разрезе 3–5-метровой морской террасы в пос. Устье (глубина 0–6 м). Эти отложения слагают косы, пересыпи, бары, пляжи, эоловые дюны, высокие и низкие поймы горных рек.

У руч. Бачинский в 2,5-метровой морской террасе для древесины с глубины 0,7 м получена дата 0,35 ± 0,28 тыс. лет (МГУ-885а), а по ракушке из пересыпи с глубины 0,7 м – 0,23 ± 0,2 тыс. лет (МГУ-885 б) [Свиточ и др., 1988].

Палеонтологические находки редки. Как отмечает С.М. Александров [1973, с. 59], в районе пос. Владимирово Я. Саса [1937] обнаружил зуб *Elephas primigenius* B l u m ., а на дне залива Анива Т. Урита и Х. Мацумото [1937] описали на глубине

[4] По В.В. Соловьеву и Г.С. Ганешину [1971], морские отложения первого позднечетвертичного межледниковья слагают террасы высотой 20–25 м, а морские отложения эпохи первого позднечетвертичного оледенения залегают на террасах высотой 15–20 м. М.П. Гричук и Н.С. Соколова [1959] относят 20–40-метровую морскую террасу к позднечетвертичному климатическому оптиму ($QIII_1$), так как по комплексу спор реконструируют здесь смешанные пихтово-широколиственные леса [Мытарев и др. 1972].

20 м находки зубов *Paralephas armenicas* F a l c ., *Mammuthus primigenius* B l u m ., свидетельствующие о значительной регрессии в позднем плейстоцене. Не исключено, однако, что все эти находки располагались во вторичном залегании [Соловьев, Ганешин, 1971].

Как видно из приведенного описания, выделенные горизонты весьма неравноценны. Так, в аллювиально-морских отложениях 6–18-метровых террас присутствуют аналоги мицулевского (III_4), каменского (III_3) и анивского (III_2) горизонтов, а в отложениях 20–40-метровых террас – только одного новотроицкого (III_1) горизонта. Соотношение среднеплейстоценовых горизонтов с террасами выявлено еще хуже. Очевидно, что здесь, как и в других континентальных орогенах, целесообразна группировка террас на естественно обособляющиеся комплексы [Несмеянов, 1977]. Это позволит четче определить соотношения плейстоценовых террас с поверхностями выравнивания.

Следует отметить, что до недавнего времени делались лишь отдельные несогласованные попытки выделения подобных террасовых комплексов [Александров, 1973; Кучай, 1987]. Нами для уточнения и выделения террасовых комплексов были проведены специальные структурно-геоморфологические исследования на ключевых участках, в районе городов Долинск, Холмск, Невельск, Корсаков. Работы на всех участках проводились однотипно, в масштабах 1 : 100 000 и 1 : 5 000. Поэтому остановимся подробно только на одном участке и рассмотрим материалы, полученные в районе г. Долинска.

Результаты детальных структурно-геоморфологических исследований на ключевом Долинском участке

Рассматриваемая территория Долинского района, в центре которого находится Долинский участок (рис. 2.6), охватывает северо-восточную часть Сусунайской низменности почти от пос. Старорусское на юге до побережья Охотского моря на севере. На западе граница территории проходит по середине низменности, на востоке – вдоль водораздела Сусунайского хребта. Город Долинск расположен на границе Сусунайской низменности и Сусунайского хребта в пределах правобережных пойм рек Найбы и Большой Такой и междуречья низовий их правых притоков – рек Излучная, Эверон, Долинка. Сочленение низменности и хребта в мелкомасштабном неотектоническом структурном плане определяется довольно широкой флексурой, которая при более детальном рассмотрении оказывается дискордантно нарушенной мелкими блоками[5].

Изучение указанной территории проводилось в двух масштабах: на территорию Долинского района строились структурно-геоморфологическая карта с использованием топографической основы масштаба 1 : 100 000 (см. рис. 2.6), а непосредственно на Долинский участок – локальные геоморфологические профили и структурно-геоморфологическая карта с использованием топографической основы масштабов 1 : 25 000 и 1 : 5 000 (рис. 2.7; табл. 2.2).

Описываемая территория пересечена несколькими геоморфологическими профилями региональной сети масштаба 1 : 100 000, а территория Долинского участка – локальной сетью профилей масштаба 1 : 5 000 (рис. 2.8).

В пределах рассматриваемой части Сусунайского хребта на мелкомасштабных профилях четко выделяются маруямская (N_2^2) бачинская (E) и северосахалинская (Q_1^2) поверхности выравнивания. Будучи нарушены разрывами, они ступенчато понижаются к периферии хребта. Важно, что в наиболее интенсивных поднятиях происходит "расщепление" высоких террасовых уровней.

На профилях локальной сети, особенно в пределах Долинского участка, видно, что в прибортовых частях хребта и низменности ниже этих поверхностей расположена группа более молодых (от среднего неоплейстоцена до голоцена) террасовых уровней, связанных с существенно меньшими по глубине эрозионными врезами (см. рис. 2.8; табл. 2.3).

Упомянутые молодые геоморфологические (террасовые) уровни естественно группируются в три разновозрастных комплекса, каждый из которых имеет двучленное строение. В качестве индексов, отражающих преимущественно их относительный возраст, данные комплексы датируются как Q_2, Q_3, Q_4. Важно подчеркнуть, что реальный возраст этих подразделений близок, соответственно, к QII, QIII, QIV (или QIII–IV), но не полностью им отвечает.

Геоморфологические профили были построены через все главные водоразделы территории г. Долинска. В общей сложности было проанализировано 9 главных профилей и несколько вспомогательных. В результате проведенных построений и с учетом материалов Сахалин ТИСИЗ выделены следующие геоморфологические уровни.

1) Верхняя пойма р. Найба – ровная заболоченная поверхность, заросшая редким кустарником, затапливаемая сезонными паводками, расположена на высотах 2,5–5 м. Геолого-литологическое строение поймы в пределах г. Долинска, разведанное на глубину до 12 м, следующее: верхняя часть поймы сложена торфами, мощностью 1–2, реже 4 м, ниже до глубин 8–9 м залегают илы, глины, суглинки с органикой, мелкие водонасыщенные пески, подстилаемые гравием с песком до 40%.

[5] Характеристика блоковых структур приведена в главе 4 (рис. 4.5), а материалы по разрывным смещениям сведены в табл. 4.1. Работы на Долинском участке проводились при участии В.А. Зайцева.

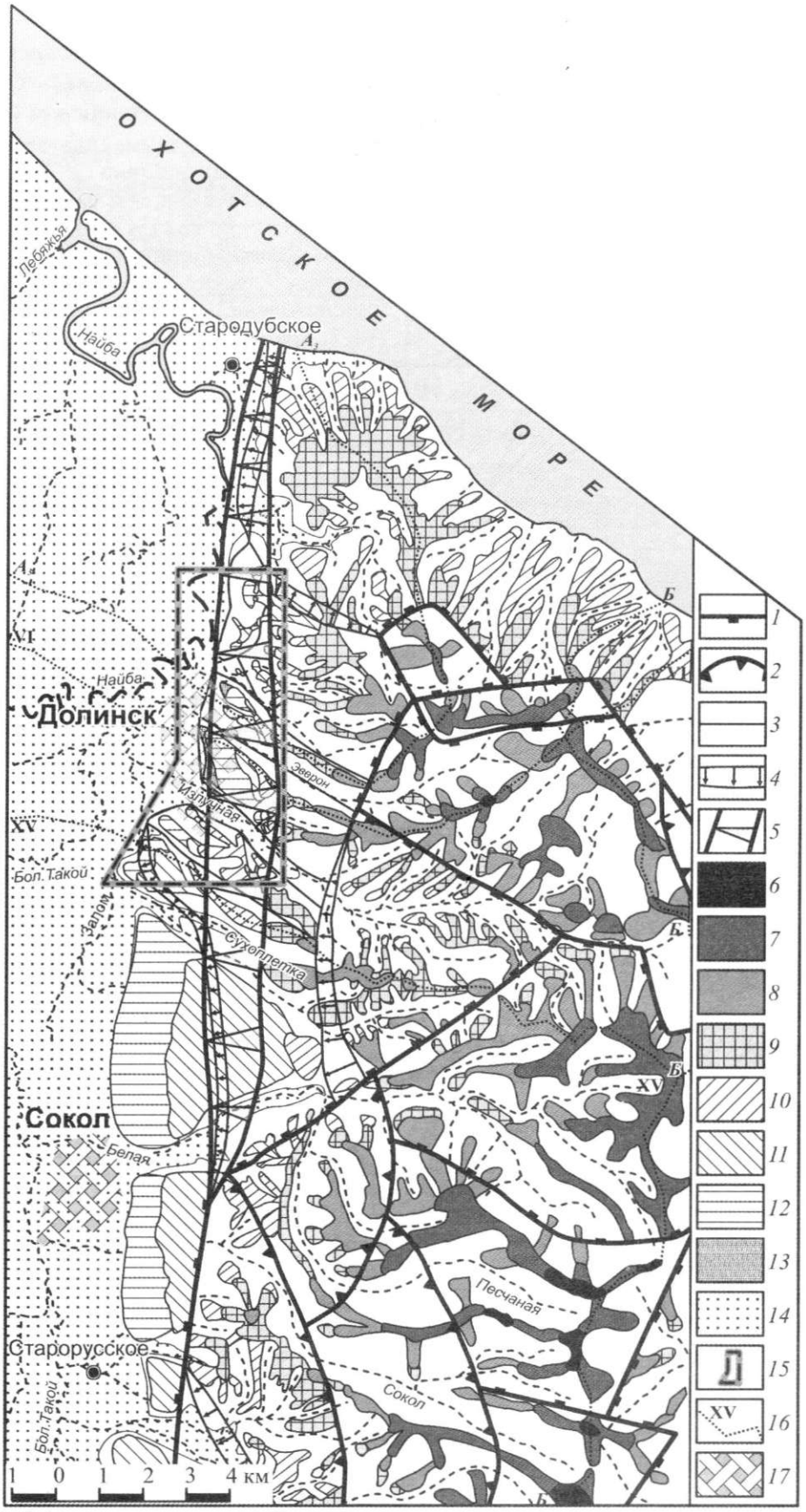


Рис. 2.6. Структурно-геоморфологическая карта Долинского района (исходный масштаб 1 : 100 000)

1–5 – тектонические элементы: *1* – сбросы, *2* – циркообразные сбросы, *3* – малоамплитудные блоковые сочленения, выявленные при детальном районировании (см. рис. 2.7), *4* – флексуры, *5* – крупная флексурная зона, показанная на карте масштаба 1 : 500 000 (см. рисунки 4.2, 4.3); *6–13* – региональные и локальные геоморфологические уровни: *6* – сусунайский (N_1), *7* – позднемаруямский (N_2^2), *8* – бачинский (Е), *9* – северосахалинский (Q_1), *10* – Q_2^1, *11* – Q_2^2, *12* – Q_3, *13* – Q_4^1; *14* – область распространения мощных позднечетвертичных отложений; *15* – границы детальной карты (см. рис. 2.7); *16* – линии геоморфологических профилей, их индексы; *17* – крупные населенные пункты

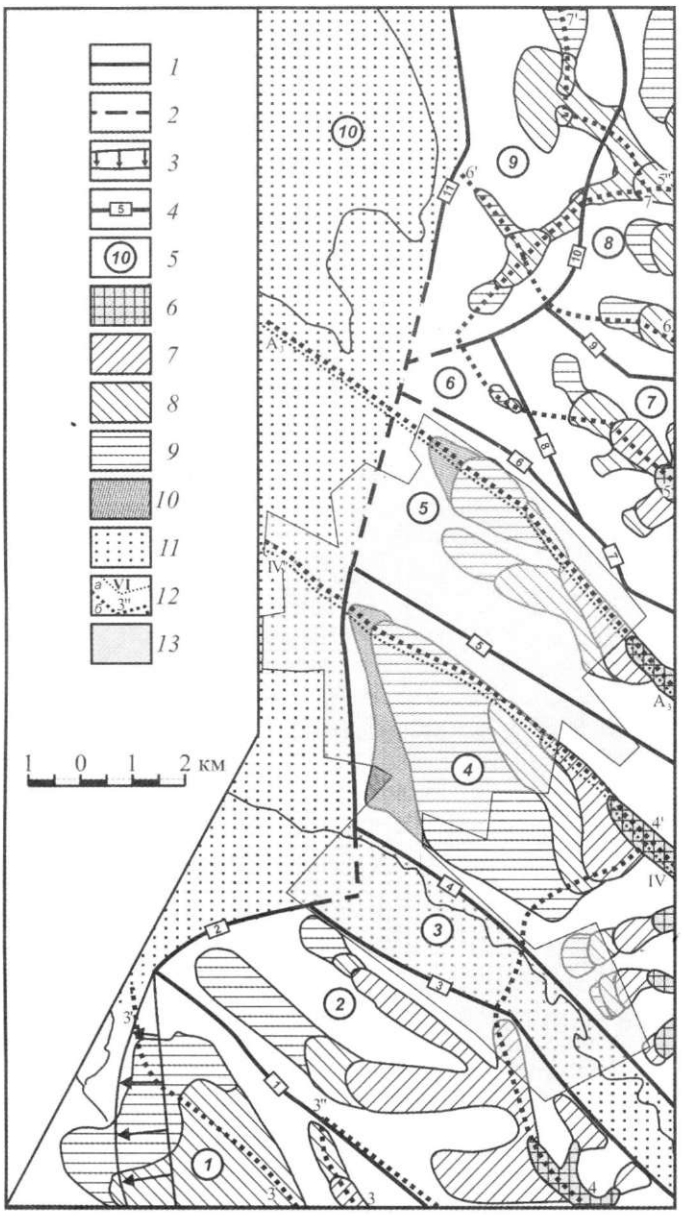


Рис. 2.7. Структурно-геоморфологическая карта Долинского участка (исходный масштаб 1 : 25 000)

1–5 – тектонические элементы: *1*, *2* – малоамплитудные блоковые сочленения, выявленные при детальном районировании: *1* – достоверные, *2* – предполагаемые; *3* – флексуры; *4* – индексы малоамплитудных разрывов; *5* – индексы блоковых структур (название см. табл. 2.2); *6–10* – локальные геоморфологические уровни: *6* – Q_2^1, *7* – Q_2^2, *8* – Q_3^1, *9* – Q_3^2, *10* – Q_4^1; *11* – область распространения мощных позднечетвертичных отложений; *12* – линии геоморфологических профилей и их индексы (*а* – 1 : 25 000, *б* – 1 : 10 000); *13* – г. Долинск

2) Первая надпойменная терраса (цокольная) имеет абсолютные отметки 7–10 м. Аккумулятивная часть этой террасы состоит до глубины 2–2,5 м из аллювиальных суглинков, ниже залегают галечники с суглинками мощностью 3–5 м, а с глубины 5–8 м прослеживается кровля коренных пород, представленная сильно выветрелыми хлорит-серицитовыми сланцами. По данным А.Н. Александровой и Г.С. Ганешина [1984], спорово-пыльцевой комплекс 1-й надпойменной террасы Восточно-Сахалинских гор относится к климатическому оптимуму с *Ulmus*, *Quercus*, *Juglaus* и датируется ранним голоценом (Q_{IV}^1).

3) Вторая надпойменная терраса с абсолютными отметками кровли в большинстве случаев 12–17 м, как и 1-я, – цокольная. Ее аккумулятивный чехол сложен суглинками, галечниками и песками общей мощностью 5–8 м. По-видимому, эту террасу следует отнести к верхам позднего неоплейстоцена.

Террасовый комплекс, расположенный выше 2-й надпойменной террасы, представлен несколькими эрозионными поверхностями, достаточно уверенно выделяющимися на геоморфологических профилях и хорошо коррелирующимися при переходе от одного водораздела к другому. Элювиально-делювиальные отложения на этих террасах и прилегающих склонах, по данным бурения, представлены суглинками, дресвой и щебнем общей мощностью 2–3, реже 5–6 м.

4) Третья надпойменная терраса имеет высоты преимущественно 25–40 м. Этот уровень прослеживается практически на всех геоморфологических профилях. Наиболее широкие, полого наклоненные поверхности этой террасы, расположены на южной периферии г. Долинска.

5) Четвертая надпойменная терраса высотой 38–60 м, как правило, хорошо выражена, хотя и может расщепляться на два уровня (соответственно, 38–53 и 52–60 м). По данным А.Н. Александровой и Г.С. Ганешина [1984], в аналогичной террасе Восточно-Сахалинских гор определен спорово-пыльцевой комплекс хвойных лесов с *Abies*, *Picea*, *Pinus*, а возраст может быть отнесен к верхам среднего неоплейстоцена (Q_{II}^2).

6) Пятая, самая высокая надпойменная терраса на исследуемой территории находится на абсолютных отметках 73–85 м. Она также может расщепляться на два уровня (73–80 и около 85 м). Её возраст может оцениваться как нижняя часть среднего неоплейстоцена (Q_{II}^1).

Западный склон Сусунайского хребта, на котором расположена новая капитальная застройка г. Долинска, прорезан узкими V-образными долинами рек Долинка, Эверон, Грязнушка. Река Излучная имеет более широкую, с плоским днищем (шириной около 500 м) и крутыми бортами долину. В днищах долин этих рек уверенно выделяется лишь первая надпойменная терраса высотой около 1,5 м и фрагментарно вторая – высотой 2,5–4 м над руслом. Пойма, как правило, заболочена. Под поверхностью поймы до глубины 1,5–2 м залегают суглинки и глины, подстилаемые галечником мощностью 1,5 м. Ниже, до глубин 8–9 м, идет переслаивание илов, глин, пылеватых водонасыщенных песков, а с глубины 8–9 м залегают галечники с супесью.

Таблица 2.2

Локальные тектонические элементы, выявленные на Долинском участке

Региональные структуры			Локальные блоковые структуры		
			Индексы	Названия	Тип
Сусунайско-Тонинское мегаподнятие	Сусунайское поднятие	Долинская система ступеней	**Ореховая**		**ступень**
			1	Южнонаанская	ступень
			2	Северонаанский	горст
			3	Излучный	грабен
			4	Южноэверонская	ступень
			Долинская		**ступень**
			5	Нагорный	горст
			6	Нижнедолинская	ступень
			7	Южногрязнушкинская	ступень
			8	Северогрязнушкинская	ступень
			9	Северодолинская	ступень
			Малоамплитудные сочленения локальных блоков		
			1	Наанская	зона трещиноватости
			2	Краевой северо-восточный	сброс
			3	Южноизлучный	сброс
			4	Североизлучный	сброс
			5	Эверонская	зона трещиноватости
			6	Долинский	сброс
			7	Верхнедолинская	зона трещиноватости
			8	Западногрязнушкинский	сброс
			9	Грязнушкинский	сброс
			10	Северодолинский	дугообразный сброс
			11	Краевой меридиональный	сброс

В отдельных случаях отмечены так называемые "подвешенные" долины ручьев по бортам перечисленных выше рек, что свидетельствует об их слабой эрозионной способности и отчасти относительно активных современных движениях. Сами долины заложены по зонам тектонических нарушений, о чем свидетельствует спрямленность долин и их крутосклонность в поперечном профиле. Как показал проведенный анализ, здесь имеют место безамплитудные зоны повышенной трещиноватости и разрывы со смещением. У наиболее активных разрывов амплитуды перемещения по этим зонам за неоплейстоцен-голоценовый этап составляют первые метры.

Анализ геоморфологических профилей и топографической карты позволили составить структурно-геоморфологическую схему исследуемого района (см. рис. 4.5), на которой выделены блоки, имеющие разную неотектоническую активность и разделяющие их разрывные нарушения (см. табл. 4.1).

Выделение террасовых комплексов

Приведенные данные наряду с материалами по террасовым рядам других приморских ключевых участков (Корсаковского, Холмского, Невельского и др.) позволяют подойти к выделению террасовых комплексов низких, средних и высоких террас. Характерно, что подобные комплексы свойственны и внутриконтинентальным орогенам [Несмеянов, 1977, 1992].

В целом приведенные выше наиболее достоверные материалы по датировкам террасового ряда и материалы по Долинскому участку убеждают в правдоподобности схемы террасовых комплексов, предложенной С.М. Александровым [1973, с. 117]:

I – голоценовый обычно двучленный комплекс низких (до 6 м) морских и аллювиальных террас;

II – позднечетвертичный комплекс средневысотных (6–30 м) террас, включающий по две речных

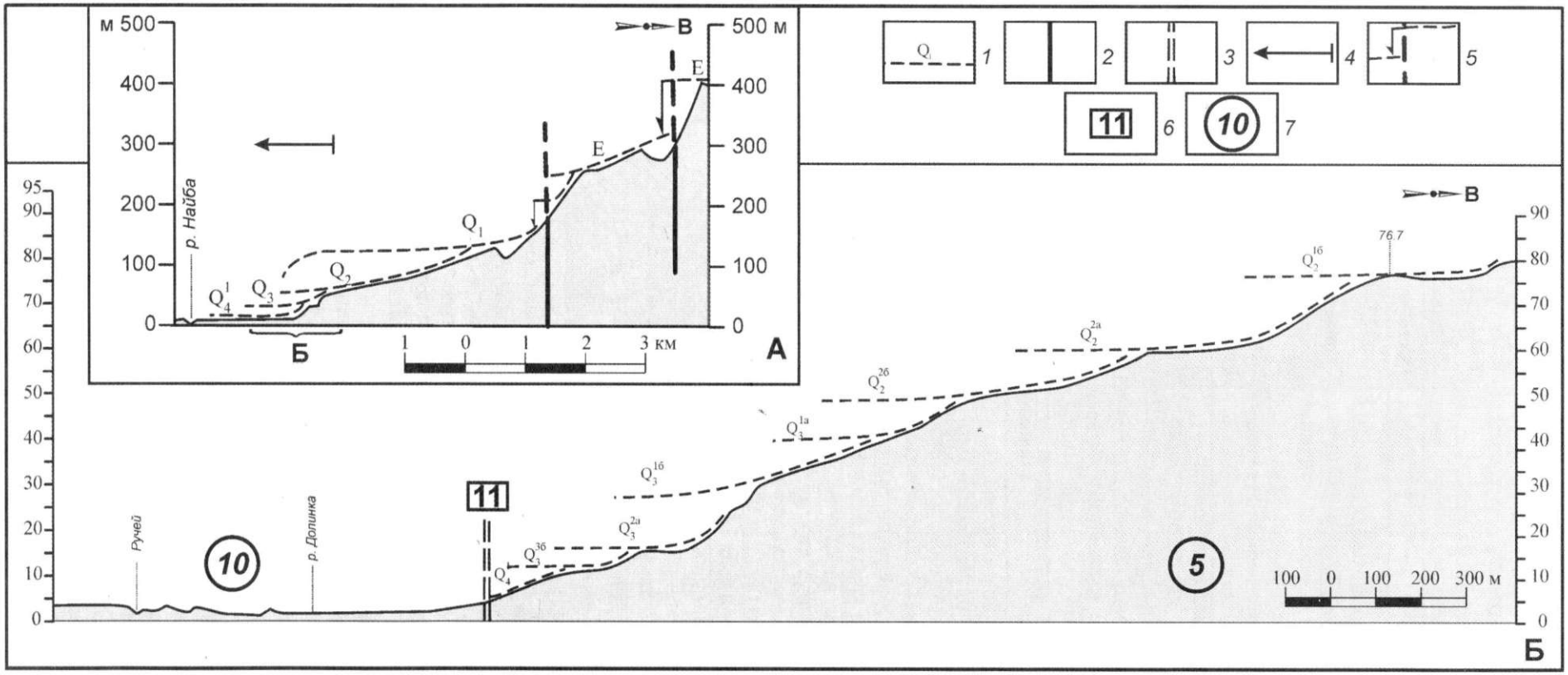


Рис. 2.8. Пример соотношения мелкомасштабного (исходный масштаб 1 : 100 000) – А и детального (исходный масштаб 1 : 5000) – Б геоморфологических профилей по линии $А_3$

1 – геоморфологические уровни; *2* – сбросы; *3* – малоамплитудные блоковые сочленения, выявленные при детальном районировании; *4* – положение региональной флексуры; *5* – амплитуда разрывного смещения; *6* – индексы малоамплитудных разрывов; *7* – индексы блоковых структур (название см. табл. 2.2)

Таблица 2.3

Соотношение высот молодых террасовых уровней в структурах Долинского участка*

Террасовые образования			Блоковые структуры Сусунайского поднятия							
Комплексы	Подкомплексы	Локальные уровни	Ореховая ступень			Долинская ступень				
			1	2	4	5	6	7	8	9
			Высоты террасовых уровней							
Q_2	Q_2^1	а		85						
		б		73	80	76		78		
	Q_2^2	а	50	57	65	60		59	52	
		б	38–40	42	50	49		53	45	41
Q_3	Q_3^1	а	25–28	35	41	40	33	43	38	35
		б			29	28	20		31	28–31
	Q_3^2	а	17		17	16	12			23
		б	12–14			12			15	15
Q_4	Q_4^1				10	7	7		10	

* Названия структур см. в табл. 2.2.

Таблица 2.4

Основные комплексы террас Сахалина [Александров, 1973]

Комплекс	Пределы высот, м	Часто повторяющиеся высоты, м
1. *Голоценовый комплекс низких террас (–) (до 6 м)*		
а) пойма – морской пляж	0,5–2	1,0–1,5
б) 1-я надпойменная терраса – 1-я морская терраса	1–6	3–4
2. *Позднечетвертичный комплекс средневысотных террас (6–30 м)*		
а) 3-я надпойменная терраса – 3-я морская терраса	6–18	12–40
б) 4-я надпойменная терраса – 4-я морская терраса	20–40	
3. *Среднечетвертичный комплекс высоких террас – 5-е террасы*	50–80 (Местами прослеживаются два уровня: 50–60 и 60–80)	50–60
4. *Плиоцен-раннечетвертичный комплекс высоких террас* (рассмотрен при характеристике денудационного рельефа)	80–200, реже до 250	80–150

и морских террасы с обычными высотами 6–18 и 20–40 м;

III – среднечетвертичный комплекс высоких (50–80 м) террас, в котором местами прослеживаются два уровня высотой, как правило, 50–60 и 60–80 м.

К нерасчлененным плиоцен-раннечетвертичным образованиям С.М. Александров относит террасы высотой 80–100, реже до 250 м (табл. 2.4). Но на самом деле на высотах 100 и более метров обычно (за исключением активно воздымающихся побережий) располагается северосахалинская поверхность выравнивания. Кроме того, соотношения этих террасовых комплексов с подразделениями общей стратиграфической шкалы четвертичного периода являются сугубо приблизительными, ориентировочными.

Следует также отметить, что с данной схемой диссонирует схема расчленения террасового ряда, предложенная В.К. Кучаем [1987]. Он выделял в пределах Западно-Сахалинских гор Южного Сахалина три комплекса террасовых поверхностей, расположенных ниже поверхностей выравнивания: 1) позднеголоценовый анивский, 2) раннеголоценово-позднеплейстоценовый сусунайский, 3) апреловский, формировавшийся во второй половине среднего плейстоцена. К анивскому комплексу он относил поймы и 1-е надпойменные террасы высотой 0,5–2 м, к сусунайскому – надпойменные террасы высотой 3–6 м, а

Таблица 2.5

Схемы расчленения молодого террасового ряда Южного Сахалина

Террасовые образования			Высоты террасовых уровней по ключевым участкам (м)			
Комплексы	Подкомплексы	Локальные уровни	Долинский	Корсаковский	Холмский	Невельский
Q_1^2		б	110–130	95	180	180
Q^2	Q_2^1	а	85	70–85	150	150
		б	73–80		120	120
	Q_2^2	а	52–60	45–55	90	
		б	41–53		70	70
Q_3	Q_3^1		20–41	30–35	45	
	Q_3^2		12–23	12–18	27	25
Q_4	Q_4^1		7–10	4–6	8	5

к апреловскому – все более высокие – до 50–80 м в горах и до 15–20 м над руслами рек в предгорьях.

Подобная группировка явно ущербна, так как, во-первых, террасы высотой до 40 м чаще всего относятся (с учетом абсолютных датировок) к верхнему неоплейстоцену, во-вторых, потому, что в большинстве горных долин террасы высотой 10–40 м и более явно группируются в самостоятельные комплексы. Тем не менее, в этой схеме правильно подчеркнута двучленность низких (до 2–6 м) террас и голоценово-верхнеплейстоценовый возраст более древних из этих террас.

Учитывая вышеизложенное, может быть намечена вполне определенная схема расчленения молодого террасового ряда, близкая к схеме, предлагавшейся С.М. Александровым [1973].

На рассматриваемой территории ниже северосахалинской поверхности выравнивания (Q_1^2) целесообразно выделить следующие три комплекса плейстоценовых террас (снизу вверх).

1) Нижний – Q_4, соответствующий пойме и 1-й надпойменной террасе р. Найба, относящийся к раннему голоцену.

2) Расположенный гипсометрически выше второй комплекс Q_3 занимает 2-ю и 3-ю надпойменные террасы. Это единый врез глубиной более 30 м, в отдельных случаях распадающийся на более мелкие геоморфологические уровни.

3) Террасовый комплекс, располагающийся выше 3-й надпойменной террасы, начиная с высот от 40 м, датируется как Q_2. Это наиболее широкий и сложно построенный комплекс. В нем выделяется целый ряд локальных геоморфологических уровней, более подробное описание которых приведено выше.

Поскольку, как было отмечено, не существует достаточно убедительных современных датировок для отдельных элементов террасового генетического комплекса, представляется целесообразным использование их относительной возрастной последовательности (Q_2, Q_3, Q_4), не имеющей полного соответствия с подразделениями общей стратиграфической шкалы.

Такое разбиение неоплейстоценового террасового ряда более эффективно при любом варианте последовательного расщепления или слияния геоморфологических уровней [Несмеянов, 1971, 1977, 1992].

Отсутствие единого стратотипического района с надежно датированным плейстоценовым террасовым рядом или скоррелированных террас из разных районов свидетельствует о преждевременности присвоения собственных названий выделенным террасовым комплексам (Q_4, Q_3, Q_2) и террасовым уровням $\left(Q_4^2, Q_4^1, Q_3^2, Q_3^1, Q_2^2, Q_2^1\right)$.

Принятая схема близка к обобщенным схемам расчленения основных ключевых участков Южного Сахалина (табл. 2.5), поэтому её можно рассматривать в качестве сводной, в которой основные подразделения могут в дальнейшем получить соответственные наименования по главным стратотипам.

Полученный фактический материал подтверждает весьма существенные различия четвертичной тектонической активности для отдельных региональных и даже локальных новейших структур в приморских и внутриостровных частях рассматриваемого региона.

2.4. Этапность новейшего развития Южного Сахалина

Анализ последних этапов истории тектонического развития острова и ряда геоморфологических материалов позволил выявить две основные стадии новейшего тектонического этапа. Раннеорогенный, преимущественно миоценовый подэтап характеризуется воздыманием Восточно-Сахалин-

ских, Сусунайских гор и формированием главным образом конседиментационных пликативных структур и прогибаний в Западно-Сахалинских горах. А позднеорогенный подэтап определяется образованием преимущественно блоковых структур и осложняется существенной структурной перестройкой в начале плейстоцена, а также возникновением единого Северосахалинского воздымания.

Раннеорогенный подэтап истории геологического развития Сахалина, скорее всего, отвечает эпохе формирования низов маруямской свиты, которая, соответственно, целиком является новейшим образованием. Это и естественно для такого стратиграфического подразделения, как свита, поскольку даже серии обычно соответствуют орогеническому этапу или его частям.

а. Общая характеристика этапности новейшего развития Сахалина

Реальные возможности выявления новейших структур определяются конкретным фактическим материалом по стратиграфии отложений бассейнового генетического комплекса во впадинах и возможности прослеживания деформаций поверхностей выравнивания в областях новейшего воздымания.

В настоящее время необходимо признать, что новейший этап и его основные подразделения (подэтапы, или стадии) имеют значительную продолжительность, а вторая часть – и сложное внутреннее строение. При этом, кроме двух упоминавшихся выше рубежей (перед началом накопления маруямской свиты и ее аналогов и перед накоплением верхней подсвиты маруямской свиты), существуют и другие рубежи, важные для расчленения новейшего этапа геологического развития.

Основные выводы по этапности новейшего развития Сахалина сводятся к следующим положениям.

1. Основные подразделения новейшего этапа связаны с формированием современного рельефа. Начало новейшего этапа отвечает началу накопления маруямской свиты (и ее возрастных аналогов).

2. Раннеорогенная стадия (вторая половина миоцена и начало плиоцена) соответствует накоплению нижней и средней подсвит маруямской свиты, появлению первых значительных возвышенностей в Восточно-Сахалинских и Сусунайско-Тонинских горных сооружениях, а также эпохе образования сусунайской поверхности выравнивания. В прогибах на месте Западно-Сахалинских гор и Северного сегмента Сахалина формировались преимущественно складчатые конседиментационные структуры. Следовательно, маруямская свита целиком является новейшим образованием. Ее значительная мощность свидетельствует о том, что на Сахалине, как и в других внутриконтинентальных орогенах (Кавказ, Средняя Азия), на раннеорогенной стадии развития максимальные амплитуды прогибаний превышали максимальные амплитуды воздыманий, но орогенез уже определенно проявился значительными возвышенностями.

3. Деформации формировавшихся в начале позднеорогенной стадии северосахалинской (Q_2^1), бачинской $\left(N_3^2 - Q_1^1\right)$ и маруямской $\left(N_1 - N_2^2\right)$ поверхностей выравнивания фиксируют преимущественно блоковые структуры. Они существенно отличны по своей морфологии, а иногда и расположению от раннеорогенных пликативных структур (особенно структур высоких порядков). Поэтому все эти поверхности относятся к позднеорогенной стадии геологического развития. Это сахалинский плиоцен-четвертичный орогенический этап и соответствующая ему высокоинтенсивная региональная фаза складчатости, по О.А. Мельникову [1987, 1988].

4. Позднеорогенная стадия отчетливо делится на две подстадии.

На ранней подстадии $\left(N_2 + Q_1^1\right)$ в пределах Сахалина параллельно формировались высокие поднятия и активно прогибающиеся впадины. Именно на этой подстадии появились первые крупные возвышенности на месте Западно-Сахалинских гор.

На поздней подстадии позднеорогенной стадии $\left(Q_1^2 - Q_4'\right)$ возникла обширная суша на Северном Сахалине, большинство впадин постепенно втягивается в воздымание, происходит активное эрозионное расчленение новообразованных Западно-Сахалинских горных сооружений и холмогорных возвышенностей Северного Сахалина. Начинается втягивание в воздымание внутренних частей шельфов, т.е. формирование древних осушенных четвертичных шельфов. Следовательно, именно на этой подстадии Сахалин сформировался как единое островное поднятие в контурах, близких к современным.

Как показано ниже, именно на рубеже ранней и поздней подстадий позднеорогенной стадии происходит увеличение средних скоростей тектонических движений практически на порядок – от сотых до десятых мм/год.

5. Показательно, что обе подстадии позднеорогенной стадии двучленны. Не исключена двучленность и раннеорогенной стадии, во время которой сформировались две нижние подсвиты маруямской свиты. Это обстоятельство определяет перспективы дальнейшего иерархического деления новейшего этапа геологического развития Сахалина. В еще большей степени перспективы данной иерархии видны на примере деления неоплейстоценового террасового ряда.

6. Об абсолютной датировке основных этапов новейшего развития Сахалина

Абсолютная датировка основных этапов новейшего развития имеет принципиальное значение для количественной оценки активности тектонических структур. Однако местных абсолютных датировок в разрезах Сахалина недостаточно, как недостаточно их практически для любого другого, в том числе и внутриконтинентального орогена. Поэтому многие датировки традиционно опираются на коррелятивные сопоставления со сводными (региональными, межрегиональными) и общими, в том числе международными стратиграфическими (геохронологическими) схемами. К сожалению, подобные схемы также недостаточно стабильны и периодически пересматриваются. Кроме того, следует учитывать и определенную условность далеких корреляций. Поэтому предлагаемая ниже датировка этапов новейшего развития Сахалина может рассматриваться только в качестве паллиативной.

Основными для коррелятивных сопоставлений считаются:

1) Стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина и Курильских островов, 1994 г. [Гладенков и др., 1998];

2) Международная стратиграфическая шкала 2000 г., разработанная под эгидой ЮНЕСКО [International..., 2000];

3) Вариант общей стратиграфической шкалы четвертичной системы, принятой МСК в 1995 г. [Постановление..., 1995] с использованием индексов, рекомендованных для геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 [Инструкция..., 1999];

4) Сводка по кайнозою Сахалина [Гладенков и др., 2002].

Следует отметить, что перечисленные документы содержат ряд разноречивых трактовок и датировок. Поэтому в результирующей схеме для Сахалина используются компромиссные и округленные датировки и индексы.

Упомянутая стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений [Гладенков и др., 1998] опирается на ряд решений региональных стратиграфических совещаний. Как указано в соответствующем Постановлении (бюро МСК от 28.01.1994), "объективная невозможность созыва в последние годы регионального совещания по всему региону привела к необходимости подготовки субрегиональных схем на рабочих совещаниях составителей при участии ряда местных геологов" [Гладенков и др., 1998, с. 3]. В результате принятые корреляционные схемы могли не учесть всех материалов, а потому должны рассматриваться в качестве вспомогательных, а не обязательных. В связи с этим следует отметить ряд спорных решений. Например, отмечается, что «вышли из употребления четыре "горизонта" маруямской свиты» [Там же, с. 126]. В то же время сам "субрегиональный" маруямский горизонт разделен на два подгоризонта, верхний из которых отвечает эоплейстоцену и верхам нижележащего помырского горизонта и коррелятного ему пьячентского яруса. При этом указано, что "верхняя граница плиоцена не ясна, поскольку не изучены непрерывные разрезы плиоцен-четвертичных отложений" [Там же, с. 124]. Сказанное заставляет остановиться на некоторых региональных материалах, позволяющих уточнить отдельные корреляции и датировки.

В частности, возраст маруямской свиты трактуется неоднозначно. В некоторых работах ее подошва сопоставляется с границей нижне- и верхненутовского подгоризонтов [Стратиграфическая..., 1994], а в более поздних – с подошвой нутовской свиты (горизонта) [Гладенков и др., 2002]. Последний вариант представляется более вероятным.

Не исключено, что подошва маруямской свиты может быть разновозрастной в разных районах. Так, одни и те же авторы проводят границу курасийской и маруямской свит: на юго-западе Сахалина внутри верхнего миоцена, в Макаровском районе – на границе среднего и верхнего миоцена (по фораминиферам и палинологическим материалам) и внутри среднего миоцена (по диатомеям и моллюскам). Первый вариант принят в корреляционной схеме, где совпадают подошвы маруямской и нутовской свит (табл. 2.6). В этом варианте данная граница имеет абсолютный возраст около 13 млн лет. Но, по данным анализа цикличности, ее возраст составляет 10,4 млн лет, когда произошло резкое падение уровня моря. Следующее значительное понижение этого уровня имеет возраст около 3 млн лет [Гладенков и др., 2002]. Указанные эпизоды, очевидно, близки по своей природе ко времени значительных перестроек рельефа, т.е. к началу формирования Сусунайской и Маруямской поверхностей выравнивания.

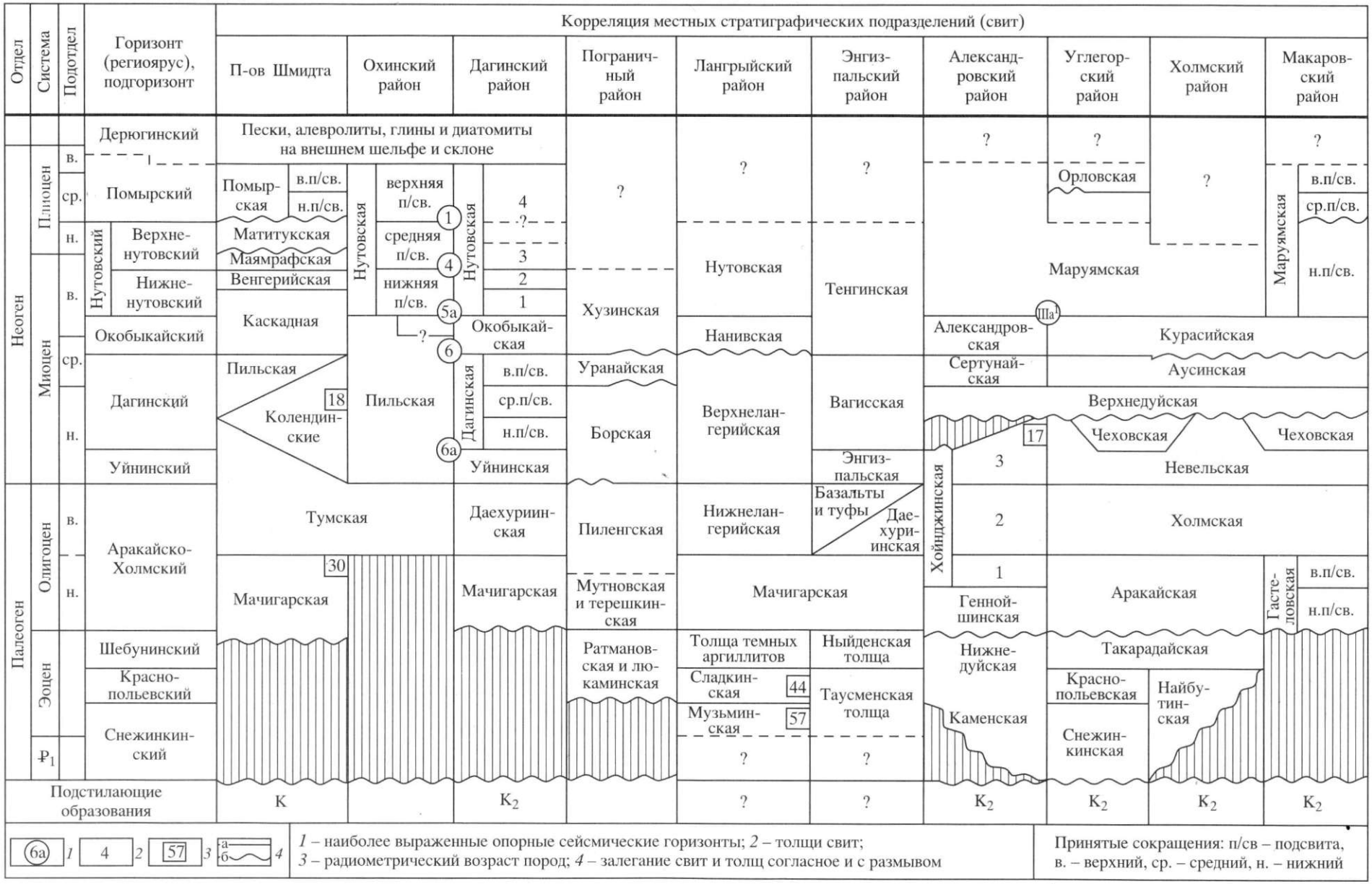
Суммируя сказанное, можно принять следующую схему абсолютной датировки подразделений новейшего этапа развития Сахалина (табл. 2.7).

1. Начало новейшего этапа соответствует рубежу курасайского и маруямского субрегиональных горизонтов, который можно синхронизировать с подошвой тортонского яруса миоцена. Учитывая ограниченные возможности реальной точности столь далеких корреляций, данную границу можно округленно датировать в 11 млн лет. Не исключено, что рубеж начала новейшего этапа, как соответствующий естественным рубежам седиментации, подвержен некоторому возрастному скольжению даже в пределах Сахалина. Это может быть связано с постепенным включением в Сахалинский неотектонический блок северных частей современного острова.

2. Наиболее сложно поддается датированию рубеж раннеорогенной и позднеорогенной стадий новейшего этапа геологического развития Сахалина.

Таблица 2.6

Корреляционная стратиграфическая схема кайнозоя опорных разрезов Сахалина [Гладинков и др., 2002]



1 – наиболее выраженные опорные сейсмические горизонты; *2* – толщи свит; *3* – радиометрический возраст пород; *4* – залегание свит и толщ согласное и с размывом

Принятые сокращения: п/св – подсвита, в. – верхний, ср. – средний, н. – нижний

Таблица 2.7

Подразделения новейшего этапа геологического развития и возрастного расчленения рельефа Сахалина

International stratigraphic chart [2000]				MSK, 1995 г.		Стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина, 1994 [Гладенков и др., 1998]						Новейший этап развития Сахалина			
Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Млн лет	Надраздел (отдел)	Раздел (подотдел)	Коррелятные подразделения		Местные подразделения				Подразделения новейшего этапа		Поверхности выравнивания	Геологический возраст этапов рельефообразования	Абсолютная датировка начала этапов (млн лет)
						Млн лет										
Четвертичная Q	Голоцен Q_2			Голоцен		0,1						Позднеорогенная стадия	Поздняя подстадия	Террасовый ряд	Q_{2-4} (II–IV)	0,4?
	Плейстоцен Q_1		1,81	Плейстоцен	Q_N^3 неоплейстоцен	0,8								Северосахалинская	Q_1 (I)	0,8
					Q_E эоплейстоцен	1,8	Эоплейстоцен	Помырский горизонт		Маруямский горизонт (свита)	верхняя подсвита		Ранняя подстадия	Бачинская	E (Q_E)	1,8
Неоген N	Плиоцен N_2	Гелазийский n_9	2,58			2,5	Пьяченцкий ярус				нижняя подсвита			Маруямская	N_2^2	3,5
		Пьяченцкий n_8	3,6													
		Заклийский n_7	5,33			5,3	Заклийский ярус	Нутовский горизонт	верхненутовский подгоризонт							
	Миоцен N_1	Мессинский n_6	7,1				Мессинский ярус		нижненутовский подгоризонт			Раннеорогенная стадия		Сусунайская	N_{1-2}	11
		Тортонский n_5	1,1			11,2	Тортонский ярус									

Таблица 2.8

Абсолютный возраст подразделений сахалинского неоплейстоцена

Звено неоплейстоцена	Горизонты отложений бассейного генетического комплекса	Возрастные интервалы (тыс. лет)		Террасовые образования		Ориентировочный возраст (тыс. лет)		
		Трансгрессивные	Регрессивные	Комплексы террас	Террасовые уровни	Начало формирования	Продолжительность	
Современное				Q_4		15		15
Верхнее	Мицулевский							
	Каменский	20–30 (5–50)		Q_3	Q_3^2	70	55	130–140
	Анивский							
	Новотроицкий	90–130			Q_3^1	150	80	
Среднее	Приморский		140–160					
	Устьпоронайский	190–250		Q_2	Q_2^2	350	200	350
	Сусунайский		310–360					
	Поронайский	370–500?			Q_2^1	500?	150?	
Нижнее								
				Q_1		800?	300?	

Эта граница отвечает, скорее всего, рубежу нутовского и помырского горизонтов, т.е. рубежу заклийского и пьяченцкого ярусов плиоцена (а также нижнего и верхнего плиоцена), который в международной шкале имеет возраст 3,4–3,6 млн лет, т.е. около 3,5 млн лет[6]. Данная граница близка к подошве зоны *Fortipecten tanahashii* [Гладенков и др., 1998]. Соответственно, к поздней стадии относятся, как было показано выше, две верхние пачки маруямской свиты в Поронайской депрессии и верхняя подсвита маруямской свиты[7]. Таким образом, раннеорогенная стадия новейшего этапа геологического развития Сахалина охватывает верхи миоцена и нижний плиоцен. Этому интервалу геологической истории отвечает время формирования сусунайской поверхности выравнивания (N_{1-2}).

3. Граница подразделений в пределах ранней подстадии позднеорогенной стадии отвечает подошве устьбачинской свиты и подошве верхней пачки маруямской свиты[8] в Сусунайской депрессии, а также границе плиоцена и эоплейстоцена, датируемой в 1,8 млн лет. Соответственно, *маруямская поверхность выравнивания* является плиоценовой $\left(N_2^2\right)$, а *бачинская* – эоплейстоценовой (Q_E, или в прежней индексации $N_2^3 - Q_1^1$).

4. Граница ранней и поздней подстадий в позднеорогенной стадии в значительной мере условно сопоставляется с рубежом эоплейстоцена и неоплейстоцена, т.е., по современным представлениям, имеет возраст около 0,8 млн лет [Постановление..., 1995].

5. Абсолютная датировка неоплейстоценовых подразделений поздней подстадии позднеорогенной стадии геологического развития Сахалина достаточно условна. Исходя из общих представлений и современного фактического материала, можно:

– сопоставить время формирования северосахалинской поверхности выравнивания с нижним звеном неоплейстоцена (I)[9] или ранним плейстоценом (QI) прежней схемы [Четвертичная..., 1982, 1984], т.е. с интервалом 0,5–0,8 млн лет;

– весь остальной террасовый ряд относится к среднему и верхнему звеньям неоплейстоцена и голоцену. Для датировки морских неоплейстоценовых террасовых уровней полезны хроностратиграфические исследования по распределению полученных разными методами (радиоуглеродным, торий-урановым, уран-урановым, термолюминесцентным) абсолютных датировок трансгрессий на шельфе Восточного Сахалина [Короткий и др., 1997; Свиточ, 2003]. Они позволили зафиксиро-

6 Датировка 2,5 млн лет для этого рубежа в региональной стратиграфической схеме, очевидно, не соответствует принятой в современной международной шкале; подобная дата (2,58 млн лет) отвечает рубежу пьяченцкого и гелазийского ярусов.

7 Ранее эта граница рассматривалась в качестве границы миоцена и плиоцена [Александрова, 1982].

8 Тем самым подтверждается, что бачинская свита выделена, хотя бы частично, из первоначального состава маруямской свиты.

9 Согласно существующим документам [Инструкция..., 1999], в индексах звеньев неоплейстоцена символ раздела № для компактности индекса опускается.

Таблица 2.7

Подразделения новейшего этапа геологического развития и возрастного расчленения рельефа Сахалина

International stratigraphic chart [2000]				MSK, 1995 г.		Стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина, 1994 [Гладенков и др., 1998]					Новейший этап развития Сахалина			
Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Млн лет	Надраздел (отдел)	Раздел (подотдел)	Коррелятные подразделения: Млн лет	Коррелятные подразделения	Местные подразделения			Подразделения новейшего этапа	Поверхности выравнивания	Геологический возраст этапов рельефообразования	Абсолютная датировка начала этапов (млн лет)
Четвертичная Q	Голоцен Q_2			Голоцен		0,1					Позднеорогенная стадия: Поздняя подстадия	Террасовый ряд	Q_{2-4} (II–IV)	0,4?
	Плейстоцен Q_1			Плейстоцен	Q_N^P неоплейстоцен	0,8						Северосахалинская	Q_1 (I)	0,8
			1,81		Q_E эоплейстоцен	1,8	Эоплейстоцен	Помырский горизонт		верхняя подсвита	Ранняя подстадия	Бачинская	E (Q_E)	1,8
Неоген N	Плиоцен N_2	Гелазийский n_9	2,58			2,5	Пьяченцкий ярус		Маруямский горизонт (свита)	нижняя подсвита		Маруямская	N_2^2	3,5
		Пьяченцкий n_8	3,6											
		Заклийский n_7	5,33			5,3	Заклийский ярус	Нутовский горизонт: верхненутовский подгоризонт						
	Миоцен N_1	Мессинский n_6	7,1				Мессинский ярус				Раннеорогенная стадия	Сусунайская	N_{1-2}	11
		Тортонский n_5	1,1			11,2	Тортонский ярус	Нутовский горизонт: нижненутовский подгоризонт						

Таблица 2.8

Абсолютный возраст подразделений сахалинского неоплейстоцена

Звено неоплейстоцена	Горизонты отложений бассейного генетического комплекса	Возрастные интервалы (тыс. лет)		Террасовые образования		Ориентировочный возраст (тыс. лет)		
		Трансгрессивные	Регрессивные	Комплексы террас	Террасовые уровни	Начало формирования	Продолжительность	
Современное				Q_4		15		15
Верхнее	Мицулевский							
	Каменский	20–30 (5–50)		Q_3	Q_3^2	70	55	130–140
	Анивский							
	Новотроицкий	90–130			Q_3^1	150	80	
Среднее	Приморский		140–160					
	Устьпоронайский	190–250		Q_2	Q_2^2	350	200	350
	Сусунайский		310–360					
	Поронайский	370–500?			Q_2^1	500?	150?	
Нижнее								
				Q_1		800?	300?	

Эта граница отвечает, скорее всего, рубежу нутовского и помырского горизонтов, т.е. рубежу заклийского и пьяченцкого ярусов плиоцена (а также нижнего и верхнего плиоцена), который в международной шкале имеет возраст 3,4–3,6 млн лет, т.е. около 3,5 млн лет[6]. Данная граница близка к подошве зоны *Fortipecten tanahashii* [Гладенков и др., 1998]. Соответственно, к поздней стадии относятся, как было показано выше, две верхние пачки маруямской свиты в Поронайской депрессии и верхняя подсвита маруямской свиты[7]. Таким образом, раннеорогенная стадия новейшего этапа геологического развития Сахалина охватывает верхи миоцена и нижний плиоцен. Этому интервалу геологической истории отвечает время формирования сусунайской поверхности выравнивания (N_{1-2}).

3. Граница подразделений в пределах ранней подстадии позднеорогенной стадии отвечает подошве устьбачинской свиты и подошве верхней пачки маруямской свиты[8] в Сусунайской депрессии, а также границе плиоцена и эоплейстоцена, датируемой в 1,8 млн лет. Соответственно, *маруямская поверхность выравнивания* является плиоценовой $\left(N_2^2\right)$, а *бачинская* – эоплейстоценовой (Q_E, или в прежней индексации $N_2^3 - Q_1^1$).

4. Граница ранней и поздней подстадий в позднеорогенной стадии в значительной мере условно сопоставляется с рубежом эоплейстоцена и неоплейстоцена, т.е., по современным представлениям, имеет возраст около 0,8 млн лет [Постановление..., 1995].

5. Абсолютная датировка неоплейстоценовых подразделений поздней подстадии позднеорогенной стадии геологического развития Сахалина достаточно условна. Исходя из общих представлений и современного фактического материала, можно:

– сопоставить время формирования северосахалинской поверхности выравнивания с нижним звеном неоплейстоцена (I)[9] или ранним плейстоценом (QI) прежней схемы [Четвертичная..., 1982, 1984], т.е. с интервалом 0,5–0,8 млн лет;

– весь остальной террасовый ряд относится к среднему и верхнему звеньям неоплейстоцена и голоцену. Для датировки морских неоплейстоценовых террасовых уровней полезны хроностратиграфические исследования по распределению полученных разными методами (радиоуглеродным, торий-урановым, уран-урановым, термолюминесцентным) абсолютных датировок трансгрессий на шельфе Восточного Сахалина [Короткий и др., 1997; Свиточ, 2003]. Они позволили зафиксиро-

6 Датировка 2,5 млн лет для этого рубежа в региональной стратиграфической схеме, очевидно, не соответствует принятой в современной международной шкале; подобная дата (2,58 млн лет) отвечает рубежу пьяченцкого и гелазийского ярусов.

7 Ранее эта граница рассматривалась в качестве границы миоцена и плиоцена [Александрова, 1982].

8 Тем самым подтверждается, что бачинская свита выделена, хотя бы частично, из первоначального состава маруямской свиты.

9 Согласно существующим документам [Инструкция..., 1999], в индексах звеньев неоплейстоцена символ раздела № для компактности индекса опускается.

вать четыре возрастных интервала трансгрессий Охотского моря (табл. 2.8): 1) 5–50 (с максимумом 20–30, отвечающим каргинской эпохе), 2) 90–130 (казанцевская эпоха), 3) 190–250, 4) 370–500. Выделены и две эпохи отсутствия подобных датировок, отвечающие, очевидно, двум средненеоплейстоценовым регрессиям и оледенениям: 1) 140–160, 2) 310–360. Указанные исследователи отмечают также, что трансгрессивная эпоха, совпадающая с изотопной стадией 5, охватывает интервал 75–130 тыс. лет.

6. Поскольку для инженерно-геологического районирования главное значение имеют наиболее молодые тектонические структуры, помогающие расшифровывать современную геодинамическую обстановку, основное внимание ниже будет уделено позднеорогенному структурному плану. Особенно пристальное внимание обращено на новейшие разрывные нарушения, преимущественно наиболее молодые (позднеорогенные), многие из которых могут оказаться активными и опасными для инженерных сооружений.

Глава 3

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ САХАЛИНСКОГО БЛОКА

Предложен целый ряд мелкомасштабных схем тектонического районирования Сахалина, на которых новейшие структуры практически не нашли своего отражения [Шельф..., 1975]. Исключение составляют, как правило, крупнейшие новейшие прогибы. Наиболее распространенная также мелкомасштабная схема новейшей тектоники Сахалина составлена В.В. Соловьевым еще в 60-х гг. [Соловьев, Ганешин, 1971].

Для целей инженерно-геологического и сейсмического районирования наиболее важен самый молодой структурный план. Таким планом обычно считается план, который объединяет структуры, получившие прямое отражение в рельефе. Ему отвечает связанный с наиболее активным орогенезом молодой – четвертичный, точнее, послераннеоплейстоценовый террасовый ряд.

Следует отметить, что предлагавшиеся ранее схемы неотектонического районирования Сахалина [Александров, $1962_{1,2}$, 1973; Алексейчик, 1952, 1954; Гальцев-Безюк, 1969, 1971; Капица, $1963_{1,2}$; Рудич, Скиба, 1959; Соловьев, 1970; Соловьев, Ганешин, 1971] были недостаточно детальны для выявления природы крупнейших структурных элементов. Поэтому важно иметь более детальную схему с расшифровкой сложной иерархии новейших структур.

3.1. Вопросы терминологии

В пределах Сахалина выделен ряд положительных и отрицательных структур, которые обычно разделены разрывами или флексурами. Поэтому эти структуры следует считать блоковыми. Между тем, большинство основных тектонических структур Сахалина, независимо от их возраста, обычно именуется антиклинориями и синклинориями, состоящими из целого ряда антиклиналей и синклиналей [Соловьев, Ганешин, 1971; Мельников, 1987; и др.], или горст-антиклинориями и грабен-синклинориями [Сергеев, 1982]. Подобные типы структур свойственны геосинклинальным областям. На самом деле в Сахалинском, как и в других континентальных и островных орогенах, плиоцен-четвертичные структуры характеризуются блоковостью. Поэтому для них целесообразнее использовать термины "поднятие", "блок", "горст", "депрессия", "прогиб", "впадина", "грабен" и т.п.

Анализ последних этапов истории тектонического развития острова и ряда геоморфологических материалов позволил выявить две основные стадии новейшего тектонического этапа. Раннеорогенный подэтап характеризуется формированием главным образом пликативных структур в Западно-Сахалинских горах; Позднеорогенный определятся существенной структурной перестройкой в начале плейстоцена, образованием преимущественно блоковых структур в Западно-Сахалинских горах и возникновением единого Северосахалинского воздымания в основном с пликативными четвертичными структурами.

Раннеорогенный подэтап истории геологического развития Сахалина, скорее всего, отвечает эпохе формирования низов маруямской свиты, которая, соответственно, целиком является новейшим образованием. Это и естественно для такого стратиграфического подразделения, как свита, поскольку даже серии в других регионах обычно соответствуют орогеническому этапу или его частям.

Остров Сахалин в контурах, близких к современным, сформировался только на позднем подэтапе новейшего этапа (позднеорогенной стадии). В это время появились Западно-Сахалинские горы, и возник Северный Сахалин, на месте которых до этого, т.е. на раннем подэтапе новейшего этапа, формировались и замыкались прогибы (раннеорогенная стадия). Но и на раннем подэтапе активно воздымались Восточно-Сахалинские горы, Сусунайский хребет и Шмидтовское поднятие.

3.2. Сегментация и расположение региональных структурных элементов

Остров Сахалин – часть Хоккайдо-Сахалинской системы островных поднятий. Здесь среди орографически выраженных орогенических структур Сахалина традиционно выделяются разновозрастные структуры [Геология..., 1970; Мельников и др., 1980; Мельников, 1987; Рождественский, $1987_{1,2}$; Соловьев, Ганешин, 1971; и др.]. Наиболее древними мегаподнятиями (системами поднятий) из устойчиво проявлявшихся в рельефе с позднего мезозоя являются Шмидтовское, Восточносахалинское и Сусунайско-Тонинское, расположенные в восточной части острова. К более молодым, новообразованным в плиоцене, обычно относятся Западносахалинское и выделяемое некоторыми исследователями Камуикотанское, расположенные вдоль западного края острова. Все это достаточно высокие блоковые структуры, получившие отчетливое орографическое выражение. В южных районах инверсировавшие в плейстоцене новейшие отрицательные структуры заключены между перечисленными выше системами разновозрастных поднятий. В Центральном Сахалине это Тымь-Поронайская, а в Южном – Аниво-Сусунайская депрессии. Наличие обрамляющих региональных разрывных структур позволяет считать их грабен-синклинальными.

Расположение региональных новейших структур определяется двумя главными чертами: 1) существованием сквозных субмеридиональных элементов и 2) достаточно очевидной сегментацией, отражающей специфику строения северной, центральной и южной частей острова.

Так, на основе историко-тектонического подхода в пределах указанной системы традиционно намечается ряд сквозных субмеридиональных структур, пересекающих острова Сахалин и Хоккайдо. В результате в новейшей структуре о. Сахалин с востока на запад выделяются: 1) разобщенные элементы древних, унаследованных Восточносахалинских мегаподнятий (Шмидтовское, собственно Восточносахалинское и Сусунайско-Тонинское), 2) система Центральносахалинских депрессий, прослеживающаяся в основном в пределах Центрального и Южного Сахалина (Тымь-Поронайская и Аниво-Сусунайская) и 3) Западносахалинская гряда новообразованных мегасводов, также отчетливо проявляющаяся только на Центральном и Южном Сахалине (их можно именовать Южнокамышовым и Центральнокамышовым мегасводами). Между Шмидтовским мегаподнятием и Центральным Сахалином расположено Северосахалинское инверсионное невысокое мегаподнятие (часть раннеорогенного прогиба, превратившаяся в четвертичном периоде в поднятие).

Сахалинский островной блок с его преобладающими субмеридиональными структурами характеризуется также и определенной сегментацией. С.А. Несмеянов и О.А. Воейкова ранее наметили достаточно четкое разделение этого блока на три сегмента: Северосахалинский, Центральносахалинский, Южносахалинский [Воейкова, 1997]. Однако различия в расположении, наборе унаследованных и новообразованных крупнейших структурных элементов острова позволяет разделить его на четыре сегмента (с севера на юг: Шмидтовский, Северосахалинский, Центральносахалинский, Южносахалинский), разделенных региональными различно построенными субширотными перегибами (рис. 3.1).

На самом севере острова Шмидтовский сегмент включает только одноименное древнее мегаподнятие.

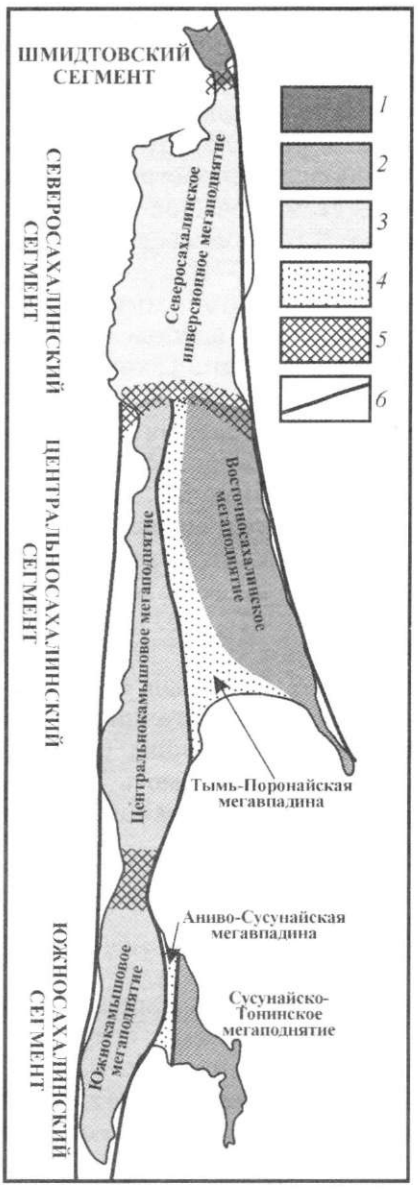


Рис. 3.1. Региональные новейшие (позднеорогенные) структуры Сахалина

1–3 – мегаподнятия: *1* – древние унаследованные, *2* – позднеорогенные, *3* – четвертичное; *4* – мегавпадины; *5* – границы сегментов; *6* – шовные зоны

Северный сегмент – это расположенный южнее раннеорогенный прогиб, превратившийся в четвертичном периоде в Северосахалинское инверсионное мегаподнятие.

В пределах Центрального сегмента выделяются на западе Центральнокамышевое новообразованное сводовое поднятие, ограниченное на юге Поясковой седловиной. К востоку от них расположена Тымь-Поронайская грабен-синклинальная мегавпадина. К югу от этой мегавпадины в пределах зал. Терпения находится широкая, сложно построенная Терпениевская мегавпадина, в пределах которой выделяется серия погребенных структур. В восточной части Центрального сегмента расположено древнее Восточносахалинское блоковое мегаподнятие.

В Южный сегмент входят новообразованное Южнокамышовое мегаподнятие, Аниво-Сусунайская и Центральноанивская мегавпадины, Сусунайско-Тонинское древнее блоковое мегаподнятие.

Большинство сегментов Хоккайдо-Сахалинской системы островных поднятий и его региональных блоковых структур разделены крупными разрывными структурами – шовными зонами, обычно имеющими глубокое проникновение в литосферу и характеризующимися сложной историей развития. Каждая из этих структур, как показали исследования на юге острова, включает ряд локальных блоковых и разрывных структур. Здесь присутствуют флексурно-разрывные, шовно-сбросовые, шовно-сдвиговые и шовно-надвиговые зоны, имеющие близкие по строению аналоги во внутриконтинентальных орогенах [Несмеянов, 1971, 1992].

Так, Северосахалинский мегапрогиб, т.е. Северосахалинский сегмент, ограничен с севера и юга поперечными флексурно-разрывными зонами, которые, как будет показано ниже, находят четкое отражение в геофизических материалах. Этот сегмент отделен от Центральносахалинского сложно построенной Нышско-Набильской поперечной флексурно-разрывной зоной. Последняя трассируется крупным (с вертикальной амплитудой до 5 км) субширотным перегибом в мощностях осадочного слоя [Альперович, Чернявский, 1973; Терещенков и др., 1982; Ким, 1990]. Схожая флексурно-разрывная зона развита и на севере, на границе со Шмидтовским сегментом. Граница между Центральным и Южным сегментами на суше представлена Поясковой седловиной.

Вдоль восточного побережья Северосахалинского и Центральносахалинского сегментов обычно проводится серия крупных правых сдвигов [Рождественский, $1987_{1,2}$, 1997], которую можно объединить в Северосахалинскую шовно-сдвиговую систему. В ней очевидны и сбросовые нарушения с поднятым западным крылом. Основные элементы этой системы и ее западное разрывное опе-

рение расположены на суше Северного Сахалина. К оперению данной системы в Северосахалинском сегменте было приурочено и разрушительное Нефтегорское землетрясение 28 мая 1995 г.

По границе Тымь-Поронайской мегавпадины и Западносахалинского сводового мегаподнятия проходит крупная Центральносахалинская шовно-надвиговая система. Вдоль западного побережья Центрального сегмента обычно проводится Западносахалинская шовно-сбросовая система.

По периферии островного мегаблока также проводится значительное число крупнейших, но слабо изученных разрывных структур [Харахинов и др., 1984]. Достаточно определенно протрассированы Западносахалинская и Монеронская, повидимому, преимущественно сбросовые системы, а также разрывные системы морского обрамления Сихотэ-Алиня. Вероятно, сходную природу имеют Западнодерюгинская, Пограничная и Хоккайдо-Анивская разрывные системы, определяющие подошвы прямолинейных шельфовых уступов.

3.3. Краткая характеристика региональных позднеорогенных структур

Основные новейшие блоковые структуры острова не только разделены, но иногда и частично переработаны упомянутыми выше крупными разрывными системами – шовными зонами различной кинематической природы [Геология..., 1970; Карта..., 1987; Мельников, 1987; Рождественский, 1982; Харахинов и др., 1984]. Некоторые исследователи выделяют, кроме того, Срединносахалинскую разломную (шовную) зону, объединяющую ряд кулисных сегментов [Рогожин, 1996].

Изучение строения и истории развития всех наиболее детально изученных разрывных систем подтвердило в каждой из них сосуществование разрывов и разрывных смещений различной кинематической природы, а также длительное (обычно с мезозоя) формирование систем с многокилометровыми суммарными амплитудами движений [Рождественский, 1982, 1997; Харахинов и др., 1984]. Вдоль большинства из них рекогносцировочными исследованиями установлено присутствие в основном голоценовых палеосейсмотектонических дислокаций типа вершинных грабенов, сейсморвов отседания, ступенчатых перекосов грунта на верхнеплейстоценовых голоценовых террасах и т.п. [Кучай, Полунин, 1986; Рогожин, 1996]. Для участков, где проводились геодезические измерения, зафиксированы современные вертикальные и сдвиговые смещения со скоростями обычно до 10 мм/год наряду с присутствием стабилизировавшихся участков разрывных структур [Захаров и др., 1974; Василенко и др., 1981; Туезов, 1975].

Таблица 3.1

Основные позднеорогенные структуры о. Сахалина

Сегменты	Мегаструктуры	Структуры четвертого порядка
Шмидтовский	Шмидтовское мегаподнятие	I. Западношмидтовское поднятие
		II. Центральношмидтовская впадина
		III. Восточношмидтовское поднятие
Северосахалинский	Северосахалинское инверсионное поднятие	I. Набильская впадина
		II. Лангры-Вагисская гряда поднятий
		III. Нышско-Байкальская цепь впадин
		IV. Чачма-Катланинская гряда поднятий
		V. Дагинско-Нефтегорская цепь пониженных структур
		VI. Гаромай-Охинская гряда пологих поднятий
Центральносахалинский	Центральнокамышовое мегаподнятие	I. Западная зона дифференцированных структур
		II. Осевая зона поднятий
		III. Главная диагональная зона дифференцированных структур
		IV. Северо-восточная зона краевых поднятий
	Тымь-Поронайская мегавпадина	I. Западнопоронайская зона структурных ступеней
		II. Поронайская депрессия
		III. Тымовская зона дифференцированных структур
	Восточносахалинское мегаподнятие	I. Охотско-Терпеньевская зона поднятий
		II. Пограничная цепь грабенов
		III. Центральная гряда поднятий
		IV. Луньская цепь грабенов
		V. Луньско-Набильская гряда поднятий
		VI. Западная система краевых относительно пониженных блоков
Южносахалинский	Южнокамышовое мегаподнятие	I. Крильон-Чеховская зона поднятий
		II. Лютогская зона прогибов
		III. Хвостово-Нижнелютогская система краевых блоков
		IV. Пятиуткинское поднятие
		V. Спамбергская система поднятий
		VI. Синегорско-Лобасская гряда краевых блоков
	Аниво-Сусунайская мегавпадина	I. Углезаводская система ступеней
		II. Сусуя-Такойская цепь впадин
	Сусунайско-Тонинское мегаподнятие	I. Тонино-Анивское поднятие
		II. Тунайчинская ступень
		III. Сусунайское поднятие

Вдоль некоторых разрывных структур отмечены нефтегазовые и грязевулканические проявления [Оскорбин и др., 1967; Рождественский, 1976]. Не исключено, что все эти характеристики в той или иной мере присущи и другим менее изученным разрывным нарушениям.

Далее целесообразно остановиться на принципиальных особенностях строения крупнейших (структуры трех первых порядков) новейших структурных элементов о. Сахалин (табл. 3.1). Здесь рассмотрены только наземные структуры. Часть из них имеет продолжение на шельфе. Они тоже входят в Сахалинский блок, но описаны ниже, при характеристике шельфов (см. главу 8). Следует отметить, что наземные структуры в большинстве случаев отделены от их подводного продолжения разрывами или флексурами. Иногда этот переход сопровождается определенной перестройкой стру-

ктурного плана. Поэтому разделение наземных и шельфовых структур обычно генетически оправдано. Условные границы наблюдаются в редких случаях, например, при переходе от Сусуя-Такойской впадины к Устьурюмской ячее на Анивском шельфе.

а. Шмидтовское мегаподнятие

Неотектоника полуострова Шмидта изучена довольно детально [Соловьев, Ганешин, 1971; Рождественский, 1972, 1975; Мельников, 1987; Гладенков и др., 1999; и др.]. В соответствии с основными чертами местной орографии здесь выделено два продольных краевых поднятия и разделяющая их низменность. Поэтому основная схема строения Шмидтовского мегаподнятия ближе к схеме Сусунайско-Тонинского, чем к схеме Восточносахалинского мегаподнятия. Но в нем, в противоположность Сусунайско-Тонинскому, западный хребет ниже и устроен проще восточного. Кроме того, в Шмидтовском мегаподнятии осевой прогиб глубже потому, что выполнен в основном новейшими отложениями мощностью около 1 км (аналогами маруямской свиты Южного Сахалина) [Гладенков и др., 1999; Гладенков и др., 2002]. Соответственно, Шмидтовское мегаподнятие наиболее дифференцированное из всех восточносахалинских древних блоковых мегаподнятий.

б. Северосахалинская система слабо выраженных в рельефе инверсионных структур

Тектоника Северосахалинской системы инверсионных структур интенсивно исследуется в связи с поисками нефтяных и газовых месторождений [Алексейчик, 1959; Альперович, Чернявский, 1973; Гальцев-Безюк, $1962_{1,2}$; Геология..., 1970; Гололобов, Харахинов, 1973; Ким, 1990; Ковальчук и др., 1981; Кононов и др., 1979; Мишаков и др., 1969; Харахинов и др., 1979]. Большое внимание уделено разрывным нарушениям, особенно в связи с Нефтегорским разрушительным землетрясением 1995 г., сопровождавшимся сейсмотектоническими дислокациями [Альперович и др., 1972; Булгаков и др., 2002; Гололобов, 1981; Ратнер, Харахинов, 1978; Рогожин, 1996; Рождественский, 1975, 1982; Харахинов, 1973; Харахинов и др., 1984].

Как отмечено выше, Северосахалинская система сформировалась как суша Сахалинского неотектонического блока только на позднеорогенной стадии, преимущественно в четвертичном периоде. На раннеорогенной стадии и даже в начале позднеорогенной эта территория была составной частью глубокого прогиба. Таким образом, данная система является инверсионным молодым поднятием. Многие складки и разрывы, откартированные здесь, конседиментационны, т.е. сформировались на раннеорогенной стадии и ранней подстадии позднеорогенной стадии, и только частично обновлены в четвертичное время.

Наиболее молодые структуры, представляющие основной интерес при инженерно-геологических изысканиях, слабо выражены орографически и не всегда совпадают с основными складчатыми структурами, показанными на геологических картах. Это свидетельствует об определенной структурной перестройке, осуществившейся, по-видимому, преимущественно в первой половине четвертичного периода.

К наиболее молодым положительным структурам обычно относится Северосахалинская система невысоких увалоподобных поднятий (Рыбновское, Вагисское, Гыргыланьи-Джимдан-Дагинское, Гиляко-Абунан-Пильтунское, Охино-Эхабинское и др.). Здесь сохранились зоны относительно опущенные (Пильтунско-Чайвинская, Дагинско-Ныйская, Байкальская, Нышская и др.), а также расположенные вдоль западного побережья зоны, где наряду с относительными, очевидно, проявляются и абсолютные современные опускания (Лангрская, Погибенская).

Молодость рельефа Северосахалинской системы свидетельствует о том, что орографически выраженные разрывы безусловно активные. Как показывают современные исследования [Рождественский, 1975, 1982, 1997; Рогожин, 1996], особенно активны сдвиговые нарушения, принадлежащие Северосахалинской и Среднесахалинской разрывным системам, обладающим широким разрывным оперением. Здесь вполне вероятны и сейсмотектонические многометровые дислокации при сильных землетрясениях.

в. Западносахалинско-Камуикотанская гряда мегасводов

Западносахалинско-Камуикотанская гряда мегасводов образует крупнейшее поднятие вдоль западного края Сахалинского островного блока в его Центральном и Южном сегментах. Гряда в целом может считаться новообразованной (позднеорогенической), поскольку сформировалась в основном в четвертичном периоде на месте раннеорогенного прогиба, в котором к концу плиоцена образовались многочисленные складчатые структуры. На позднеорогенном этапе, когда появилась гряда, начинают формироваться блоковые и складчато-блоковые структуры, разделенные флексурами и разрывами. При этом часть блоковых локальных структур наследует плиоценовые складки, а часть сечет их. Это свидетельствует о значительной структурной перестройке в преде-

лах новейшего этапа геологической истории. Перестройка в той или иной степени затронула разномасштабные структуры.

В пределах изученной части Западно-Сахалинских гор широко развиты северосахалинская (Q_1^2), бачинская ($N_3^2 - Q_1^1$) и позднемаруямская ($N_1 - N_2^2$) поверхности выравнивания, дислоцированные обычно более или менее согласно. Только в пределах "перекошенных" блоков наблюдается их "веерообразность".

На рассматриваемой территории главными элементами гряды горстов (т.е. структурами четвертого порядка) являются (с севера на юг) Центральнокамышевое новообразованное сводовое поднятие, Поясковая седловина, Южнокамышовое новообразованное сводовое поднятие.

В пределах каждого из указанных поднятий развиты впадины, преимущественно грабенообразные, разделяющие поднятые блоки пятого и более высоких порядков. Восточным ограничением перечисленных основных структур служит Центральносахалинская взбросо-надвиговая шовная зона.

г. Восточносахалинское блоковое мегаподнятие

Восточносахалинское блоковое мегаподнятие – наиболее крупная положительная структура на восточном фланге центрального Сахалина. По деформациям всех геоморфологических уровней блоковость структур этого мегаподнятия проявляется наиболее отчетливо, так как практически все новейшие элементы разделены разрывами.

В целом здесь выделяются крупное осевое поднятие и обрамляющие его с запада и юго-востока широкие пониженные ступени с клавишным расположением небольших горстов и грабенов. Основное центральное поднятие, в свою очередь, делится узкими шовно-депрессионными зонами на три горстовых субмеридиональных гряды-поднятий. Характерно, что простирание данных структур диагонально по отношению к общему северо-западному простиранию мегаподнятия в целом.

В пониженных периферических структурах большинство локальных элементов ориентировано субширотно, т.е. поперек поясов пониженных структур. Некоторые впадины данной системы как бы проникают с запада в пределы мегаподнятия, надстраиваясь там более высокоподнятыми локальными впадинами. Создается впечатление, что относительно древнее (начавшее воздыматься еще до новейшего этапа) Восточносахалинское мегаподнятие "разъедается" на новейшем этапе наложенными локальными впадинами. По мнению некоторых исследователей, западным ограничением мегаподнятия служат кулисные, преимущественно сбросовые элементы Срединносахалинской зоны разломов [Рогожин, 1996]. Представляется целесообразным сохранить намечающуюся линейность сочленения Восточносахалинского мегаподнятия с Тымь-Поронайской мегавпадиной. При этом указанные краевые локальные субширотные впадины свидетельствуют, скорее всего, о восточной "агрессии" прогибаний. Напротив, восточный борт мегаподнятия четко прямолинеен и отделяется от смежного шельфа явным региональным разрывом с отчетливой сбросовой компонентой. Таким образом, Восточносахалинское мегаподнятие выглядит в широтном направлении перекошенным с поднятым восточным бортом и постепенно прогибающимся западным.

д. Тымь-Поронайская мегавпадина

Тымь-Поронайская мегавпадина представляет собой суживающийся к северу грабен-синклинальный или грабенообразный прогиб между Центральнокамышовым новообразованным сводовым мегаподнятием и Восточносахалинским древним блоковым мегаподнятием.

Бóльшая южная часть мегавпадины занята обширной Поронайской депрессией, которая раскрывается в сторону Терпениевского залива. Северная относительно узкая часть мегавпадины осложнена осевой грядой горстовых поднятий. В пределах перечисленных основных структур мегавпадины выделяются орографически выраженные преимущественно блоковые элементы более высоких порядков.

Вдоль западного борта мегавпадины развиты структурные ступени, свидетельствующие о втягивании западного ее борта в воздымание, связанное с ростом Центральнокамышевого мегаподнятия. На восточном борту, напротив, впадины проникают в глубь Восточносахалинского мегаподнятия.

Учитывая данное обстоятельство, можно прийти к выводу о молодой перестройке структурного плана Центральносахалинского сегмента. Она заключается в разрастании к востоку воздыманий на западном борту островного блока и деструкции западного края Восточносахалинского поднятия. Поэтому тектоническая активность западного и восточного бортов Тымь-Поронайской мегавпадины, т.е. зон Центральносахалинского и предполагаемого Срединносахалинского разломов, различны.

е. Сусунайско-Тонинское блоковое мегаподнятие

В пределах наиболее высокоподнятых позднеорогенических структур данного поднятия хорошо выражены останцы всех четырех поверхностей выравнивания Южного Сахалина, в том числе и сусунайской (N_1). Последняя отмечена и в пределах Тонино-Анивского хребта. Здесь на некоторых

уплощенных вершинах сохранились маломощные щебнисто-суглинистые коры выветривания. На водораздельной поверхности в районе дер. Свободной глинистые минералы коры выветривания представлены главным образом гидрослюдами, бейделлитом (?) и каолином с примесью коллоидного железа [Соловьев, Ганешин, 1971, с. 84]. Е.М. Рудич и С.Н. Скиба [1959], В.В. Соловьев [1961] указывают на возможность абразионного происхождения низких поверхностей выравнивания, ссылаясь на находку японскими исследователями остатков морской плейстоценовой фауны в пределах Корсаковского плато на высотах до 180 м. Но С.М. Александров [1973, с. 115] сомневается в автохтонности этой находки, не подкрепленной описаниями осадков, в которых была найдена данная фауна, условий ее залегания и точной привязкой на местности. Суммируя имеющуюся информацию, можно полагать, что воздымания здесь происходили в течение всего новейшего этапа.

Сусунайско-Тонинское блоковое мегаподнятие древнего заложения состоит из двух краевых субмеридиональных поднятий и разделяющей их пониженной структурной ступени. Поднятия, в свою очередь, осложнены грабенами. Это свидетельствует, скорее всего, о том, что орогенез здесь сопровождался субширотным растяжением, которое и обусловило проседание приосевых частей сводовых воздыманий.

Таким образом, воздымание основных новейших поднятий Южного Сахалина сопровождалось их приосевым растяжением. Не исключено, что надвигание поднятий на осевую Аниво-Сусунайскую мегавпадину объясняется гравитационным "расползанием" приподнятых горных массивов. Все это свидетельствует в пользу субвертикальной ориентировки тектонических напряжений, обусловивших дифференциацию новейших позднеорогенных структур.

По целому ряду основных черт своего строения Сусунайско-Тонинское мегаподнятие отличается от также древнего Восточносахалинского мегаподнятия. В частности, общий широтный перекос их противоположен. В Сусунайско-Тонинском мегаподнятии западный борт выше. Это мегаподнятие с запада и востока ограничено крупными разрывами и потому не содержит краевых пониженных ступеней. Смежная с запада Аниво-Сусунайская мегавпадина не проявляет восточной "агрессии", как Тымь-Поронайская. Все это подчеркивает различие строения Южносахалинского и Центральносахалинского сегментов.

ж. Аниво-Сусунайская мегавпадина

Аниво-Сусунайская мегавпадина гораздо меньше Тымь-Поронайской, но имеет с ней много общего. Она разделяет возвышенности Западно-Сахалинских и Сусунайских гор. Почти на всем ее протяжении с западного края отчетливо прослеживается Углезаводская система приподнятых ступеней. На юг мегавпадина раскрывается в сторону Анивского шельфа, в зал. Анива.

Наземная часть мегавпадины с востока ограничена Сусунайским сбросом, хотя некоторые исследователи считают его взбросом [Семенов и др., 1970], а с запада – Центрально-Сахалинской шовной зоной взбросо-надвигового типа, возможно, с элементами сдвиговых перемещений [Занюков, 1971; Рождественский, 1976, 1997]. Некоторые исследователи отмечают асимметричность этой части мегавпадины за счет более крутого, местами "опрокинутого", западного и более пологого восточного ее борта [Семенов и др., 1970, с. 45]. Следовательно, Аниво-Сусунайская мегавпадина обладает в широтном направлении асимметрией, сходной с асимметрией Тымь-Поронайской мегавпадины.

3.4. Основные закономерности позднеорогенной тектоники

Не вдаваясь в детали, можно подчеркнуть некоторые общие черты новейших позднеорогенных структур острова.

1) Во-первых, следует отметить явное преобладание блоковых структур, ограниченных разрывами и флексурами. Количество плавных, собственно пликативных сочленений, невелико. Это противоречит традиционному представлению о преобладании новейших пликативных структур [Александров, 1973; Соловьев, Ганешин, 1971; Мельников, 1970, 1987]. Следует отметить, что блоковость молодых структур также отмечалась рядом исследователей [Алексейчик, 1961; Русаков и др., 1972].

2) Во-вторых, общей чертой большинства сводовых мегаподнятий является присутствие часто достаточно обширных центральных (присводовых) впадин. Такие структуры обычно считаются структурами присводового растяжения, свойственного поднятиям, формировавшимся за счет преимущественно вертикальных новейших движений. Структуры же геосинклинального ряда формируются при преобладании горизонтальных движений и напряжений. Следовательно, как отмечено выше, для позднеорогенических структур Сахалина, как и других новейших орогенов Евразии, нецелесообразно использовать терминологию, принятую для геосинклинальных структур (антиклинории, синклинории, антиклинали, синклинали и др.). Более того, включение разновозрастных структур в единые тектонические схемы приводит к парадоксальным ситуациям. Например, в работе В.П. Мытарева и др. [1972, с. 62] сказано: "Западно-Сахалинский синклинорий, выделенный по Ю.М. Пущаровскому [Пущаровский, 1964], соответствует Западно-Сахалинскому антиклинорию в понимании С.Н. Алексейчика [1954], а в совокупности с Сусунайским грабенообразным прогибом – запад-

ной структурно-фациальной зоне, выделяемой геологами Сахалинского управления И.Я. Зытнером, Ю.И. Ковтуновичем, А.Я. Табояковым и В.М. Тихомировым [1964]. Сусунайский грабенообразный прогиб соответствует Центральносахалинскому синклинорию, а Сусунайский горст – Восточно-Сахалинскому антиклинорию, по Н.А. Алексейчику, Центральной структурно-фациальной зоне геологов Сахалинского геологического управления, или блоковой зоне, по Ю.М. Пущаровскому". Очевидно, правильнее разделить типы древних геосинклинальных и молодых орогенических структур, применяя для последних термины мегасвод, свод, поднятие, впадина, горст, грабен, структурная ступень и т.п., обычно используемые для новейших орогенов [Несмеянов, 1971, 1992].

3) При всем отличии новейших позднеорогенных структур от более древних сами эти структуры в разных частях Сахалина также достаточно определенно различаются морфологически, что обусловлено различием истории их геологического развития. Это отмечали предшествующие исследователи [Александров, 1973; Алексейчик, 1954; Алексейчик и др. 1963; Смехов, 1953; Соловьев, Ганешин, 1971].

4) Наиболее крупными позднеорогенными элементами современного Сахалина являются сегменты. Их четыре, но они явно неравноценны по своему строению.

Принципиально сходны два южных сегмента – Южносахалинский и Центральносахалинский. В каждом из них выделяются по три меридиональных структуры: 1) западное молодое мегаподнятие, 2) осевая мегавпадина, 3) восточное древнее мегаподнятие. Эти сегменты разделены на суше седловиной между западными молодыми мегаподнятиями. Восточные элементы сегментов смещены относительно друг друга.

Существенно отличны от вышеописанных два северных сегмента. Северосахалинский сегмент в целом представляет собой молодое, обширное, слабо дифференцированное мегаподнятие, сформировавшееся на месте раннеорогенного глубокого, компенсированного мегапрогиба. Шмидтовский сегмент представлен одним древним мегаподнятием, принципиально сходным с восточными элементами двух южных сегментов. Этот сегмент в целом выглядит аномальным самостоятельным малым островным образованием, причлененным к основному Сахалинскому островному блоку за счет возникновения на позднеорогенной стадии Северосахалинского сегмента. Материалы, подтверждающие данный вывод, рассмотрены в завершающей главе монографии.

В данной работе структурой первого порядка считается Сахалинский блок. Следовательно, к структурам второго порядка отнесены рассмотренные выше сегменты, а к третьему порядку – мегаструктуры.

Глава 4

ИЕРАРХИЯ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ БЛОКОВЫХ И СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Для характеристики иерархии и региональных особенностей строения наиболее молодых локальных структур составлены схемы районирования для каждой из выделенных в предыдущей главе мегаструктур. На них разграничены структуры 4-го и 5-го порядков, для которых в табличной форме составлены перечни. Такая детальность достаточна для того, чтобы показать основные черты внутреннего строения региональных структур. Однако принятые условные знаки позволяют отразить сложность строения и структур 5-го порядка. Этим способом на указанных схемах отражена потенциальная возможность дальнейшей детализации районирования.

При детальном неоструктурном районировании, как и при возрастном расчленении рельефа, опорным был южный сегмент Сахалина. Здесь выявлялась рациональная степень детальности иерархического районирования, позволяющая отразить основные черты неотектонического строения унаследованных и новообразованных региональных структур. Тут же располагались полигоны, где анализировалась максимально возможная детальность районирования, когда границами блоков остаются преимущественно позднеорогенные разрывы со смещением и флексуры. Соответственно, выявлялась необходимая детальность картирования активных разрывных структур.

4.1. Общие черты типизации и иерархического соподчинения структур

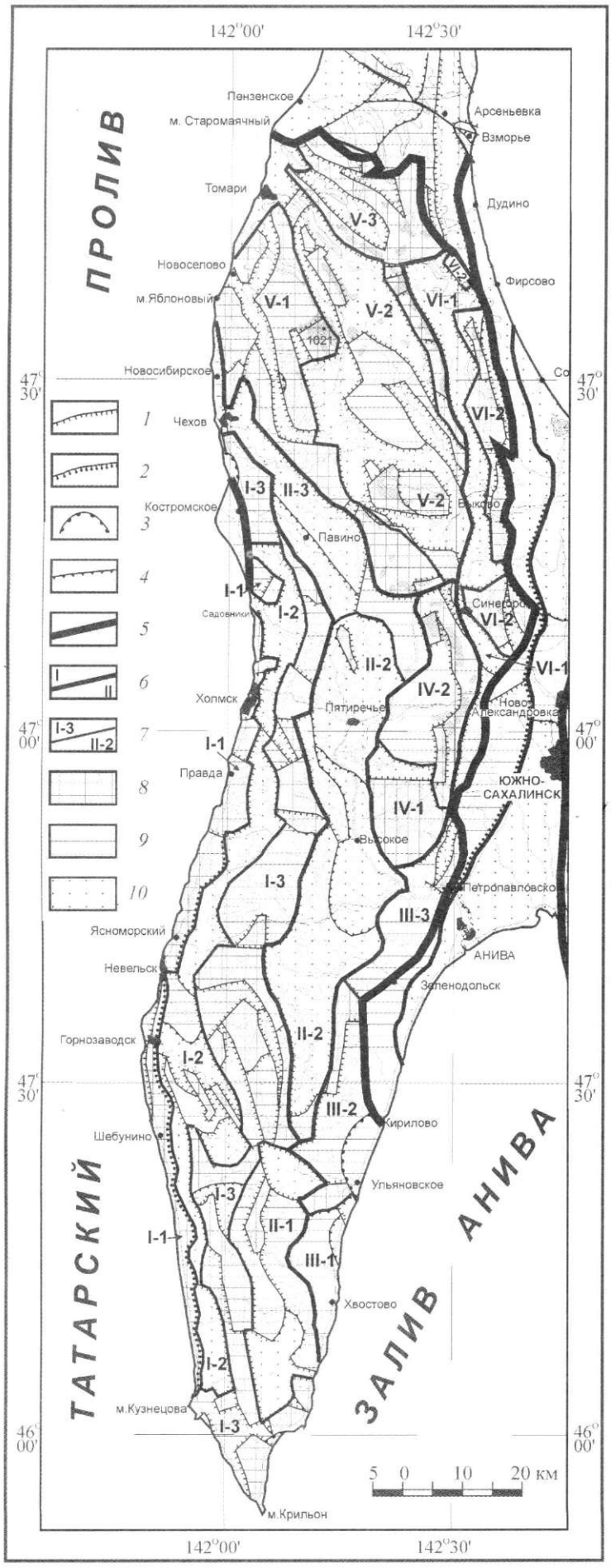
На примере наиболее детально изученной территории Южного Сахалина важно было получить единое представление о соотношении разномасштабных элементов в разновозрастных западносахалинских и восточносахалинских структурах. Здесь были сформированы основные черты типизации сахалинских позднеорогенных структур.

В пределах Южносахалинского сегмента, как было показано выше, расположены с запада на восток следующие структуры 3-го порядка: 1) Южнокамышовое мегаподнятие (рис. 4.1), являющееся элементом Западносахалинской гряды новообразованных мегасводов, 2) Аниво-Сусунайская мегавпадина (рис. 4.2) из системы Центральносахалинских депрессий и 3) Сусунайско-Тонинское блоковое мегаподнятие (рис. 4.3) из системы Восточносахалинских разобщенных унаследованных мегаподнятий.

Конкретное соотношение локальных структур в упомянутых региональных описано ниже. Здесь же подчеркиваем, что общие черты их типизации и определенные принципиальные различия в строении структур региональных связаны в основном с их разновозрастностью.

Общим является практически повсеместное выделение преимущественно блоковых поднятий, структурных ступеней, грабенов и впадин. Местами, особенно в Северосахалинском сегменте, широко распространены структуры переходного типа, например, ступени-поднятия и ступени-впадины. Их обособление связано с тем, что по простиранию разные их части занимают неодинаковое структурное положение. Например, ступень-поднятие, будучи единой структурой, в той своей части, которая находится рядом с более высоким поднятием, является структурной ступенью, а далее, оказавшись между двумя впадинами, становится осевым поднятием. Подобным же образом может случиться переход структурной ступени во впадину или грабен. Кроме того, на Северном Сахалине широко представлены низкие и плоские поднятия, не встречающиеся или очень редкие в Центральносахалинском и Южносахалинском сегментах.

Разновозрастность западносахалинских и восточносахалинских структур связана преимущественно с большей пластичностью молодых и хрупкостью большинства более древних отложений и проявляется следующим образом. Если молодое Южнокамышовое мегаподнятие отличается явной



линейностью основных своих локальных элементов и преобладанием флексурных, а иногда и пликативных сочленений, то в Сусунайско-Тонинском мегаподнятии линейность проявлена значительно хуже. Но в нем превалируют разрывные сочленения и ярче выражены блоки отседания по циркообразным сбросам, свидетельствующие об определенной деградации более древних поднятий.

В Южнокамышовом мегаподнятии отчетливее видна слабая извилистость отдельных элементов 4-го порядка. При этом на северо-западе мегаподнятия локальные структуры 4–6-го порядков становятся диагональными к его общему простиранию. Природа данного явления заключается в определенной, но тоже далеко не полной унаследованности позднеорогенными блоковыми структурами раннеорогенных, преимущественно складчатых (рис. 4.4). Данная унаследованность проявлена и в некоторой изгибной (ее, однако, нельзя назвать по-настоящему пликативной) вертикальной деформированности неогеновых геоморфологических уровней в блоковых структурах молодых мегасводов. А в пределах древних мегаподнятий подобная деформированность обычно отсутствует.

Следует отметить, что именно раннеорогенные складчатые структуры обычно фиксируются при геологической съемке и рассматриваются в качестве новейших [Мельников, 1970]. Относительно малая амплитуда позднеорогенных разрывов по сравнению с амплитудой раннеорогенных складок обусловливает определенную завуалированность позднеорогенных структур. Последние, однако, в большей мере прямо проявляются в современном рельефе. Кроме того, упомянутая выше неполная унаследованность обусловливает значительную меру "отмирания" раннеорогенных структур к современности. Именно поэтому при анализе современной активности разрывных нарушений, важной для строительного проектирования, основное внимание обращается на позднеорогенные структуры. Очевидно, материалы традиционных геологических съемок в молодых орогенах оказываются недостаточными для оценки тектонических условий строительства. И в таком случае, как правило, необходимы специализированные инженерно-геотектонические исследования.

Важно подчеркнуть, что используемый вариант структурно-орографического анализа обычно позволяет и далее детализировать неоструктурное районирование. При этом его принципиальная картина не меняется, и практически все позднe-

Рис. 4.1. Карта неоструктурного районирования. Южнокамышовое мегаподнятие

1–6 – разрывы и флексуры: *1* – сбросы, *2* – надвиги, *3* – циркообразные сбросы, *4* – флексуры; *5–8* – границы структур: *5* – мегаструктур (3-й порядок), *6*, *7* – более высоких порядков с индексами соответствующих структур (*6* – 4-й порядок, *7* – 5-й порядок); *8–10* – типы структур: *8* – поднятия, *9* – структурные ступени, *10* – впадины

орогенные структуры остаются блоковыми, по крайней мере, до 6-го порядка разделяясь преимущественно разрывами с заметным смещением, получающим явственное проявление на геоморфологических профилях.

Следующий этап детализации данного районирования был опробован на Долинском ключевом участке, расположенном на западной периферии северной части Сусунайско-Тонинского блокового мегаподнятия (рис. 4.5). На этом участке выделение позднеорогенных структур было доведено до 6–7-и порядков. Описание геоморфологии участка и сети его геоморфологических профилей с указанием возраста и высот геоморфологических уровней дано в главе 2.

Все выделенные локальные структуры также оказались блоковыми, разделенными разрывными структурами и флексурами. Однако заметными (с амплитудой 3–10 м) на профилях локальной сети (рис. 4.6) молодыми смещениями обладали лишь некоторые разрывные сочленения – различные сбросы (табл. 4.1). Остальные сочленения, безамплитудные или обладающие смещениями в пределах точности измерений, т.е. с амплитудами смещения до 2 м, представлены, по-видимому, в основном зонами дробления и повышенной трещиноватости (см. табл. 2.2).

Следует отметить, что данные мелкие блоковые структуры намечаются и в пределах широкой краевой флексуры, разделяющей мегаподнятие и мегавпадину. Более того, эти локальные блоковые структуры нередко ориентированы вкрест простирания флексуры или диагонально к ней. Это обстоятельство показывает принципиальное различие мелкомасштабных и крупномасштабных схем инженерно-тектонического районирования, используемого при опережающих исследованиях, изысканиях для рационального размещения и строительного проектирования конкретных инженерных сооружений.

Учитывая, что указанные амплитуды смещения локальных блоков фиксируются по деформациям средне-верхненеоплейстоценовых террасовых поверхностей, данные разрывные движения не опасны для подавляющего большинства типов инженерных сооружений. Следовательно, столь высокая детальность районирования в рассматриваемом регионе становится излишней при выявлении активных разрывов. Однако она сохраняет актуальность для проектирования некоторых уникальных сооружений и при оценке пассивного тектонического влияния на условия строительства для

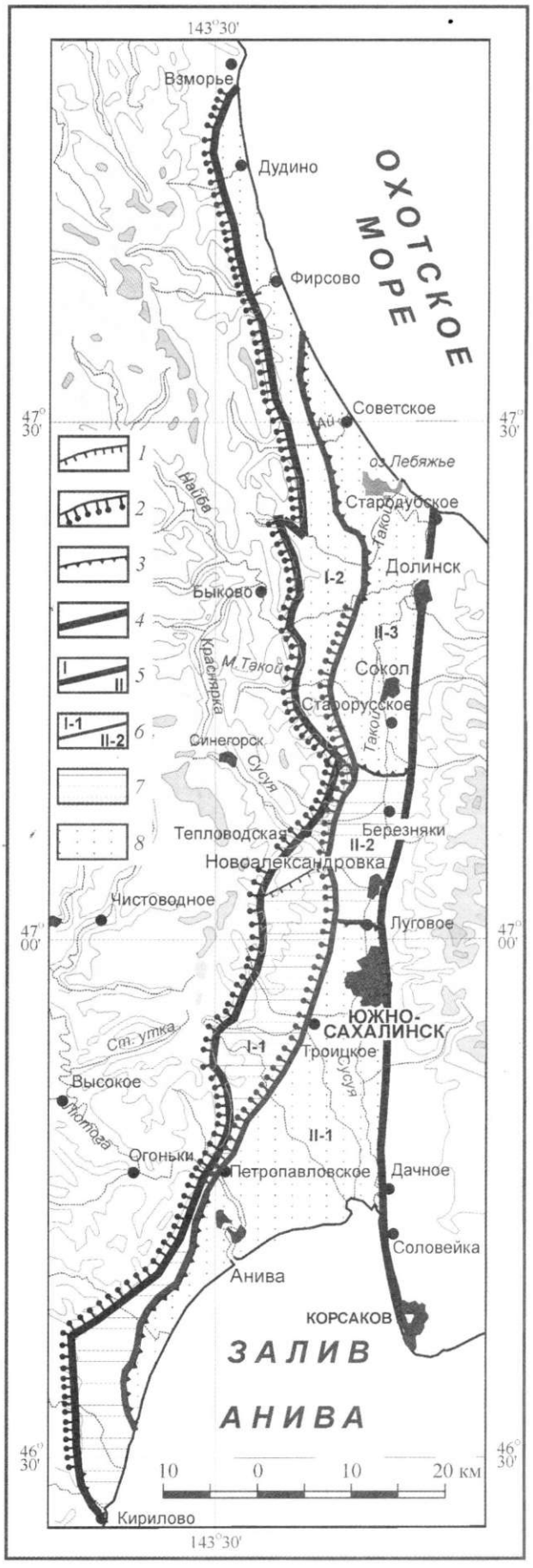


Рис. 4.2. Карта неоструктурного районирования. Аниво-Сусунайская мегавпадина

1–3 – разрывы и флексуры: *1* – сбросы, *2* – надвиги, *3* – флексуры; *4–6* – границы структур: *4* – мегаструктур (3-й порядок), *5*, *6* – более высоких порядков с индексами соответствующих структур (*5* – 4-й порядок, *6* – 5-й порядок); *7*, *8* – типы структур: *7* – структурные ступени, *8* – впадины

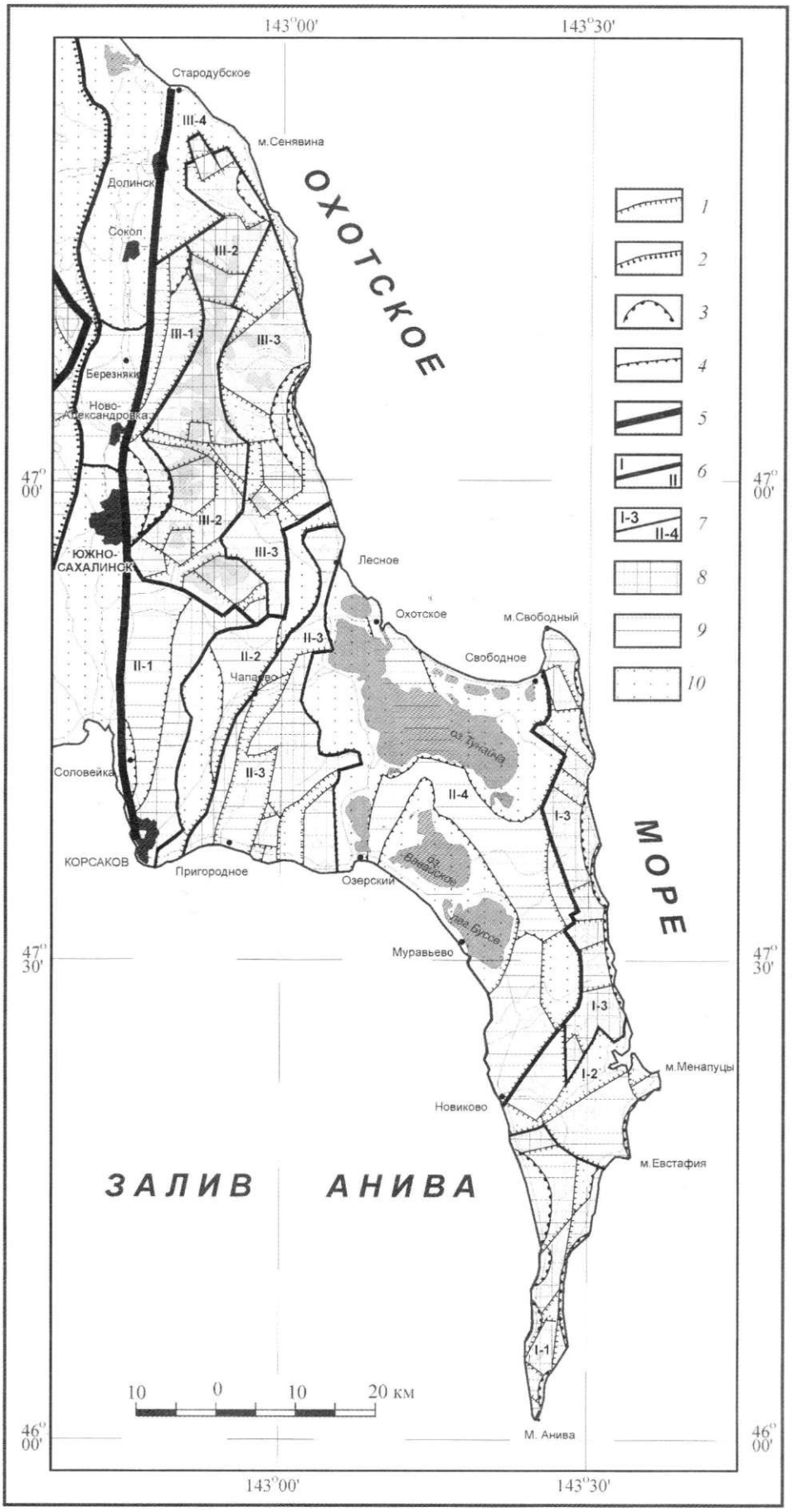


Рис. 4.3. Карта неоструктурного районирования. Сусунайско-Тонинское мегаподнятие

1–4 – разрывы и флексуры: *1* – сбросы, *2* – надвиги, *3* – циркообразные сбросы, *4* – флексуры; *5–8* – границы структур: *5* – мегаструктур (3-й порядок), *6*, *7* – более высоких порядков с индексами соответствующих структур (*6* – 4-й порядок, *7* – 5-й порядок); *8–10* – типы структур: *8* – поднятия, *9* – структурные ступени, *10* – впадины

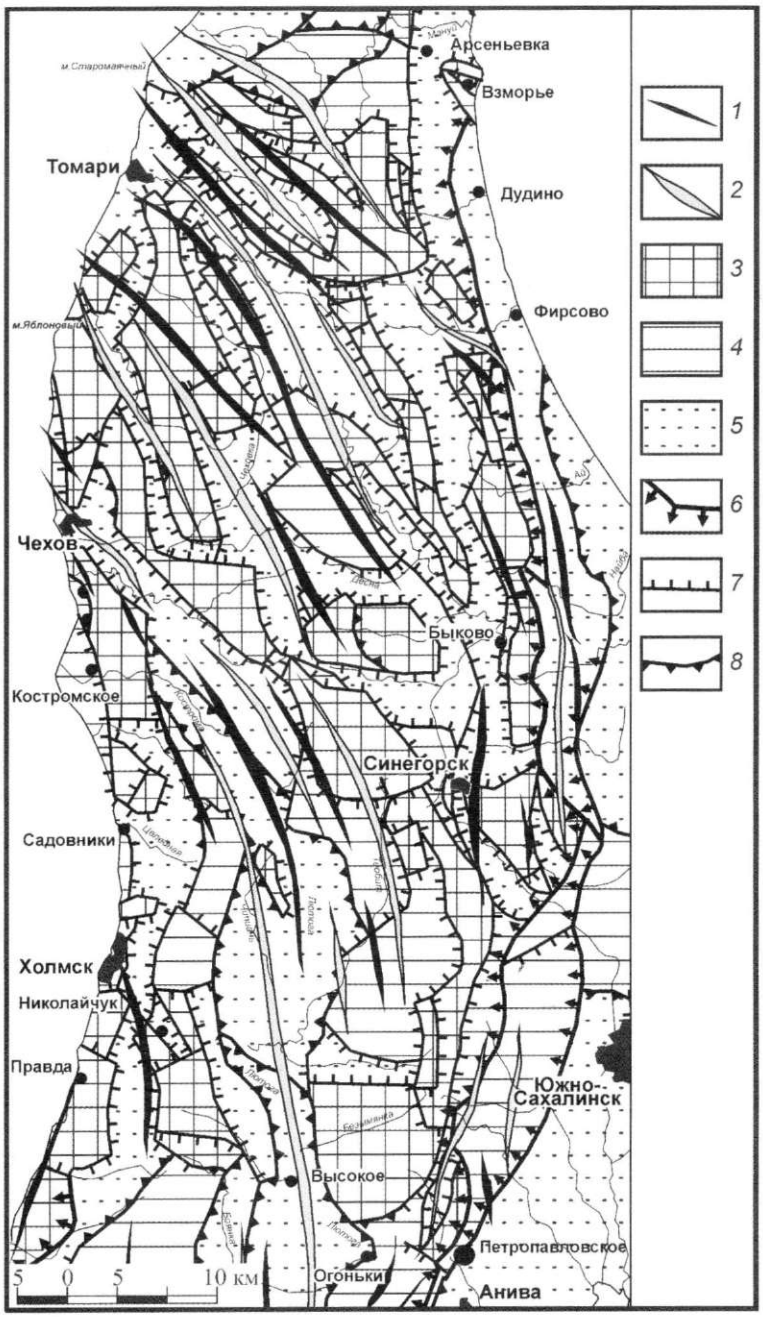


Рис. 4.4. Схема соотношения ранне- и позднеорогенных локальных структур северной и центральной частей Южнокамышового свода

1, 2 – раннеорогенные структуры – оси складок: *1* – антиклинальных, *2* – синклинальных; *3–8* – позднеорогенные структуры: *3–5* – блоковые (*3* – поднятия, *4* – структурные ступени, *5* – впадины); *6–8* – разрывные (*6* – надвиги, *7* – сбросы, *8* – флексуры)

конкретных строительных площадок [Несмеянов, 2004].

Следовательно, данная детальность неоструктурного районирования необходима при инженерных изысканиях для строительства. Ее, конечно, невозможно достигнуть при мелкомасштабных и даже среднемасштабных опережающих исследованиях. Но при переходе к собственно изысканиям на территории стройплощадок и прилегающих территориях такая детальность районирования должна достигаться, чтобы не пропустить также и локальных активных разрывов, которые могут иметь относительно небольшую протяженность.

В этом отношении особый интерес представляют локальные обособленные блоки, обычно горсты прямоугольной формы, с поперечником в первые километры. Эти блоки бывают со всех сторон ограничены столь же короткими активными разрывами со смещениями древних геоморфологических уровней в десятки метров. Такие блоки намечаются в разных частях западносахалинских и восточносахалинских мегаподнятий. Естественно, что они могут быть выделены только при крупномасштабном районировании.

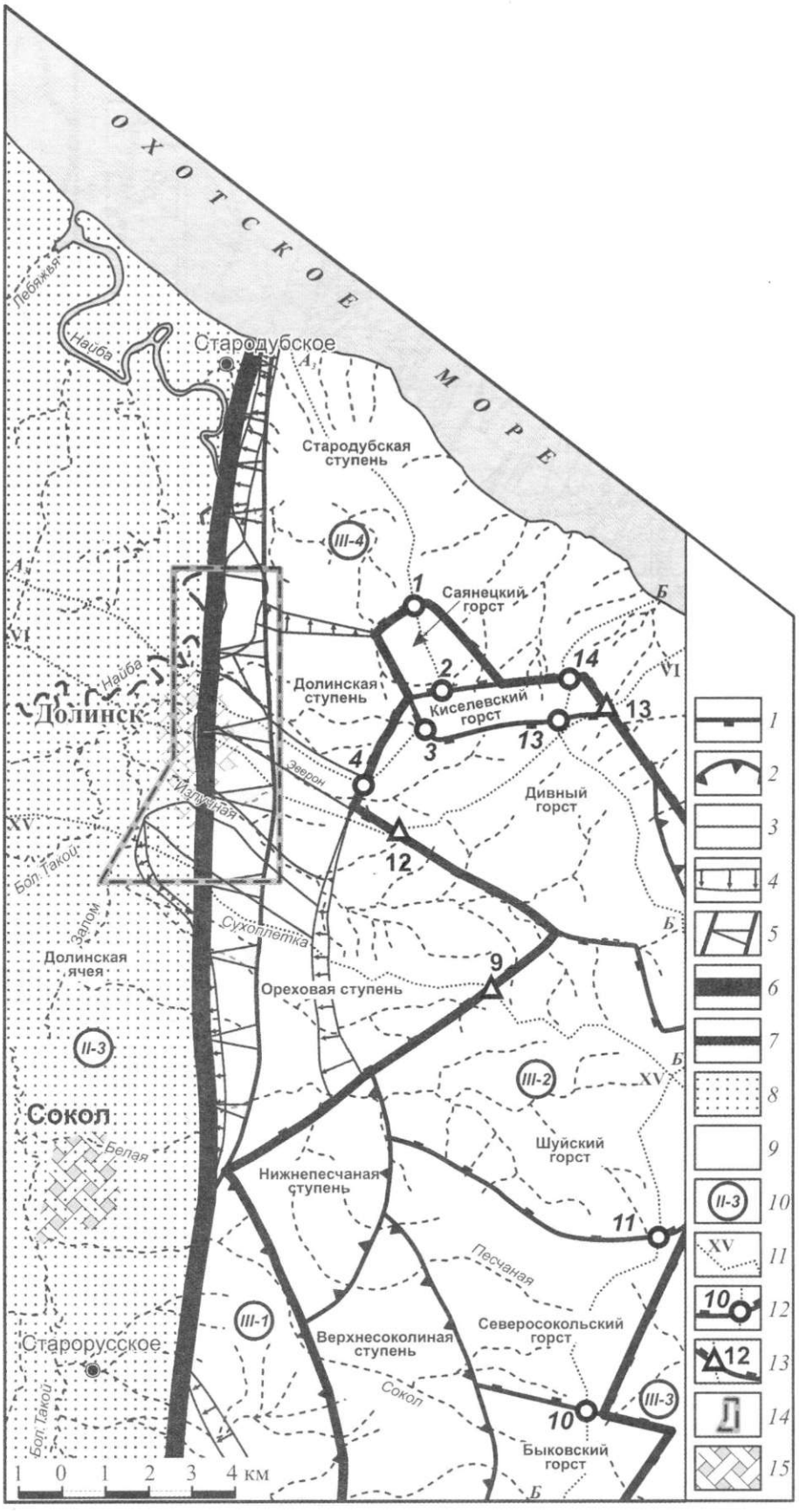


Рис. 4.5. Схема неоструктурного районирования Долинского района (исходный масштаб 1 : 100 000)

1–7 – тектонические элементы: *1* – сбросы, *2* – циркообразные сбросы, *3* – малоамплитудные блоковые сочленения, выявленные при детальном районировании (см. рис. 2.7), *4* – флексуры, *5* – крупная флексурная зона, показанная на карте масштаба 1 : 500 000 (см. рис. 4.2, 4.3), *6–7* – границы блоковых структур (*6* – мегаструктур (2-й порядок), *7* – структур 3-го порядка); *8* – Анива-Сусунайская мегавпадина; *9* – Сусунайско-Тонинское мегаподнятие; *10* – индексы блоковых структур 4-го порядка (см. табл. 4.3, 4.4); *11* – линии геоморфологических профилей, их индексы; *12*, *13* – точки пересечения разрывов профилями и их номера: *12* – продольными, *13* – поперечными (амплитуды разрывных смещений – см. табл. 6.1); *14* – границы детальной карты (см. рис. 2.7); *15* – крупные населенные пункты

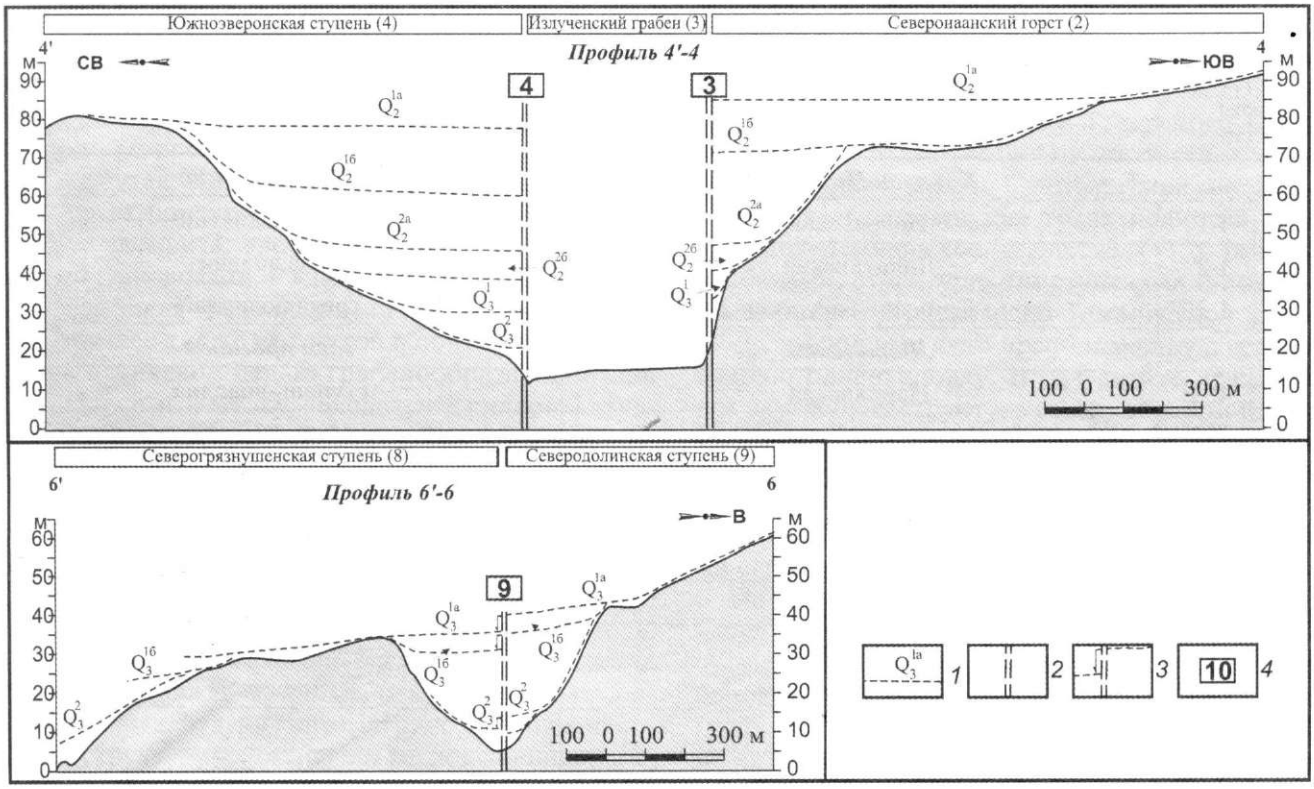


Рис. 4.6. Разрывные смещения молодых геоморфологических уровней на Долинском участке (исходный масштаб 1 : 5000)

1 – геоморфологические уровни; *2* – малоамплитудные блоковые сочленения, выявленные при детальном районировании; *3* – амплитуда разрывного смещения; *4* – индексы малоамплитудных разрывов (см. табл. 2.2)

При опережающих исследованиях столь крупной территории, каковой является Сахалин, достаточно ограничиться мелкомасштабным районированием. Важно выявить принципиальную специфику строения региональных блоковых структур и наметить основную сеть активных позднеорогенных приповерхностных разрывов, оперение и случаи расщепления, которые должны выявляться непосредственно при инженерных изысканиях с учетом допустимых деформаций проектируемого сооружения. При этом собственно неоструктурное районирование уже на уровне 5–6-го порядков позволяет установить основные особенности неотектоники отдельного региона. Анализ строения разрывных систем часто требует несколько большей детальности. Поэтому приводимые ниже схемы районирования будут не столь детальны, как карта активных разрывов, рассматриваемая в главе 5.

4.2. Южносахалинский сегмент

Учитывая вышеизложенное, при описании Южносахалинского сегмента можно ограничиться характеристикой лишь самых общих черт строения основных структур – мегаподнятий и мегавпадин. При этом в текстовом описании даже не во всех случаях понадобится перечисление полного списка структур, который обычно приводится в соответствующих таблицах.

Таблица 4.1

Молодая активность малоамплитудных сочленений локальных блоков Долинского участка

Малоамплитудные сочленения локальных блоков			Возраст деформированного уровня			
Индекс	Название	Тип	Q_2^{2a}	$Q_2^{2б}$	Q_3^{1a}	$Q_3^{1б}$
			Амплитуда, м			
6	Долинский	Сброс			7	8
8	Западногрязнушенский	Сброс			10	
9	Грязнушенский	Сброс	7	8	5	
10	Северодолинский	Сброс дугообразный		4	3	

Таблица 4.2

Позднеорогенные структуры Южнокамышового мегаподнятия

Индексы структур		Название	Тип
		Крильон-Чеховская	***зона поднятий***
I	I-1	Невельская	гряда поднятий
	I-2	Лопатинская	цепь впадин
	I-3	Крильон-Тогурская	гряда поднятий
		Лютогская	***зона прогибов***
II	II-1	Найчанская	ступень-впадина
	II-2	Лютогско-Урюмский	грабен
	II-3	Павинский	грабен
		Хвостово-Нижнелютогская	***система краевых блоков***
III	III-1	Хвостовская	система краевых ступеней
	III-2	Таранайское	поднятие
	III-3	Подгорная	система блоков
		Пятиуткинское	***поднятие***
IV	IV-1	Ватутинский	горст
	IV-2	Мицулинская	система поднятий
		Спамбергская	***система поднятий***
V	V-1	Спамбергская	гряда поднятий
	V-2	Красноярско-Тамаринская	система грабенов
	V-3	Верхнечеремшанское	поднятие
		Синегорско-Лобасакская	***гряда краевых блоков***
VI	VI-1	Быковская	цепь грабенов
	VI-2	Лировско-Долинская	гряда краевых поднятий

а. Южнокамышовое мегаподнятие

Южнокамышовое мегаподнятие в 220 × 45 км (табл 4.2, см. рис. 4.1), пересечено 8-ю поперечными профилями региональной сети, которые корреспондируются с помощью продольных профилей А и $А_1$.

Мегаподнятие линзовидно в плане и при этом слабо S-образно изогнуто. С запада оно ограничено Западносахалинской шовно-сбросовой зоной, а с востока – Центральносахалинской шовно-взбросовой. Поэтому борта мегаподнятия представляют собой обычно высокие террасированные уступы, и по периферии мегаподнятия располагаются локальные продольные поднятия. Последние, как правило, не широки (5–10 км) и часто сопровождаются столь же узкими грабенообразными прогибами. В центральной части мегаподнятия вновь располагаются одно-два горстообразных поднятия, разделенные впадиной. Эти внутренние поднятия могут быть параллельны общей оси мегаподнятия, но местами, особенно в северной половине мегаподнятия, приобретают северо-западную ориентировку, становясь диагональными к этой оси. Все эти структуры 4-го порядка в свою очередь расчленяются короткими разрывами на более мелкие блоки. В результате клавишный характер сложного сочетания разномасштабных позднеорогенных структур становится еще более очевидным.

В целом преобладает блоковый характер вертикальных движений. Но в некоторых блоках или группах блоков явно прослеживаются и изгибные деформации, местами подчеркивающие сводовый характер мегаподнятия. Эта сводовость становится еще отчетливей, если провести огибающую по вершинам поднятых структур. Однако широкое развитие отрицательных структур 4-го порядка внутри мегаподнятия, безусловно, свидетельствует о дифференцированном "проваливании" его свода. При этом отрицательные структуры могут вполне относиться к блокам проседания. Следовательно, в самых общих чертах можно говорить о разваливании первично единого позднеорогенного мегасвода и превращении его в клавишное поднятие с крутыми бортами.

Не вдаваясь в детали, можно следующим образом прокомментировать расположение конкретных структур.

Вдоль большей юго-западной части побережья Татарского пролива протягивается узкая S-образно изогнутая Крильон-Чеховская зона поднятий (I). Она включает три основных продольных линейных элемента: две краевых гряды поднятий и осевую цепь впадин. Расположенная на западе Невельская узкая гряда поднятий (I-1) сопровождается восточнее также изогнутой и почти столь же узкой Лопатинской цепью грабенообразных впадин (I-2). Далее к востоку находится Крильон-Тогурская гряда поднятий (I-3). Узкая на севере, она южнее расширяется и на самом юге острова обрамляет не только упомянутые выше краевые структуры, но и расположенную восточнее Лютогскую зону широких прогибов (II). Последняя дугообразно изогнута, прерывиста и большей своей частью является осевой на южной половине мегасвода. Ее южный обособленный элемент – Найчанская ступень-впадина (II-1) как бы открывается в сторону зал. Анива, будучи гипсометрически выше некоторых структурных ступеней, расположенных восточнее. Центральным элементом служит широкий меридиональный Лютогско-Урюмский грабенообразный прогиб (II-2), а северным – Павинский грабен (II-3) северо-западной ориентировки. Все эти западные элементы Южнокамышового мегаподнятия расположены практически к югу от г. Чехова.

К востоку от южной части Лютогской зоны прогибов расположена меридиональная Хвостово-Нижнелютогская система краевых блоков (III). Она включает на юге Хвостовскую краевую систему ступеней (III-1), далее к северу – Таранайское сложное поднятие (III-2) и Подгорную систему блоков (III-3). Все эти структуры, по-видимому, являются элементами поднятого крыла южной части Центральносахалинского разлома.

Еще севернее, на широте Холмска, к этой зоне прогибов примыкает с востока меридиональное Пятиуткинское поднятие (IV). Оно включает Ватутинский горст (IV-1) и Мицулинскую систему поднятий (IV-2).

К северо-востоку от северной части Лютогской зоны прогибов большинство структур приобретает северо-западную ориентировку и своими торцами приближается к берегу Татарского пролива, вследствие чего этот борт мегаподнятия становится клавишным. Здесь в Спамбергской системе поднятий (V) Спамбергская гряда поднятий (V-1) и Верхнечеремшанское поднятие (V-3) разделены грабенами, структурными ступенями и локальными горстами Красноярско-Тамаринской системы (V-2), имеющими явно преобладающую северо-западную ориентировку. В результате практически вся внутренняя структура северной части Южнокамышового мегаподнятия становится дисгармоничной к его общему простиранию. Как показано выше, это связано с определенной мерой унаследованности локальными позднеорогенными блоковыми структурами складчатых раннеорогенных.

На северо-востоке мегаподнятия расположена Синегорско-Лобасакская система краевых блоков (VI), включающая Быковскую цепь тыловых грабенов (VI-1) и Лировско-Долинскую прерывистую гряду краевых поднятий (VI-2). Последняя отвечает фронту поднятого крыла Центральносахалинского разлома.

б. Аниво-Сусунайская мегавпадина

Аниво-Сусунайская мегавпадина (табл. 4.3, см. рис. 4.2) протяженностью около 100 км, расширяется к югу и раскрывается в сторону зал. Анива. На севере ее ширина составляет около 15 км, а на юге, на широте г. Корсакова – около 30 км. По современным данным, мегавпадина продолжается отрицательными структурами Анивского шельфа.

В пределах Сахалина Аниво-Сусунайская мегавпадина включает западную Углезаводскую систему приподнятых ступеней (I) и Сусуя-Такойскую цепь впадин (II). В последней Новоалександровская перемычка (II-2) разделяет Сусуянскую (II-1) и Долинскую (II-3) ячеи. Углезаводская система ступеней объединяет Владимирскую (I-1) и Фирсовскую (I-2) ступени.

Таблица 4.3

Позднеорогенные структуры Аниво-Сусунайской мегавпадины

Индексы структур		Название	Тип
		Углезаводская	***система ступеней***
I	I-1	Владимирская	ступень
	I-2	Фирсовская	ступень
		Сусуя-Такойская	***цепь впадин***
	II-1	Сусуянская	ячея
II	II-2	Новоалександровская	перемычка
	II-3	Долинская	ячея

В.К. Кучай [1987] отделяет Углезаводскую (Тепловодскую, по его терминологии) ступень от прогиба Ключевской системой кулисно подставляющих друг друга пологих надвигов (сместитель Апреловского надвига наклонен к западу под углами 15–20°), активных даже в голоцене.

Сусуя-Такойская цепь впадин – область активных новейших прогибаний, амплитуда которых определяется мощностями маруямской свиты и вышележащих четвертичных отложений. Последние в ряде районов вскрыты скважинами. Мощности маруямской свиты местами достигают первых тысяч метров.

в. Сусунайско-Тонинское блоковое мегаподнятие

Сусунайско-Тонинское блоковое мегаподнятие (150 × 70 км) имеет в целом трапецеидальную форму и характеризуется древним заложением. В самом первом приближении оно делится на краевое Тонино-Анивское поднятие (I), структуры которого к югу просматриваются и в пределах Анивского шельфа (Сивучинское поднятие), Тунайчинскую низкую ступень (II) и Сусунайское высокое поднятие (III) (см. табл. 4.4, см. рис. 4.3).

Тонино-Анивское поднятие характеризуется присутствием узкой субмеридиональной гряды, включающей на севере Шванский горст (I-3) и более южное Крузенштерновское поднятие (I-1), которые разделены узким поперечным Чернореченским грабеном (I-2). С востока и юго-запада упомянутая гряда обрамлена системой ступеней, ограниченных, как правило, циркообразными сбросами.

Тунайчинская ступень состоит с запада на восток из субмеридиональных Корсаковской ступени (II-1), Мерейско-Лесхозной системы грабенов (II-2), Чапаевско-Юнонского поднятия (II-3) и Муравьевского грабена (II-4).

С юга к Тунайчинской ступени примыкает Североанивская слабо дифференцированная шельфовая ступень, скрытая под водами зал. Анива.

Наиболее высокой и дифференцированной структурой является Сусунайское горстообразное поднятие. Его осевую часть занимает субмеридиональная Чеховская система горстов (III-2), которая окружена относительно пониженными структурами: на западе – Южносахалинской системой краевых блоков (III-1), на севере – Долинской системой ступеней (III-4), на востоке – Быковской системой краевых ступеней (III-3). Сусунайское поднятие буквально "изъедено" с запада и востока ступенями отседания по циркообразным сбросам. Это подчеркивает древность исходного поднятия, которое уже успело достаточно сильно разрушиться.

О растяжении всего Сусунайско-Тонинского мегаподнятия на позднеорогенной стадии, по-видимому, свидетельствует приосевое положение Тунайчинской низкой ступени, разделяющей Сусунайское и Тонино-Анивское поднятия.

г. Ограничивающая Южносахалинский сегмент с севера Поясковая седловина

Эта пограничная структура, разделяющая Южнокамышовое и Центральнокамышовое мегаподнятия, представляет собой сравнительно узкую (10 × 25 км) седловину. Характерной чертой является преобла-

Таблица 4.4

Позднеорогенные структуры Сусунайско-Тонинского блокового мегаподнятия

Индексы структур		Название	Тип
		Тонино-Анивское	***поднятие***
I	I-1	Крузенштерновское	поднятие
	I-2	Чернореченский	грабен
	I-3	Шванский	горст
		Тунайчинская	***ступень***
II	II-1	Корсаковская	ступень
	II-2	Мерейско-Лесхозная	система грабенов
	II-3	Чапаевско-Юнонское	поднятие
	II-4	Муравьевский	грабен
		Сусунайское	***поднятие***
III	III-1	Южносахалинская	система краевых блоков
	III-2	Чеховская	система осевых горстов
	III-3	Быковская	система краевых блоков
	III-4	Долинская	система ступеней

дание в ее обрамлении локальных структур, поперечных к общему простиранию Западносахалинских гор. Это особенно хорошо выражено в западной и центральной частях седловины. Здесь с севера и юга она ограничена поперечными или диагональными горстами, между которыми расположены локальная впадина и примыкающая к ней с востока структурная ступень, разделенные и осложненные флексурами. Только на востоке, где седловина примыкает к Центральносахалинской взбросо-надвиговой системе, отчетливо проявляются параллельные ей меридиональные простирания в относительно опущенных структурах. Однако и здесь в районе Взморья расположен горст северо-западного простирания.

Таким образом, поперечный характер данной структуры по отношению к Западносахалинской гряде мегаподнятий очевиден. Также очевидна несоизмеримость седловины и мегаподнятий. Седловина поэтому может рассматриваться в качестве своеобразной пограничной, но не элементарной по своему строению структуры более высокого порядка.

4.3. Центральносахалинский сегмент

Центральносахалинский сегмент, как и Южносахалинский, включает три сходных по типу меридиональных мегаструктуры. На его западе расположено Центральнокамышовое мегаподнятие, служащее прямым более северным продолжением Южнокамышового и также входящее в Западносахалинскую гряду мегаподнятий. Центральную часть сегмента занимает Тымь-Поронайская мегавпадина, являющаяся аналогом Аниво-Сусунайской в Южносахалинском сегменте, но более широкая и существенно смещенная относительно нее к востоку. Третьим составным элементом Центральносахалинского сегмента служит Восточносахалинское мегаподнятие – аналог по типу и древности формирования Сусунайско-Тонинского мегаподнятия в Южносахалинском сегменте, но еще больше смещенное к востоку и более развернутое на юго-восток. В результате эти мегаподнятия, будучи историко-типологическими аналогами, по расположению и ориентировке полностью утратили взаимную связь друг с другом.

Следует также отметить, что Центральносахалинский сегмент в целом существенно крупнее Южносахалинского.

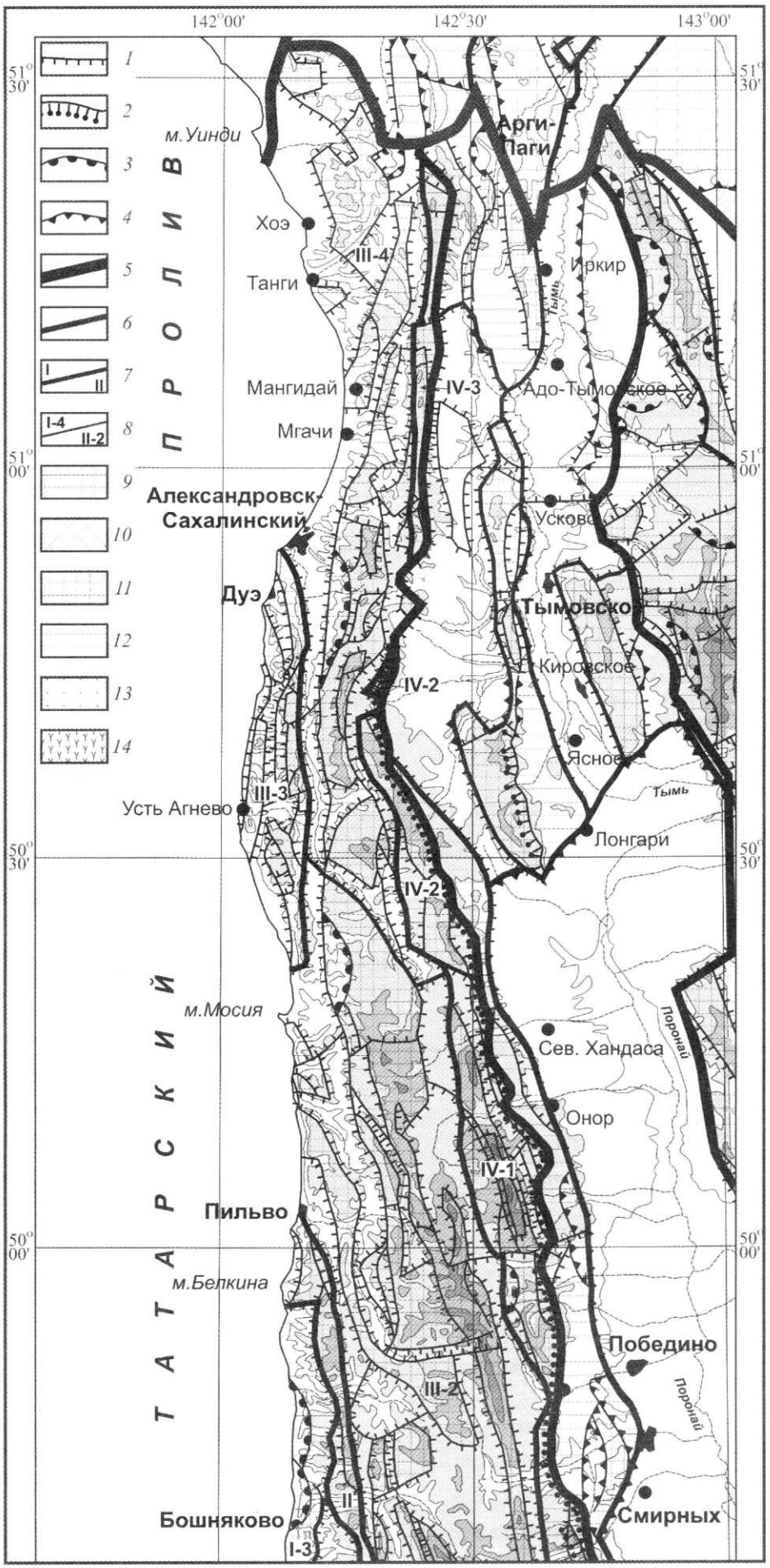
а. Центральнокамышовое мегаподнятие

Центральнокамышовое мегаподнятие в качестве структур 4-го порядка (рис. 4.7, табл. 4.5) включает две относительно узких (шириной до 10–15 км) зоны или гряды поднятий, чередующихся

Таблица 4.5

Позднеорогенные структуры Центральнокамышового мегаподнятия

Индексы структур		Название	Тип
		Западная	***зона дифференцированных структур***
I	I-1	Пражско-Замковая подзона	относительно поднятых дифференцированных структур
	I-2	Ламанонская подзона	относительно опущенных дифференцированных структур
	I-3	Тельновская	гряда поднятий
	1-4	Лесогоркинская	цепь впадин
II		***Осевая***	***зона поднятий***
		Главная диагональная	***зона дифференцированных структур***
III	III-1	Ильинско-Макаровская подзона	относительно опущенных дифференцированных структур
	III-2	Нетуй-Пильвинская подзона	относительно поднятых дифференцированных северо-западной ориентировки структур
	III-3	Усть-Агневская прибрежная	гряда поднятий
	III-4	Александровская подзона	относительно опущенных дифференцированных субмеридиональных структур
		Северо-восточная	***зона краевых поднятий***
IV	IV-1	Славянско-Холодненская	гряда северо-западных поднятий
	IV-2	Верхнепиленгская	седловина
	IV-3	Северокамышовое	поднятие


142°00'
142°30'
143°00'
51°30'
51°00'
50°30'
50°00'
1
2
3
4
5
6
7
I
II
I-4
II-2
8
9
10
11
12
13
14
ПРОЛИВ
ТАТАРСКИЙ
м.Уинди
Хоэ
Танги
Мангидай
Мгачи
Александровск-Сахалинский
Дуэ
Усть Агнево
м.Мосия
м.Белкина
Пильво
Бошняково
Арги-Паги
Иркир
Тымь
Адо-Тымовское
Усково
Тымовское
Кировское
Ясное
Лонгари
Сев. Хандаса
Онор
Победино
Смирных
Поронай
III-4
IV-3
IV-2
III-3
IV-1
III-2
II
I-3

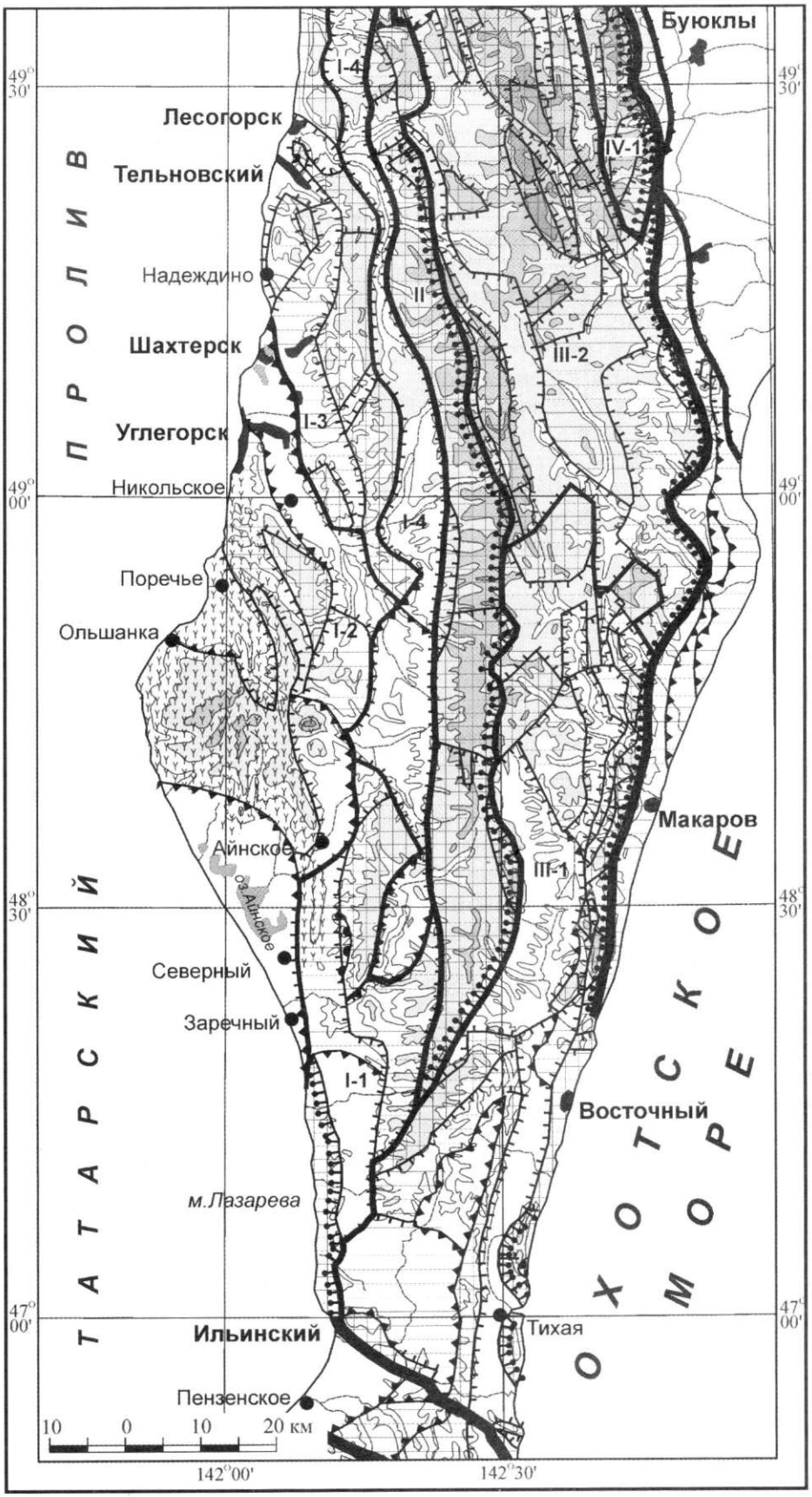


Рис. 4.7. Карта неоструктурного районирования. Центральнокамышовое мегаподнятие

1–4 – разрывы и флексуры: *1* – сбросы, *2* – надвиги, *3* – циркообразные сбросы, *4* – флексуры; *5–8* – границы структур: *5* – сегментов (2-й порядок), *6* – мегаструктур (3-й порядок), *7*, *8* – более высоких порядков с индексами соответствующих структур (*7* – 4-й порядок, *8* – 5-й порядок); *9–13* – типы структур: *9* – поднятия, *10* – пологие поднятия, *11* – ступени-поднятия, *12* – структурные ступени, *13* – впадины; *14* – поля развития вулканогенных пород

с более широкими (до 30 км в поперечнике) зонами дифференцированных структур.

Гряды поднятий расположены кулисно. Северо-восточная гряда протяженностью около 230 км примыкает севернее пос. Леонидово к Центральносахалинской взбросо-надвиговой разрывной структуре. Вторая – Осевая гряда поднятий, будучи в целом меридиональной, подходит на севере у бухты Корсакова к берегу Татарского пролива. Поэтому по отношению к границам мегаподнятия она северной своей половиной выглядит диагональной структурой. По настоящему слабо извилистой и диагональной является расположенная между этими грядами наиболее протяженная (почти 400 км) Главная диагональная зона дифференцированных структур, единственная из всех, протягивающаяся вдоль мегаподнятия с южного его края до северного. На севере она подходит к Татарскому проливу, а на юге – к восточному борту мегаподнятия и даже Охотскому морю. Западная зона дифференцированных структур имеет меридиональную ориентировку и чуть смещена к югу от Осевой зоны поднятий, согласуясь с ней по протяженности (около 210 км).

Перечисленные основные структуры мегаподнятия, особенно зоны дифференцированных структур, имеют довольно сложное строение, которое наиболее четко проявляется в структурах высоких порядков.

Западная зона дифференцированных структур (*I*) включает следующие основные подразделения:

1) на самом юге расположена частично прилегающая к Татарскому проливу Пражско-Замковая подзона относительно поднятых дифференцированных структур – I-1;

2) к северу от нее находится Ламанонская подзона относительно опущенных дифференцированных структур – I-2. В нее входит и, по-видимому, относительно приподнятый блок полуострова Ламанон с серией четвертичных, скорее всего, раннеплейстоценовых дацитовых интрузий и покровом вулканогенных и вулканогенно-осадочных плиоцен-четвертичных образований [Кофф и др., 2000; Объяснительная..., 2000];

3) вдоль восточного борта зоны пролегает узкая Лесогоркинская цепь впадин, на всем своем протяжении примыкающая к Осевой гряде поднятий – I-4;

4) севернее Ламанонской подзоны находится Тельновская подзона краевых поднятий, отделяющая Татарский пролив от Лесогоркинской цепи впадин – I-3.

Осевая зона поднятий (*II*) узка (обычно менее 10 и максимально до 11 км), практически меридиональна и слабо дифференцирована. Данная зона на большей своей части с обоих бортов ограничена региональными разрывами, западный из которых имеет сбросовую кинематику, а восточный – преимущественно взбросо-надвиговую.

Главная диагональная зона дифференцированных структур (*III*) характеризуется наибольшей шириной (до 30 км), сложным строением и разнообразием входящих в нее локальных структур.

1) На ее юге расположена Ильинско-Макаровская подзона относительно опущенных дифференцированных структур (III-1). В ее пределах на юге находятся широкие изометричные и узкие меридиональные локальные впадины, разделенные различно ориентированными, обычно узкими поднятиями. К юго-востоку от пос. Восточный в грабене находится сложная структура Пугачевской группы грязевых вулканов. Севернее количество поднятий увеличивается. Некоторые из них как бы оперяют Осевую зону поднятий.

2) Нетуй-Пильвинская подзона (III-2) относительно поднятых дифференцированных структур преимущественно север-северо-западной ориентировки расположена в основном между двумя основными зонами поднятий. Общее расположение локальных элементов напоминает здесь структуры торошения. Только вдоль восточного края прослеживается узкая полоса грабенов.

3) На западном краю острова к югу от Александровска-Сахалинского выделяется небольшая меридиональная Усть-Агневская прибрежная гряда поднятий (III-3). В ее пределах явно преобладают продольные линейные структуры.

4) Александровская подзона (III-4) преимущественно субмеридиональных относительно опущенных дифференцированных структур расположена между Усть-Агневской подзоной и Татарским проливом с одной стороны и Северо-восточной прибортовой зоной краевых поднятий. Здесь горстовые поднятия по площади соизмеримы или даже превосходят грабены и структурные ступени. Их довольно определенная линейность на юге севернее утрачивается.

Наиболее оригинальной в данной зоне может считаться Пугачевская группа грязевых вулканов. Она включает Пугачевский, Малый Северный и Малый Южный грязевые вулканы и находится в центре Цапковской цепи грабенов (рис. 4.8). Территория, занятая грязевыми образованиями, представляет собой чашеобразную котловину размером 2 × 2,5 км (с субмеридиональной длинной осью). Котловина с высотами 43–58 м окружена кольцом холмов с абсолютными высотами рельефа 60–100 м. Все это грязевые образования. В 1906–1967 гг. произошло 10 извержений Пугачевского вулкана (наиболее сильные в 1929, 1934, 1961, 1967 гг.). В 1961 г. извержение сопровождалось взрывом и со столбообразным выбросом грязи на высоту 40–50 м. Выброс грязи объемом 15 тыс. т распространился в радиусе 50 м. В 1967 г. при извержении этого же вулкана столб грязи и пара имел высоту 40–50 м, а грязевой выброс объемом более 25 тыс. м^3 занимал эллипсовидную территорию размером 125 × 375 м. Мощности

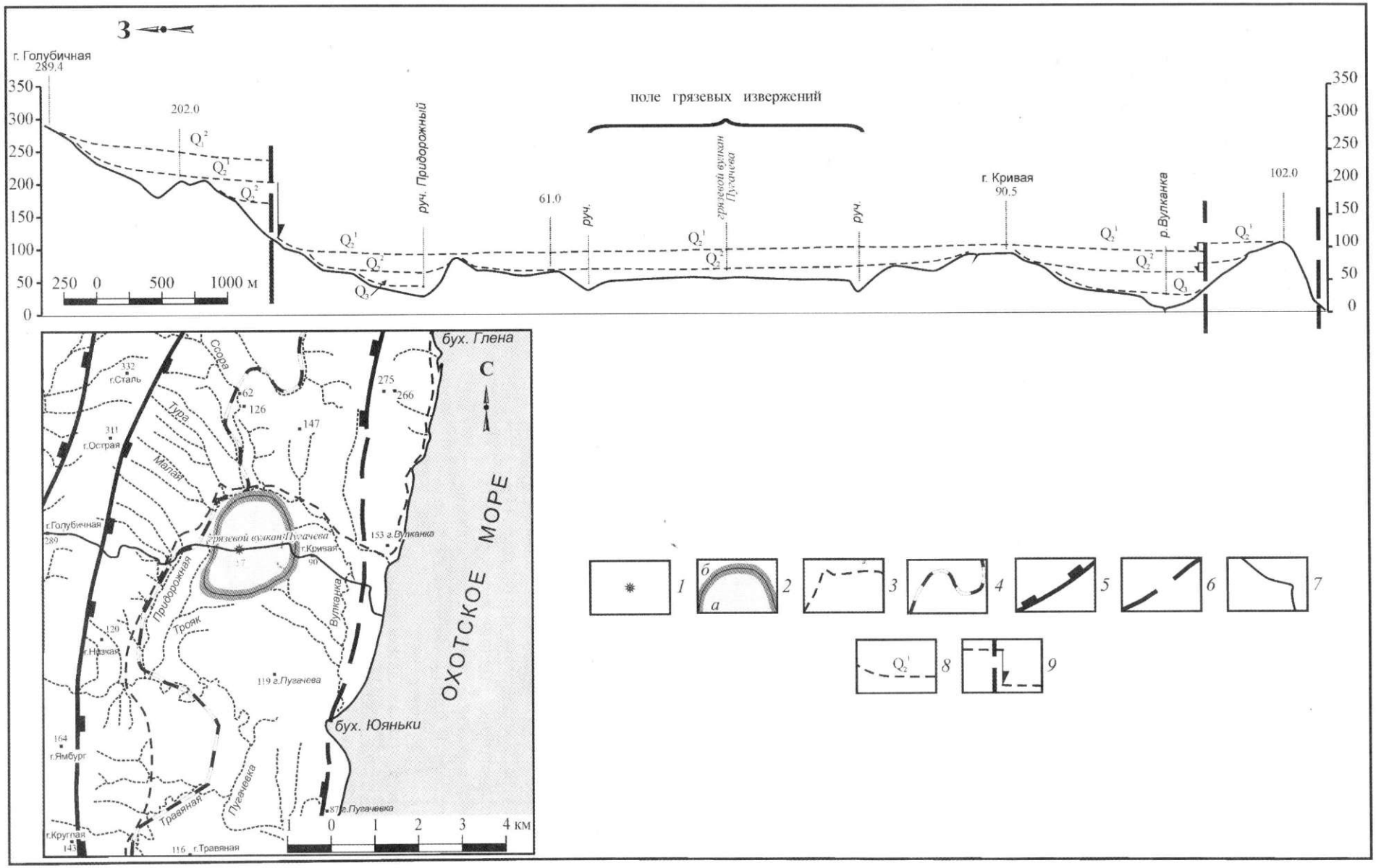


Рис. 4.8. Новейшие структуры района Пугачевской группы грязевых вулканов

1–7 – на схеме: *1* – современное жерло основного вулкана, *2* – поле молодых грязевых извержений (*а*) и кольцевой вал (*б*), *3* – автомобильные дороги, *4* – железные дороги, *5*, *6* – разрывы (*5* – достоверные, *6* – предполагаемые), *7* – линия геоморфологического профиля; *8*, *9* – на профиле: *8* – геоморфологические уровни, *9* – амплитуда разрывного смещения

грязевого слоя достигали при этих извержениях 1–2 м [Геология..., 1970; Сирык, Федорченко, 1962]. Поскольку эти извержения находятся в центре более древнего грязевого поля, здесь происходили значительно более крупные извержения либо проявлялись другие грязевые кратеры в пределах указанной обширной котловины. Извергающиеся газы возгораются [Геология..., 1970], поэтому грязевулканическая опасность сопровождается пожароопасностью.

Северо-восточная прибортовая зона поднятий (*IV*) примыкает к северной части Центральносахалинской взбросо-надвиговой системы и делится на три сегмента, или подзоны.

1) Южная Славянско-Холодненская подзона (IV-1) имеет северо-западную ориентировку, она включает параллельные горстовые гряды, которые разделены узким грабеном. Горсты часто обрамлены узкими структурными ступенями.

2) Верхнепиленгская подзона (IV-2) представляет собой пониженную среднюю часть гряды – седловину с дугообразным в плане простиранием структур. В ней горсты расклинены поперечными грабенами.

3) Северная подзона – Северокамышовое узкое поднятие (IV-3), в целом меридиональна. Она слагает, по существу, поднятое крыло северного окончания орографически выраженного Центральносахалинского разлома.

Таким образом, используемая в данной работе методика, которая опирается на анализ топоосновы и сети геоморфологических профилей, позволила наметить схему неоструктурного районирования Центральнокамышового мегаподнятия, существенно отличающуюся от предшествующих [Соловьев, Ганешин, 1971; Мельников, 1987]. В новой схеме подтверждаются только отдельные элементы предшествующих схем. Например, Северо-восточная подзона прибортовых поднятий близка к южной части Северокамышовой антиклинальной зоны в схеме О.А. Мельникова [1987].

Важно отметить, что западная граница мегаподнятия трассируется неоднозначно. Например, Ламанонскую подзону (I-2) из Западной зоны дифференцированных структур О.А. Мельников [1987] относит к Татарскому синклинорию в качестве Ламанонской синклинальной зоны. К.Ф. Сергеев [1982] практически всю эту подзону включил в восточный борт грабен-синклинория Татарского пролива. Это может быть и верно для начала кайнозоя, но не может быть принято для позднеорогенной стадии новейшего этапа, когда здесь явно господствовали воздымания, совсем не свойственные депрессионным структурам системы Татарского пролива. Следует заметить, что примерно вдоль этой границы некоторые исследователи, по цепи субщелочных интрузий основного и среднего состава, другим вулканогенным образованиям и положительным аномалиям силы тяжести, трассируют раннемиоценовый Западносахалинский разлом глубокого заложения, который проходит внутри Западносахалинского синклинория [Алексейчик и др., 1963; Мытарев и др., 1973]. Это явно доновейшая структура. Новейший региональный разлом с таким же названием обычно проводится западнее в пределах акватории Татарского пролива [Тектоническая..., 2000].

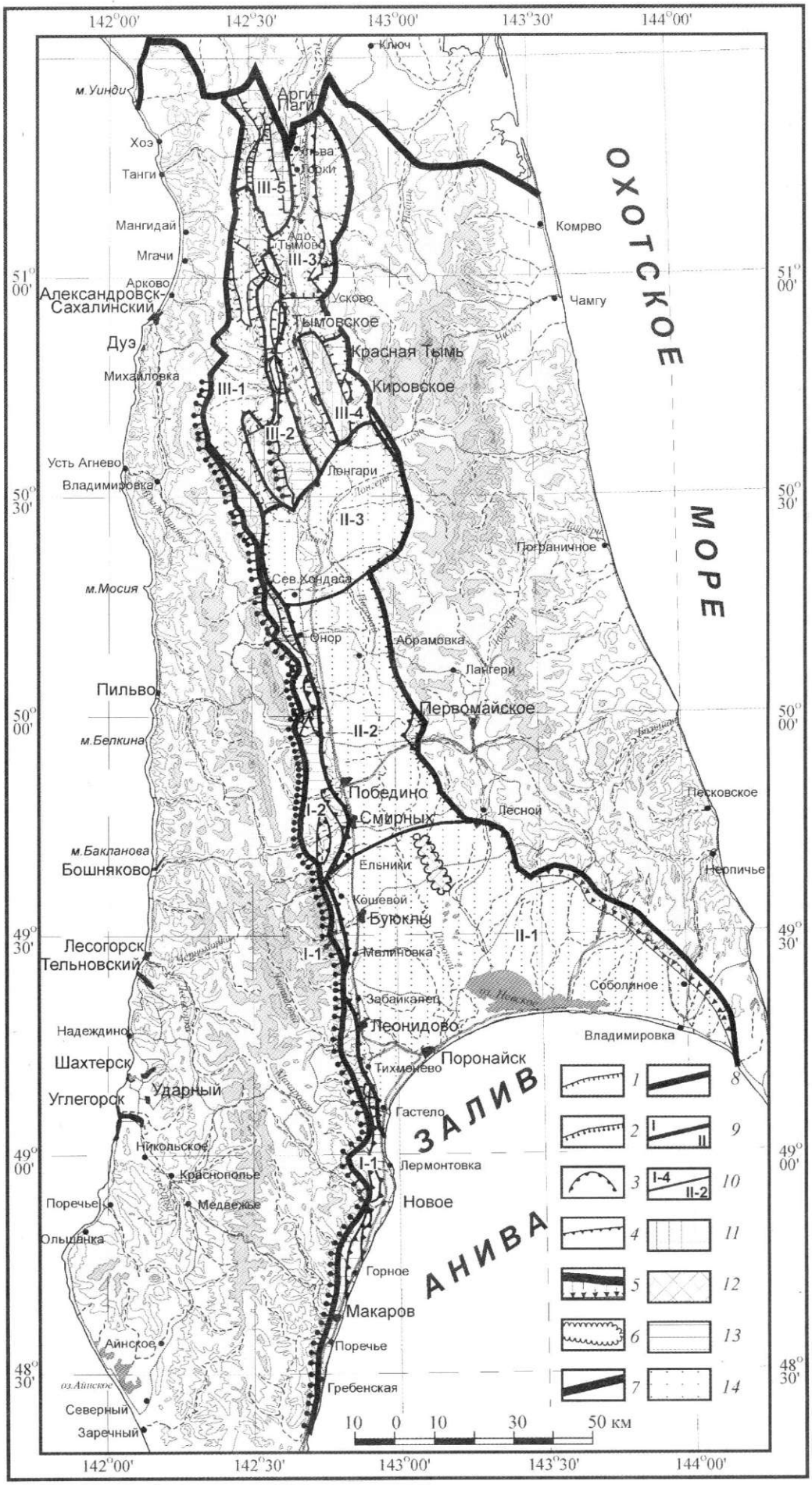
В то же время не до конца ясна структурная приуроченность значительно выдающегося в сторону Татарского пролива полуострова Ламанон с его молодыми (плиоцен-четвертичными) вулканитами. Не исключено, что последние связаны с активностью Западносахалинского регионального разлома, протягивающегося в меридиональном направлении вдоль западного побережья Сахалина. Данный вариант подтверждается расположением сейсмотектонических дислокаций сильного Углегорского землетрясения 2000 г. к востоку от полуострова [Кофф и др., 2000]. Они вполне могут быть связаны с восточным оперением указанного разлома.

6. Тымь-Поронайская мегавпадина

Тымь-Поронайская мегавпадина отчетливо делится на три основных элемента (структуры 4-го порядка): 1) Поронайскую депрессию (II), 2) Западнопоронайскую зону прибортовых структурных ступеней (I) и 3) Тымовскую зону дифференцированных структур (III), занимающую всю северную часть мегавпадины (рис. 4.9, табл. 4.6), западная граница которой совпадает с главным сместителем Центральносахалинской взбросо-надвиговой зоны. Восточная граница, напротив, гораздо менее четкая. Она, как показано ниже, определяется выступами Восточносахалинского мегаподнятия, между которыми расположены зоны прогибания, открывающиеся в сторону мегавпадины. Западные прибортовые структурные ступени мегавпадины можно связывать с влиянием упомянутой взбросо-надвиговой зоны. Поэтому вполне оправдано представление о широтной перекошенности мегавпадины и ее "наступании" на Восточносахалинское мегаподнятие. Оно подтверждается и тем, что, по подошве новейших отложений, наиболее прогнута западная часть Поронайской депрессии, восточная периферия которой связана с наиболее молодыми

Рис. 4.9. Карта неоструктурного районирования. Тымь-Поронайская мегавпадина

1–6 – разрывы и флексуры: 1 – сбросы, 2 – надвиги, 3 – циркообразные сбросы, *4, 5* – флексуры (*4* – локальные, *5* – региональные), *6* – структурные перегибы; *7–10* – границы структур: *7* – сегментов (2-й порядок), *8* – мегаструктур (3-й порядок), *9, 10* – более высоких порядков с индексами соответствующих структур (*9* – 4-й порядок, *10* – 5-й порядок); *11–14* – типы структур: *11* – поднятия, *12* – пологие поднятия, *13* – ступени-поднятия, *14* – впадины


142°00'
142°30'
143°00'
143°30'
144°00'
51°00'
50°30'
50°00'
49°30'
49°00'
48°30'
Ключ
м.Уинди
Арги-Паги
Хоэ
Танги
Мангидай
Мгачи
Арково
Александровск-Сахалинский
Дуэ
Михайловка
Усть Агнево
Владимировка
Пильво
м.Белкина
м.Бакланова
Бошняково
Лесогорск
Тельновский
Надеждино
Шахтерск
Углегорск
Ударный
Никольское
Краснополье
Поречье
Медвежье
Ольшанка
Айнское
оз.Айнское
Северный
Заречный
Ульва
Лорки
Адо-Тымово
Усково
Тымовское
Красная Тымь
Кировское
Лангари
Сев.Хандаса
Онор
Абрамовка
Лангери
Первомайское
Победино
Смирных
Ельники
Кошевой
Буюклы
Малиновка
Забайкалец
Леонидово
Тихменево
Поронайск
Гастелло
Лермонтовка
Новое
Горное
Макаров
Поречье
Гребенская
Комрво
Чамгу
Пограничное
Лесной
Песковское
Нерпичье
Соболиное
Владимировка
III-5
III-3
III-1
III-2
III-4
II-3
II-2
II-1
I-2
I-1
I-4
ОХОТСКОЕ МОРЕ
ЗАЛИВ АНИВА
10 0 10 30 50 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

• *Таблица 4.6*

Позднеорогенные структуры Тымь-Поронайской мегавпадины

Индексы структур		Название	Тип
		Западнопоронайская	***зона структурных ступеней***
I	I-1	Макарово-Леонидовская	система структурных ступеней
	I-2	Буюклы-Онорская	система структурных ступеней
		Поронайская	***депрессия***
	II-1	Нижнепоронайская	впадина
II	II-2	Среднепоронайская	впадина
	II-3	Лонгарийская	ячея
		Тымовская	***зона дифференцированных структур***
	III-1	Западная	цепь впадин
	III-2	Березово-Усковская	гряда поднятий
III	III-3	Тымовская	цепь впадин
	III-4	Краснотымовская	группа дифференцированных структур
	III-5	Альбинская	группа дифференцированных структур

прогибаниями (рис. 4.10, см. рис. 4.12) [Александров, 1973; Гладенков и др., 2002].

Западнопоронайская зона структурных ступеней (*I*) представляет собой узкую (до 10–12 км) прибортовую полосу относительно невысоких возвышенностей, которые в основном интерпретируются в качестве структурных ступеней, разделенных флексурными перегибами. Прерывистость данной полосы позволяет выделить две подзоны.

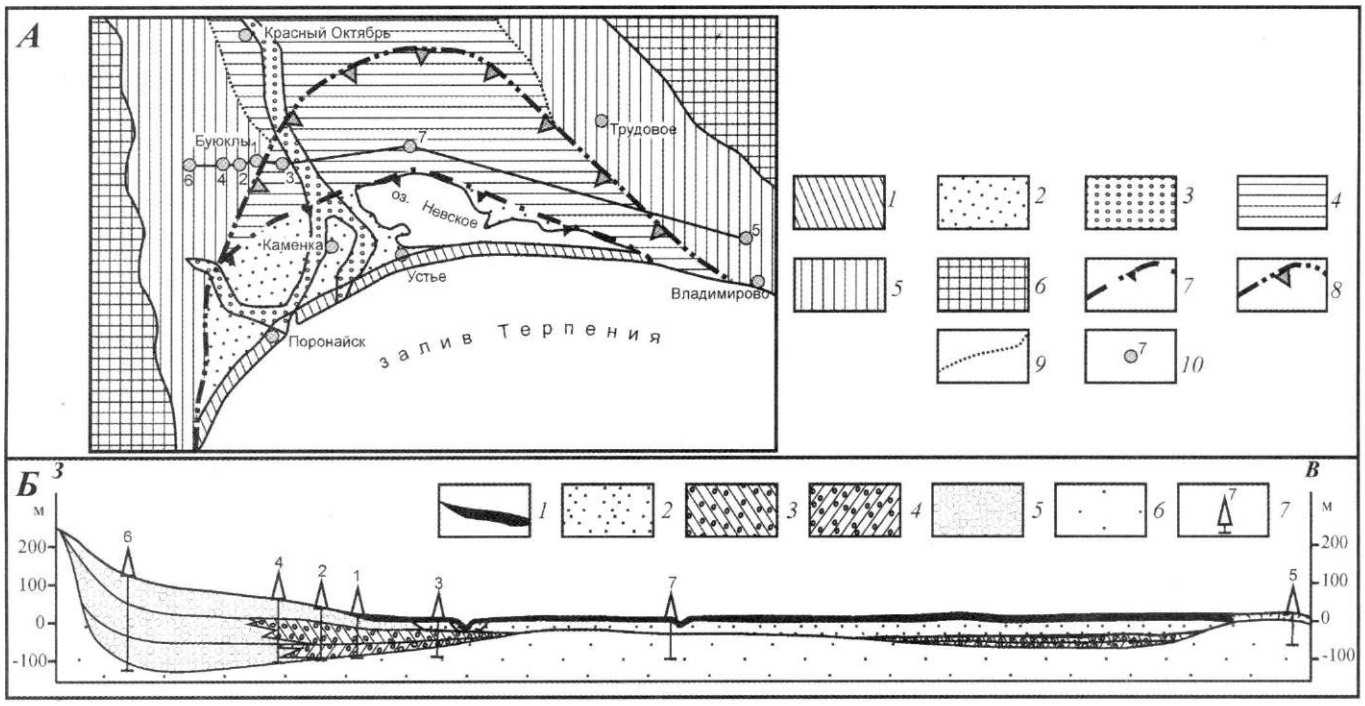


Рис. 4.10. Схематическая карта (*А*) и профиль (*Б*) отложений южной части Поронайской депрессии

А – [Александрова, 1982]: *1* – морские голоценовые пески пляжа (Q^2_{IV}), *2* – морские голоценовые пески террасы 1–4 м (Q^1_{IV}), *3* – аллювий пойм (Q^3_{IV}), *4* – озерно-аллювиальные верхнеплейстоценовые глины (Q^4_{III}), *5* – пролювиальные верхнеплейстоценовые галечники ($Q^{3\pm4}_{III}$), *6* – элювий и делювий предгорий (edQ), *7* – граница голоценовой трансгрессии, *8* – граница позднеплейстоценовой трансгрессии, *9* – граница фациальная, *10* – скважины.

Б – [Александров, 1973]: *1* – глины и суглинки, перекрытые торфом, *2* – слоистые пески с линзами и прослоями галечников и гравийников, *3* – супеси с галькой и гравием, *4* – суглинки с галькой, гравием и линзами песка, *5* – галечники с суглинками, *6* – дочетвертичные породы, *7* – скважины

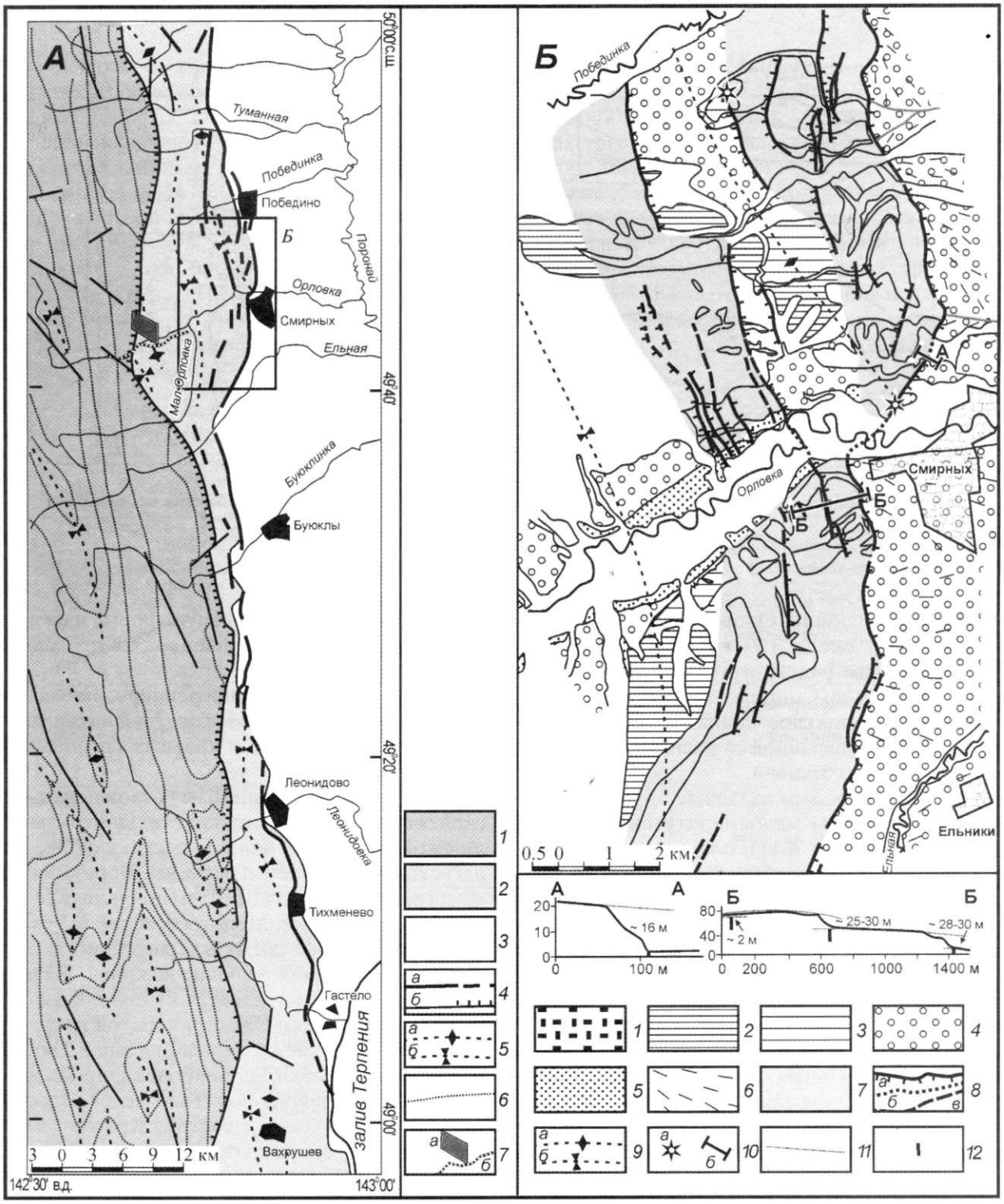


Рис. 4.11. Западный борт юга Тымь-Поронайской мегавпадины [Булгаков и др., 2002] (***А* – сочленение Тымь-Поронайской мегавпадины с Центральнокамышевым мегаподнятием, *Б* – локальные поднятия и разрывы в районе пос. Смирных**)

А: *1* – верхний мел, *2* – неоген, *3* – четвертичные образования, *4* – разломы активные (*а*) и неактивные со штрихами при взброс-надвиговой кинематике (*б*), штриховая линия – предполагаемые продолжения активных разломов, *5* – оси антиклинальных (*а*) и синклинальных (*б*) складок, *6* – стратиграфические границы и маркирующие горизонты, *7* – положение триангуляционной (*а*) и нивелирной сетей на Орловском геодинамическом полигоне (по данным Н.Ф. Василенко).

Б: *1* – раннеплейстоценовая (?) эрозионно-денудационная поверхность, *2, 3* – близкие по высотному положению более древние (*2*) и более молодые (*3*) эрозионно-аккумуляционные поверхности и речные террасы предположительно среднеплейстоценовые; *4, 5* – речные позднеплейстоценовая (*4*) и голоценовая (*5*) террасы, *6* – пролювиально-аллювиальные конусы в пределах депрессии, *7* – зоны позднечетвертичных относительных поднятий в пределах предгорной ступени рельефа, *8* – активные разрывы (*а*), их предполагаемые продолжения под ненарушенными молодыми отложениями (*б*), предполагаемые активные разрывы (*в*), *9* – оси антиклинальных (*а*) и синклинальных (*б*) складок в неогеновых отложениях, *10* – места тренчинга активных разрывов (*а*) и поперечных гипсометрических профилей (*б*), *11, 12* – на профилях (*11* – аппроксимирующие линии, *12* – примерное положение активных разрывов)

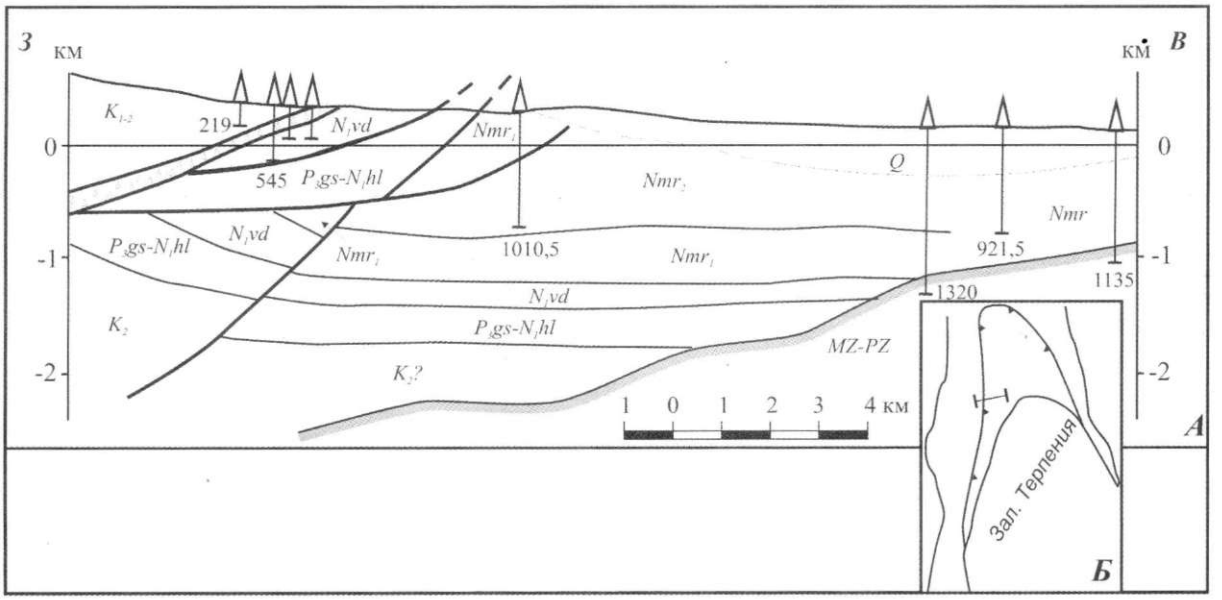


Рис. 4.12. Строение Центральносахалинского разлома и западного борта Тымь-Поронайской мегавпадины
[Гладенков и др., 2002]
А – профиль, ***Б*** – схема с указанием положения профиля

1) Северная Буюклы-Онорская подзона (I-2) протяженностью около 100 км характеризуется двумя, реже одним рядом структурных ступеней. Только в районе пос. Смирных здесь присутствует уваловидное фронтальное поднятие, которое отделено небольшой впадиной от расположенной западнее структурной ступени.

Следует отметить, что западные, фронтальные флексуры осложнены малоамплитудными активными разрывами (рис. 4.11), с которыми связаны многочисленные палеосейсмотектонические дислокации [Кучай, 1987; Булгаков и др., 2002].

2) Макарово-Леонидовская подзона (I-1) протяженностью около 100 км имеет более сложное строение. Здесь, кроме аналогичных структурных ступеней, встречаются небольшие горсты и периферические впадины (пониженные или опускающиеся ступени, несколько приподнятые над смежными частями подводного продолжения Поронайской депрессии). Шире представлены и разрывы, часть из которых является оперением главного сместителя Центральносахалинской разрывной зоны (рис. 4.12).

Поронайская депрессия (*II*) в рельефе представлена обширной практически недифференцированной равниной. Это свидетельствует о продолжающихся или геологически совсем недавно (в конце неоплейстоцена) завершившихся прогибаниях.

По своей ширине в плане Поронайская депрессия отчетливо делится на три части. На юге расположена наиболее широкая и расширяющаяся в сторону зал. Терпения Нижнепоронайская впадина (II-1). Севернее находится наиболее узкая и равномерная по ширине Среднепоронайская впадина (II-2). Наиболее северной является Лонгарийская ячея (II-3), имеющая овальную форму и своим восточным краем как бы вдающаяся в пределы Восточносахалинского мегасвода.

Тымовская зона дифференцированных структур (*III*) включает осевую гряду поднятий, две краевых цепи впадин и две краевых группы дифференцированных структур.

Западная цепь впадин (III-1) осложнена Адамовской ступенью и примыкает к Центральносахалинской разрывной зоне. К востоку от нее располагается меридиональная осевая Березово-Усковская гряда поднятий (III-2), включающая (с юга на север) Березовский, Мелотымовский и Усковский горсты, восточнее которых расположены структурные ступени и небольшие впадины. На юго-восточной ступени выделяется куполообразное поднятие горы Долгой. С востока к этой гряде поднятий примыкает также меридиональная Тымовская цепь впадин (III-3). Она наиболее широка на севере и сужена в районе пос. Тымовское. Здесь к цепи впадин примыкает с востока Краснотымовская группа дифференцированных структур (III-4), включающая Краснотымский горст, Редкую структурную ступень и Белореченский грабен. Севернее Краснотымского горста юг широкой части Тымовской цепи впадин нарушен Усковским поперечным сбросом субширотного простирания. К северу от Западной цепи впадин и восточнее северной части Тымской цепи впадин находится Альбинская группа дифференцированных структур (III-5). С востока она обрамлена меридиональным Кедровым горстом, к западу и северо-западу от которого располагается несколько структурных ступеней, разделенных узкой и извилистой Верхнеалександровской впадиной.

в. Восточносахалинское мегаподнятие

Восточносахалинские горы в настоящее время представляют собой сложное сочетание преимущественно блоковых позднеорогенных структур. В.В. Соловьев выделял здесь систему горстов, горст-антиклинальных поднятий, грабенов и грабен-синклиналей, а О.А. Мельников – сочетание надвиговых и поднадвиговых зон. Соответственно, различался и характер разрывов, разграничивающих эти блоковые или складчато-блоковые структуры. В.С. Рождественский значительную часть разрывов относил к сдвигам. Группировка и наименование выделяемых структур у перечисленных авторов несколько разнятся.

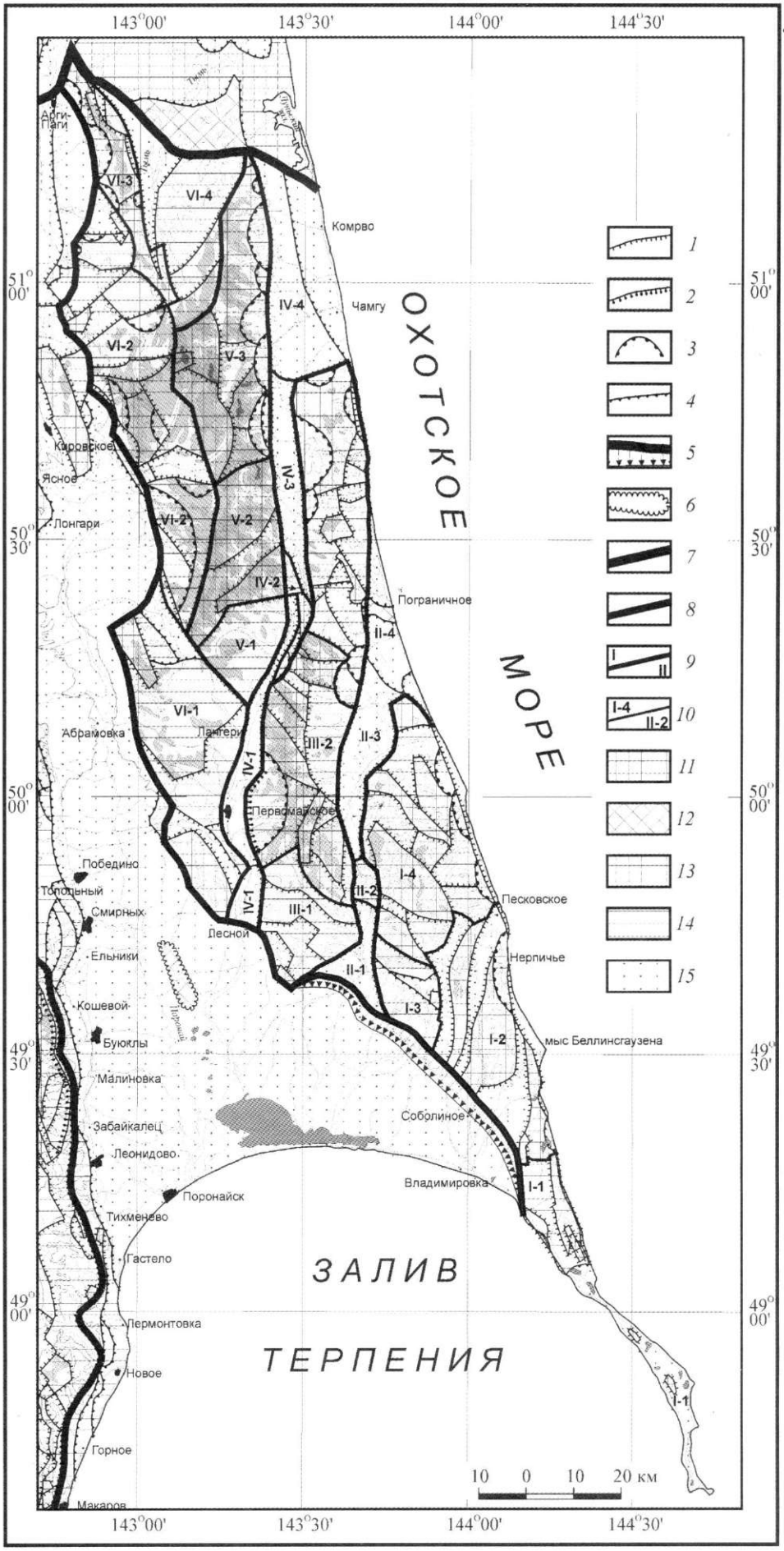
Проведенное изучение позднеорогенного структурного плана (рис. 4.13; табл. 4.7) позволяет считать наиболее справедливой первую точку зрения. Однако реальная картина иерархии и взаимоотношения блоковых структур более сложная. Поэтому наименование блоковых и разрывных структур не всегда идентичны употреблявшимся ранее.

Особые трудности представляет идентификация в новейшей (позднеорогенной) структуре выделявшихся ранее разрывов. Очевидно, позднеорогенные разрывы трассируются отлично от более древних, на которые вследствие значительно больших

Таблица 4.7

Позднеорогенные структуры Восточносахалинского мегаподнятия

Индексы структур		Название	Тип
		Охотско-Терпеньевская	***зона поднятий***
I	I-1	Терпеньевская	система пониженных блоков
	I-2	Владимировская	клавишная система горстов и впадин
	I-3	Верхнескладская	система ступеней
	I-4	Охотское	горстовое поднятие
		Пограничная	***цепь грабенов***
II	II-1	Верхнерукутамская	впадина
	II-2	Пологая	перемычка
	II-3	Среднепиленгский	грабен
	II-4	Хузийская	краевая впадина
		Центральная	***гряда поднятий***
III	III-1	Рукутамская	система ступеней
	III-2	Соколовское	поднятие
	III-3	Керосиновое	поднятие
		Луньская	***цепь грабенов***
IV	IV-1	Первомайский	грабен
	IV-2	Лангерийская	перемычка
	IV-3	Средневенгерийский	грабен
	IV-4	Нижнечамгунская	краевая впадина
		Луньско-Набильская	***гряда поднятий***
V	V-1	Якубовская	высокая ступень
	V-2	Трехбратнинский	горст
	V-3	Набильский	горст
		Западная	***система краевых относительно пониженных блоков***
VI	VI-1	Абрамовская	система клавишных структур
	VI-2	Стланниковая	система клавишных структур
	VI-3	Северонабильское	горстовое поднятие
	VI-4	Верхненабильская	система ступеней


143°00'
143°30'
144°00'
144°30'
51°00'
50°30'
50°00'
49°30'
49°00'
Арги-Паги
Комрво
Чамгу
Кировское
Ясное
Лонгари
Пограничное
Абрамовка
Лангери
Первомайское
Победино
Тополь
Смирных
Ельники
Кошевой
Буюклы
Малиновка
Забайкалец
Леонидово
Поронайск
Тихменево
Гастело
Пермонтовка
Новое
Горное
Макаров
Лесной
Песковское
Нерпичье
мыс Беллинсгаузена
Соболиное
Владимировка
ОХОТСКОЕ МОРЕ
ЗАЛИВ ТЕРПЕНИЯ
VI-3
VI-4
IV-4
VI-2
V-3
IV-3
V-2
IV-2
V-1
VI-1
IV-1
III-2
II-4
II-3
III-1
II-2
I-4
II-1
I-3
I-2
I-1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
10 0 10 20 км

амплитуд доновейших смещений (особенно сдвиговых) обращалось основное внимание при геологических съемках. Тем не менее, даже с учетом существенных структурных перестроек, целесообразно использовать прежние наименования для молодых разрывов, частично наследующих элементы более древних. Это позволит нагляднее учитывать определенную унаследованность тектонического развития пусть даже и с изменением преобладающего направления смещений по сходной разрывной зоне. Здесь следует отметить, что и ранее некоторые разрывные системы рассматривались как взаимоотношение нескольких разрывов. Например, О.А. Мельников [1987] рассматривает Набильский, Лангерийский, Пограничный, Березово-Владимировский и Перешейковский разломы как системы двух встречных надвигов или взбросо-надвигов. В таком случае они, скорее всего, являются бортовыми ограничениями грабенов или систем грабенов, которые наблюдаются и в новейшей структуре Восточносахалинского мегаподнятия.

Восточносахалинское мегаподнятие, имеющее в целом север-северо-западную ориентировку, состоит из трех основных частей: северо-западная и юго-восточная его части относительно пониженные, а центральная представлена системой наиболее высоких меридиональных горстообразных гряд поднятий, разделенных и обрамленных с востока также меридиональными узкими цепями грабенов.

Расположенная на юго-востоке мегаподнятия Охотско-Терпеньевская зона поднятий (I) включает: Терпеньевскую систему пониженных блоков (I-1), Владимировскую клавишную систему горстов и впадин (I-2), Верхнескладскую систему ступеней (I-3) и наиболее высокое Охотское горстовое поднятие (I-4). Терпеньевская система к югу наращивается Восточнотерпеньевским шельфовым краевым поднятием. Охотское горстовое поднятие ограничено с востока несколькими различно ориентированными сбросами, северный и южный из которых, по-видимому, совпадают с отдельными частями Березовско-Владимирского разлома, по О.А. Мельникову [1987, с. 58]. Расположенная юго-восточнее сложная, в целом клавишная, система объединяет ряд разобщенных субмеридиональных (Шельтингский, Беллинсгаузеновский, Высокий) и почти не удлиненных (Верблюжий, Учирский, Лиманский, Чеховский) горстов, структурных ступеней (Томаринская, Конная, Немая) и грабенов (Березовский, Молодежный, Чусовой, Клинский и др.). Разобщенность поднятий, особенно в южной части системы, свидетельствует о деградации ранее более крупной структуры. Это связано, скорее всего, с активизацией прогибаний со стороны внешнего шельфа и зал. Терпения.

Центральная часть мегаподнятия состоит из чередующихся двух пар гряд поднятий и цепей впадин. С запада на восток здесь выделяются Луньско-Набильская гряда поднятий (V), Луньская цепь грабенов (IV), Центральная гряда поднятий (III) и Пограничная цепь впадин (II).

Все эти основные структуры имеют сложное строение. Луньско-Набильская гряда поднятий объединяет Якубовскую структурную ступень (V-1), Трехбрантинский горст (V-2) и Набильский горст (V-3). Луньская цепь грабенов включает Первомайский грабен (IV-1), Лангерийскую перемычку (IV-2), Средневенгерийский грабен (IV-3) и Нижнечамгунскую краевую впадину (IV-4). В Центральной гряде поднятий расположенная на ее юге Рукутамская система ступеней (III-1) сменяется к северу Соколовским (III-2) и далее Керосиновым (III-3) поднятиями. А Пограничная цепь грабенов состоит из Верхнерукутамской расширяющейся к югу впадины (II-1), Пологой перемычки (II-2), Среднепиленгского грабена (II-3) и Хузийской краевой впадины (II-4).

При этом крупнейшие горсты с востока обрамлены региональными разрывами, которые целесообразно рассматривать в качестве крутых сбросо-взбросов, лишь местами переходящих в относительно крутые надвиги. Так, Луньско-Набильская гряда поднятий отделена от Луньской цепи грабенов Западнолангерийским разрывом, характер извилистости фронта которого между реками Чамгу и устьем Малого Лангери свидетельствует о его взбросо-надвиговой природе. Центральное поднятие отделено от Пограничной цепи грабенов Пограничным региональным разрывом, отсутствие мелкой извилистости которого указывает, скорее, на сбросовую его природу. Однако в районе с. Пограничное геологические исследования фиксируют взбросовый характер разрыва (рис. 4.14) [Гладенков и др., 2002], а далее к югу на левобережье р. Пиленги характер наклона основного сместителя становится надвиговым [Гальцев-Безюк и др., 1974].

С запада указанные зоны горстовых поднятий ограничены системами различно ориентированных локальных разрывов, преимущественно сбросов. Однако встречаются и надвиги. Так, в верховьях р. Оленьей на восточном борту южной части Луньской цепи грабенов бурением установлены надвиги, полого наклоненные к северо-востоку с шириной зоны перекрытия плиоценовых отложений грабена мезозойскими более 0,5 км [Рождественский,1969]. Этот участок связан со структурной ступенью, ограниченной с востока циркообразным

Рис. 4.13. Карта неоструктурного районирования. Восточносахалинское мегаподнятие

1–6 – разрывы и флексуры: *1* – сбросы, *2* – надвиги, *3* – циркообразные сбросы, *4, 5* – флексуры (*4* – локальные, *5* – региональные), *6* – структурные перегибы; *7–10* – границы структур: *7* – сегментов (2-й порядок), *8* – мегаструктур (3-й порядок), *9, 10* – более высоких порядков с индексами соответствующих структур (*9* – 4-й порядок, *10* – 5-й порядок); *11–15* – типы структур: *11* – поднятия, *12* – пологие поднятия, *13* – ступени-поднятия, *14* – структурные ступени, *15* – впадины

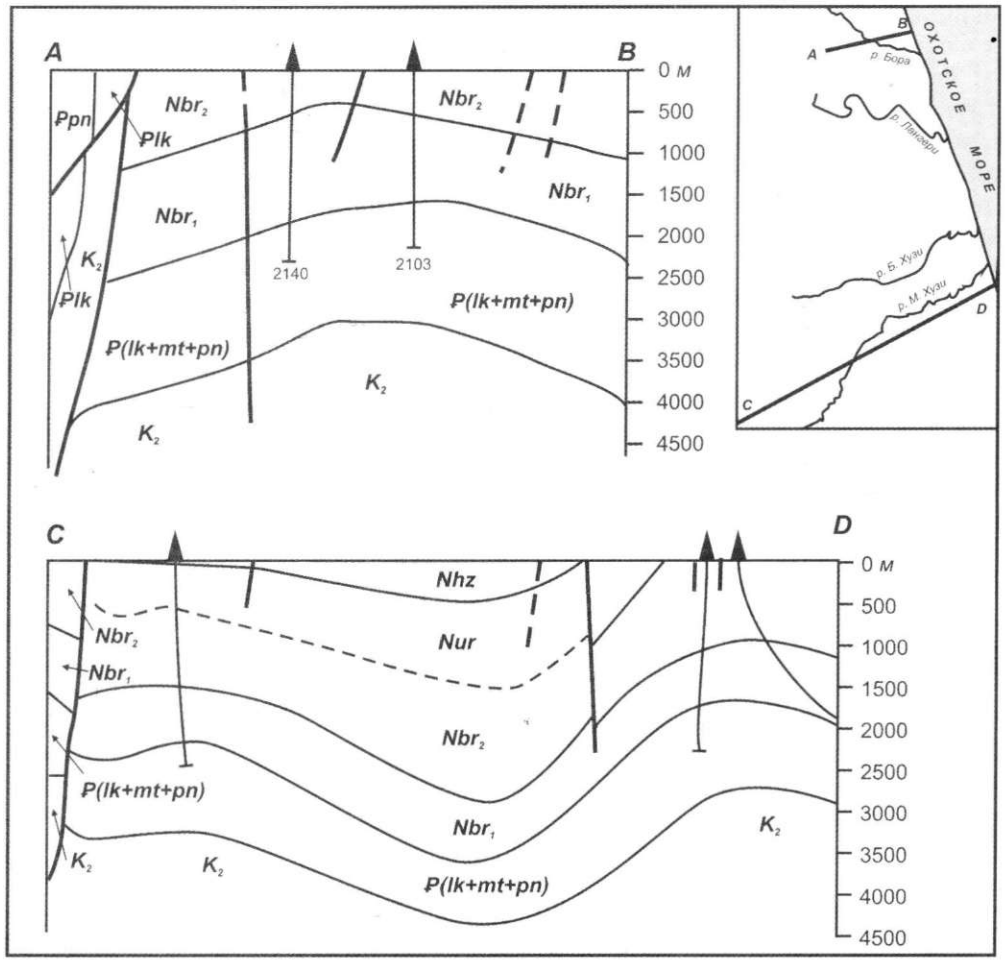


Рис. 4.14. Геологические разрезы в Пограничном районе [Гладенков и др., 2002]

K_2 – верхний мел, свиты: ***Plk*** – люкаминская, ***Pmt*** – мутновская, ***Ppn*** – пиленгская, ***Nbr*** – борская, ***Nur*** – уранайская, ***Nhz*** – хузинская

сбросом. Не исключено, поэтому, что данное молодое надвигание обусловлено перемещением этой отседающей на запад ступени.

К Западной системе краевых относительно пониженных блоков (VI) относятся расположенная на юге широкая Абрамовская система клавишных структур (VI-1), Стланниковая более узкая система клавишных структур (VI-2), Северонабильское горстовое поднятие (VI-3) и Верхненабильская система пониженных ступеней (VI-4).

Абрамовская система клавишных структур на востоке граничит с южным окончанием Луньско-Набильской гряды горстовых поднятий и южной половиной Луньской цепи грабенов. На юге она включает Тайгинский и другие краевые горсты северо-западной ориентировки, а на севере – Орланский. К востоку от Тайгинского горста находится небольшой Черемуховый грабен, а к востоку от Орланского – Верхневальзайский грабен.

Стланниковая система клавишных структур – группа структурных ступеней, которая на востоке примыкает к Луньско-Набильскому и Северонабильскому поднятиям. С запада она "разъедается" небольшими краевыми грабенами, между которыми расположены столь же небольшие горстовые выступы.

Северонабильское горстовое поднятие северо-западной ориентировки разделено Верхневазийским субмеридиональным грабеном на северный Беломедведевский и южный Соболиный горсты, которые кулисно подставляют друг друга.

По краям южного окончания Северонабильского горстового поднятия (точнее, Соболиного горста) расположены Шумный и Верхненабильский краевые грабены, последний из которых с востока обрамлен Плелярнской структурной ступенью. Эти структуры относятся к Верхненабильской системе ступеней.

Для мегаподнятия характерно отличие общего удлинения в север-северо-западном направлении от преимущественно субмеридиональной ориентировки более мелких структур. Это, в первую очередь, относится к Центральной системе горстов и грабенов, а также к горстовым элементам южной Охотско-Терпеньевской зоны поднятий. Напротив, в западном пониженном и, очевидно, относительно молодом обрамлении мегаподнятия господствуют северо-западные простирания, соответствующие общему простиранию мегаподнятия.

Данное обстоятельство, скорее всего, свидетельствует о не полной завершенности позднеорогенной структурной перестройки. Поэтому наиболее высокие и древние раннеорогенные поднятия преимущественно меридиональны или имеют север-северо-восточное удлинение (например, Центральная гряда поднятий). В предложенную схему перестройки хорошо укладывается распространение вдоль западного борта мегаподнятия нескольких краевых впадин, которые могут рассматриваться и в качестве элементов "агрессии" Тымь-Поронайской мегавпадины. В результате намечается как бы взаимопроникновение локальных элементов, принадлежащих смежным мегавпадине и мегаподнятию. Все это указывает на продолжающийся процесс молодой структурной перестройки.

Соотношение ориентировки перечисленных выше разномасштабных структур в Северонабильском горстовом поднятии свидетельствует о структурной перестройке, аналогичной описанной выше для всего мегаподнятия.

В Луньской и Пограничной цепях грабенов наблюдается определенная асимметрия за счет более пологих восточных бортов, где местами выявлены пликативные сочленения (рис. 4.15). Эта асимметрия обусловлена, очевидно, ведущей ролью региональных разрывов, ограничивающих их западные борта. Не исключено, что грабены сформировались за счет первоначальных грабен-синклиналей

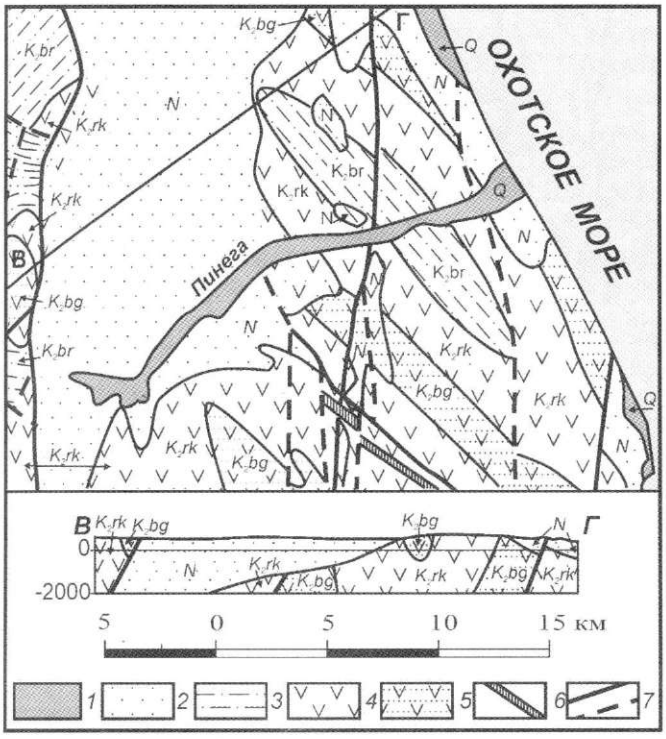


Рис. 4.15. Схема геологического строения центральной части Восточно-Сахалинских гор (по В.Ф. Евсееву, В.С. Рождественскому, А.С. Шуваеву [Гальцев-Безюк и др., 1974])

1 – четвертичные отложения; *2* – неоген; *3–5* – верхний мел (рымнинская серия): *3* – березовская свита, *4* – ракитинская свита, *5* – богатинская свита; *6* – базиты и гипербазиты; *7* – разломы (выходящие на поверхность и перекрытые четвертичными отложениями)

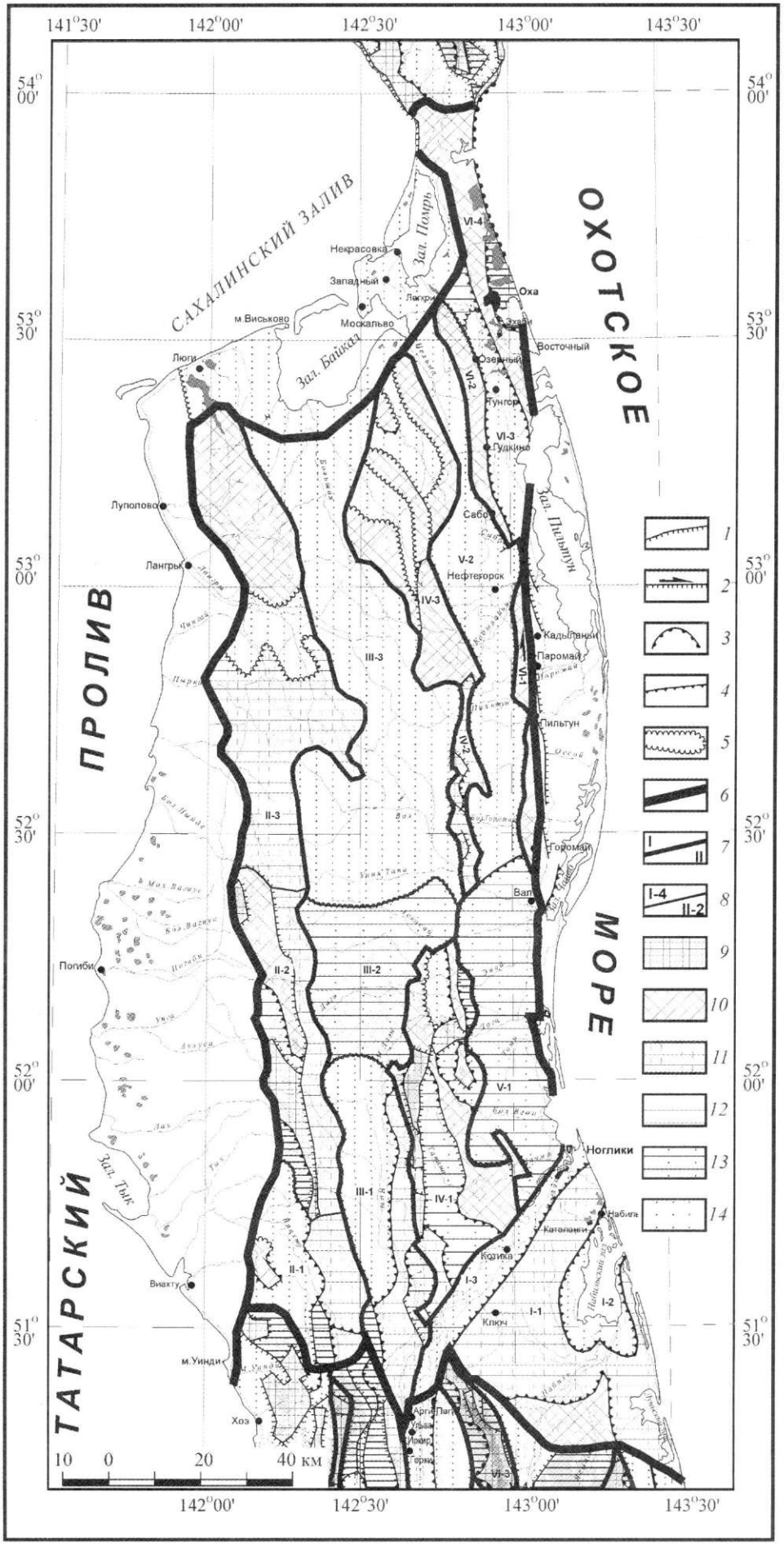
и являются приразрывными образованиями. Такая их интерпретация близка к предложенной О.А. Мельниковым [1987], рассматривавшим данные цепи грабенов в качестве поднадвиговых зон. Она же объясняет и бóльшую узость цепей грабенов по сравнению с горстовыми поднятиями.

В свете отмеченной выше незавершенности молодой структурной перестройки расширение цепей грабенов к северу может считаться проявлением воздействия крупнейшей сдвиговой структуры, трассируемой вдоль восточного побережья Центрального сегмента Сахалина. Асимметричное раскрытие грабенов происходило с начала новейшего этапа, поскольку грабены выполнены неогеновыми конгломератами и песчаниками мощностью до 0,6 км. Указанные неогеновые отложения местами, например вдоль Западнолангерийского разрыва, имеют крутое, даже субвертикальное залегание [Рождественский, 1969].

Восточный высокий борт центральной части мегаподнятия, напротив, выглядит срезанным почти по прямой линии, которая располагается практически на продолжении расположенного на Северном Сахалине регионального Пильтунского сбросо-сдвига. Характерно, что у последнего также поднят западный борт. Следовательно, можно предполагать, что по границе высокого края Восточносахалинского мегаподнятия с шельфовой региональной ступенью здесь проходит единый Восточносахалинский разлом также сбросо-сдиговой природы. Его правосдвиговая компонента подтверждается характером раскрытия молодых грабеновых структур. Облик плавных изгибов береговой линии и тылового края некоторых прибрежных понижений позволяет предполагать здесь присутствие краевых блоков отседания по циркообразным сбросам.

4.4. Северосахалинский сегмент

Как отмечено выше, в связи с нефтегазовыми разработками и изучением сейсмичности новейшие отложения и новейшие структуры Северосахалинского сегмента изучены довольно полно. Однако при геологической съемке здесь традиционно изучались преимущественно разрывы и складки в неогеновых и более древних отложениях. Но именно в конце неогена в этом регионе произошла существенная тектоническая перестройка, обусловленная сменой преобладающих весьма интенсивных прогибаний воздыманиями, которые и привели к появлению орографически выраженного Северного Сахалина. С данной перестройкой связано преобразование морфологии структур и сокращение разрывов, получивших отражение в современном рельефе. Соответственно, не все новейшие разрывы активны в четвертичном периоде, особенно в неоплейстоцене. Кроме того, безусловно, проявились и новые активные, но малоамп-


САХАЛИНСКИЙ ЗАЛИВ
ПРОЛИВ
ТАТАРСКИЙ
ОХОТСКОЕ
МОРЕ
Некрасовка
Западный
м.Виськово
Москальво
Люги
Луполово
Лангрыкай
Погиби
Вахту
м.Уинди
Хоз
Оха
Восточный
Озерный
Тунгор
Гудкино
Саба
Нефтегорск
Кадыланзи
Паромай
Пильтун
Горомай
Вал
Ногликн
Набил
Катангли
Козика
Ключ
Арги-Пагы
Ирюнер
Горнк
Зал. Помырь
Зал. Байкал
Зал. Пильтун
10 0 20 40 км
141°30'
142°00'
142°30'
143°00'
143°30'
54° 00'
53° 30'
53° 00'
52° 30'
52° 00'
51° 30'

литудные разрывы, которые не фиксировались при геологической съемке. Ряд новейших разрывов оказался погребенным под достаточно мощным чехлом рыхлых отложений. Они, как правило, не опасны для строительства. Поэтому результаты расшифровки новейших приповерхностных структур нередко оказываются существенно отличными от неотектонических схем, построенных по традиционным методикам с упором на деформации подошвы новейших отложений.

Характерно, что некоторые новейшие разрывы, откартированные при геологической съемке, получают слабое отражение в рельефе и могут интерпретироваться в качестве приповерхностных флексур.

Еще одной специфической чертой Северного Сахалина можно считать вовлечение в воздымание смежных структур. На западе низкое западное побережье Северного Сахалина заметно тяготеет к Татарскому проливу (точнее, к Амурскому лиману и проливу Невельского). Оно далеко заходит на запад от северного продолжения трассы меридионального Западносахалинского регионального разлома. Не исключено, что к восточному оперению последнего могут быть отнесены молодые локальные разрывы на западном борту Лангры-Вагисской гряды. По мнению В.В. Соловьева и Г.С. Ганешина [1971, с. 118], вследствие этих разрывов прибрежный участок острова "был вовлечен в сферу нисходящих движений структуры Амурского лимана, что нашло отражение в уменьшении высоты голоценовой террасы". Поэтому правильнее относить данную часть острова к новейшим структурам системы Татарского пролива. Тем не менее, граница этого прогиба с Северосахалинским сегментом не везде трассируется достаточно точно в приповерхностных структурах. По-видимому, здесь целесообразно выделять переходную Тыкско-Рыбновскую зону прогибания, представленную единым шлейфом аллювиально-пролювиальных и морских отложений.

На востоке Северосахалинский сегмент по сложной Северосахалинской разрывной системе граничит с осушенным преимущественно в конце неоплейстоцена Пильтун-Чайвинским фрагментом шельфа.

Между указанными смежными структурами наиболее крупными меридиональными орографически выраженными четвертичными структурными элементами Северосахалинской системы являются (с запада на восток) (рис. 4.16; табл. 4.8):

Рис. 4.16. Карта неоструктурного районирования. Северосахалинский сегмент

1–5 – разрывы и флексуры: *1* – сбросы, *2* – сбросо-сдвиги, *3* – цирко-образные сбросы, *4* – флексуры, *5* – структурные перегибы; *6–8* – границы структур: *6* – сегментов (2-й порядок), *7–8* – более высоких порядков с индексами соответствующих структур (*7* – 4-й порядок, *8* – 5-й порядок); *9–14* – типы структур: *9* – поднятия, *10* – пологие поднятия, *11* – ступени-поднятия, *12* – структурные ступени, *13* – ступени-впадины, *14* – впадины

1) Лангры-Вагисская гряда поднятий (II), практически надстраивающая к северу Западносахалинское также новообразованное сводовое поднятие Центрального сегмента;

2) Нышско-Байкальская цепь впадин (III), являющаяся северным продолжением Тымь-Поронайской мегавпадины;

3) Чачма-Катланинская гряда поднятий (IV), расщепляющаяся к северу и служащая как бы продолжением Восточносахалинского блокового поднятия, от которого она отделена Набильской впадиной;

4) Дагинско-Нефтегорская цепь пониженных структур (V);

5) Гаромай-Охинская прибортовая гряда пологих поднятий (VI);

На юге Северного Сахалина расположена Набильская впадина (I) треугольной формы, которая сформировалась в нижнем колене Нышско-Набильской поперечной региональной флексуры, разделяющей Северосахалинский и Центральносахалинский сегменты.

Гряды поднятий ундулируют. Лангры-Вагисская и Чачма-Катланинская гряды наиболее приподняты на широтах между заливами Чайво и Ныйский. Второе воздымание Чачма-Катланинская гряда испытывает на широте северной части зал. Чайво, где начинается Гаромай-Охинская гряда. Лангры-Вагисская и Чачма-Катланинская гряды на севере, снижаясь, виргируют и распластываются в пологие более или менее аморфные своды, теряющие четкие очертания. Здесь неогеновые структуры не получают определенного орографического отражения.

Характерно, что обе эти гряды снижаются и к югу, отделяясь от положительных структур Центрального сегмента. Поэтому продолжение последних к северу не является постепенным снижением единых гряд поднятий. В большей степени это касается Чачма-Катланинской гряды, граничащей на юге с Набильской впадиной. Данное снижение, очевидно, связано с верхним коленом флексурного, а точнее, флексурно-разрывного перегиба подошвы новейших и более древних отложений на границе Центрального и Северного сегментов. Указанная флексура разграничивает области (сегменты) с существенно различной орографией, строением и историей геологического развития. Но наиболее четко она проявляется в мощностях осадочных образований. Как показано ниже (см. главу 8), соотношение приповерхностных структур с деформациями их подошвы [Ким, 1990; Терещенков и др., 1982] свидетельствует о том, что сочленение Центральносахалинского сегмента с Северосахалинским осуществляется в широкой (порядка нескольких километров) извилистой, но в целом субширотной полосе. Поэтому нельзя согласиться с прежними представлениями о том, что границей Северного и Среднего Сахалина служит Тымовский

Таблица 4.8

Позднеорогенные структуры Северосахалинского мегаподнятия

Индексы структур		Название	Тип
		Набильская	***впадина***
I	I-1	Катангли-Лунская	система структурных ступеней
	I-2	Набильская	ячея
	I-3	Нижнетымский	прогиб
		Лангры-Вагисская	***гряда поднятий***
II	II-1	Верхневиахтуйская	седловина
	II-2	Джолокорско-Вагисское	дифференцированное поднятие
	II-3	Лангры-Комуланская	группа пологих поднятий
		Нышско-Байкальская	***цепь впадин***
III	III-1	Нышская	впадина
	III-2	Аскасайская	перемычка
	III-3	Большереченская	впадина
		Чачма-Катланинская	***гряда поднятий***
IV	IV-1	Джимдан-Уршское	сложное поднятие
	IV-2	Оссойская	гряда поднятий
	IV-3	Командная	виргация пологих поднятий
		Дагинско-Нефтегорская	***цепь пониженных структур***
V	V-1	Дагинская	структурная ступень
	V-2	Нефтегорская	цепь впадин
		Гаромай-Охинская	***гряда пологих поднятий***
VI	VI-1	Поронайско-Пильтунское	краевое поднятие
	VI-2	Сабинское	пологое поднятие
	VI-3	Тунгорская	впадина
	VI-4	Охинское	пологое поднятие

диагональный разлом (сбросо-сдвиг) [Соловьев, Ганешин, 1971, с. 114].

Наблюдаются и другие субширотные зоны совместных перестроек меридиональных структур, свидетельствующие об определенной широтной зональности Северосахалинского сегмента. Так, на широте пос. Вал: 1) начинается Гаромай-Охинская гряда, 2) в Дагинско-Нефтегорской цепи южные структурные ступени сменяются более северными впадинами, 3) прерывается Чачма-Катланинская гряда, 4) в Нышско-Байкальской цепи впадин расположенная южнее перемычка сменяется северными более широкими впадинами, 5) в Лангры-Вагисской гряде южные более контрастные и высокие поднятия сменяются пологими северными. Следующая субширотная перестройка связана с южным краем Сахалинского залива. Здесь оканчиваются достаточно определенно орографически выраженные Лангры-Вагисская и Чачма-Катланинская гряды и широко раскрывается к шельфу Нышско-Байкальская цепь впадин.

Определенную информацию об истории формирования современной структуры Северосахалинского сегмента несет распределение водосборных бассейнов основных рек. Судя по расположению главного водораздела, первым орографически выраженным поднятием была Лангры-Вагисская гряда в интервале от северного окончания Центральнокамышового мегасвода (гора Оленья) до горы Центральной на междуречье рек Лангры и Вала. Затем началось воздымание северной части Чачма-Катланинской гряды, по крайней мере, в интервале между горами Оссой и Лесная. Наконец, к северу от р. Сабо главный водораздел переходит в пределы северной части Гаромай-Охинской гряды. Характерно, что вся южная часть Чачма-Катланинской гряды пересекается реками, текущими в Охотское море. Следовательно, эти поднятия возникли позже Джолокорско-Вагисского (Северокамышового). Таким же образом устанавливается и молодость Поронайско-Пильтунского поднятия, которое проявилось в рельефе позже Оссойского.

Но интенсивность воздымания и сложность строения поднятий не всегда прямо зависят от древности их проявления в рельефе. Например, Оссойское сложное поднятие в Чачма-Катланинской гряде вряд ли древнее расположенного непосредственно западнее весьма пологого поднятия между горами Вагис и Центральная в Лангры-Вагиссой гряде.

Таким образом, становление в рельефе Северосахалинского сегмента происходило в целом последовательно с юго-запада на северо-восток. В том же направлении смещалось и увеличение дифференцированности поднятий. Разрастание к северу западных гряд последовательно замедлялось, а восточных – ускорялось. На формирование самой восточной гряды определяющее влияние оказало разрывное сочленение Северосахалинского сегмента с прилегающим шельфом.

Следует отметить, что молодая перестройка ориентировки вертикальных тектонических движений существенно сказалась на несоответствии пологих орографически выраженных поднятий и сложной дислоцированности погребенных неогеновых отложений. В результате множество детально изученных с помощью бурения и геофизических методов сложных складок, в том числе и нефтегазоносных структур, не получило адекватного отражения в современном рельефе, т.е. в наиболее молодых приповерхностных структурах (рис. 4.17). Установлено, что рост многих брахиморфных складок происходил до середины плиоцена. При этом часть из них располагается под моноклинально залегающими позднеплиоценовыми отложениями, а для других характерно постепенное выполаживание слоев к поверхности [Гладенков и др., 2002, с. 187, 188 и др.]. Наиболее четкое, но тоже не адекватное отражение в рельефе, получают складки, связанные с крупными разрывами. Все это объясняет существенные отличия рассматриваемых ниже орографически выраженных наиболее молодых неотектонических структур от традиционно изображаемых на геологических и структурных картах сложных складчатых и складчато-разрывных форм.

Лангры-Вагисская гряда поднятий (220 × 12–30 км) начинается на юге Верхневиахтуйской седловиной (II-1), включающей пологое осевое поднятие и примыкающие к нему структурные ступени и впадину, в центре которой находится локальное Грабчихинское поднятие. Наиболее

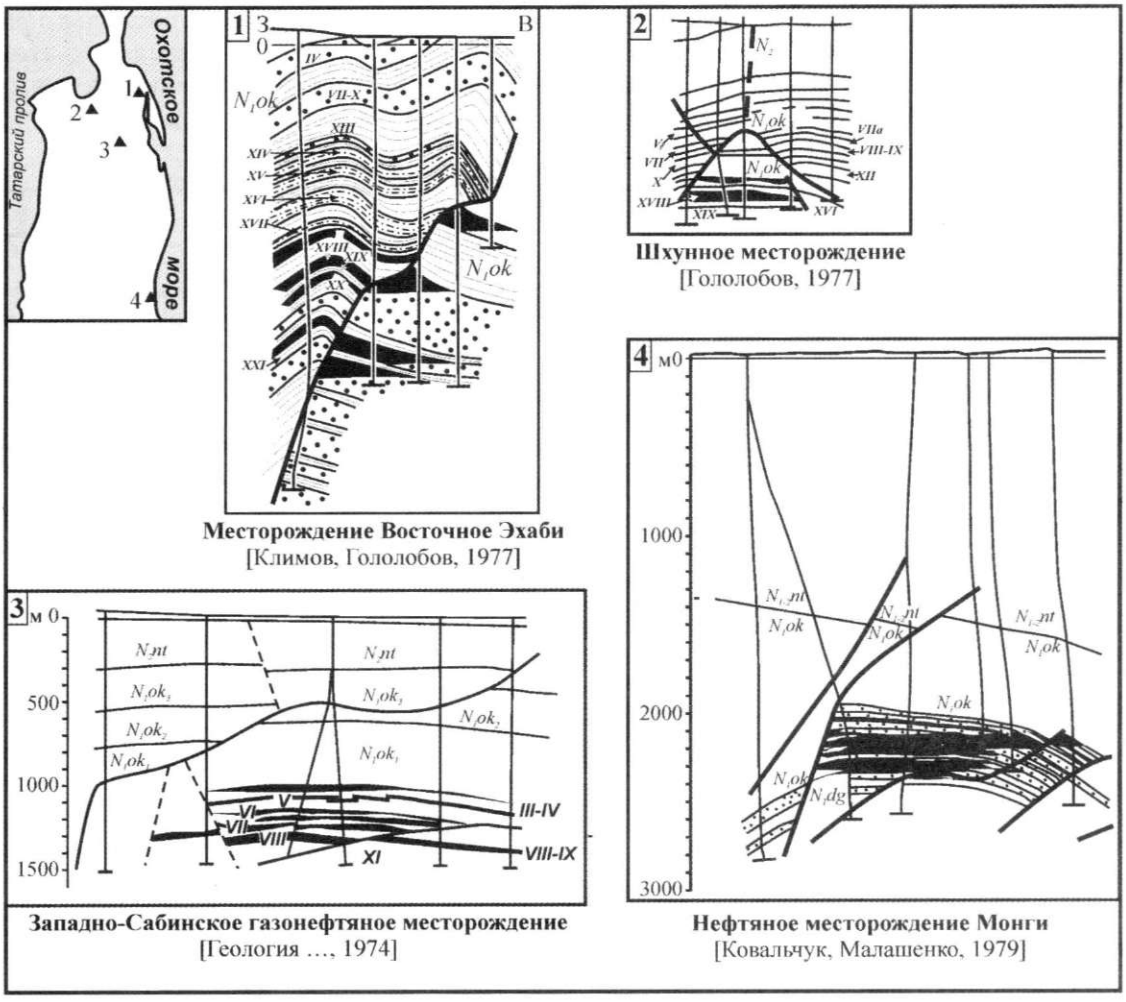


Рис. 4.17. Примеры погребенных структур Северного Сахалина

приподнято Джолокорско-Вагисское дифференцированное поднятие (II-2), включающее прерывистую гряду разновысотных горстов с обрамляющими структурными ступенями. Одна из таких ступеней переходит в узкий диагональный прогиб, разделяющий Вагисскую и Джолонкорскую гряды. Большую северную часть гряды поднятий занимает Лангры-Комуланская группа пологих поднятий (II-3). Это наиболее широкая и наименее структурно оформленная часть гряды поднятий, делящаяся понижением долины р. Лангры на два обширных свода – северный Лангрыйский и Комуланский. Последний на широте горы Центральная, по-видимому, объединяет три субмеридиональных локальных поднятия, каждое из которых могло развиваться над группой погребенных складок. Не исключено, что восточное из этих локальных поднятий служит продолжением к югу Лангрыйского свода, кулисно подставляющего западный основной ствол Комуланского свода.

Нышско-Байкальская цепь впадин (250 × 5–32 км) начинается Нышской узкой впадиной (III-1). Расположенная севернее Аскасайская перемычка (III-2) постепенно расширяется к северу, замыкая расположенное южнее Даги-Чачминское поднятие. Еще севернее находится Большереченская впадина (III-3), занимающая верховья рек Вал и Большая и суживающаяся к северу. Далее обширным, очевидно, шельфовым Байкало-Поморским расширением цепь впадин раскрывается в основном к шельфовой структуре Сахалинского залива.

Юг **Чачма-Катланинской гряды поднятий** (240 × 2–30 км) представлен сложным Джимдан-Уршским поднятием (IV-1), раздваивающимся к югу. Западная его ветвь, состоящая из прерывистой полосы локальных горстов (наиболее приподнят Даахуринский горст), продолжает Северонабильское поднятие Восточносахалинского мегасвода. Юго-восточная ветвь представлена сложным и наиболее протяженным Чачминским поднятием, которое срезается на юге Тымским сбросом и упирается в Набильскую впадину. Далее к северу с перерывом и кулисно располагается Оссойская узкая и сложно построенная гряда поднятий (IV-2) с локальными высокими горстами гор Оссой и Вал. Далее к северу гряда расширяется в виде веерообразно виргирующей Командной виргации пологих поднятий (IV-3). От ее южной относительно возвышенной части (Командное поднятие) на север развивается тройное расщепление, причем каждая более восточная ветвь распространяется дальше к северу.

Дагинско-Нефтегорская цепь пониженных структур (200 × 2–20 км) непосредственно к северу от пос. Вал делится на два основных элемента: 1) южный – Дагинскую структурную ступень (V-1) и 2) Нефтегорскую цепь впадин (V-2), которая с юга на север сначала несколько расширяется, а затем сужается. В пределах этой ступени присутствует ряд погребенных складок и разрывов, не получивших отражения в современном рельефе.

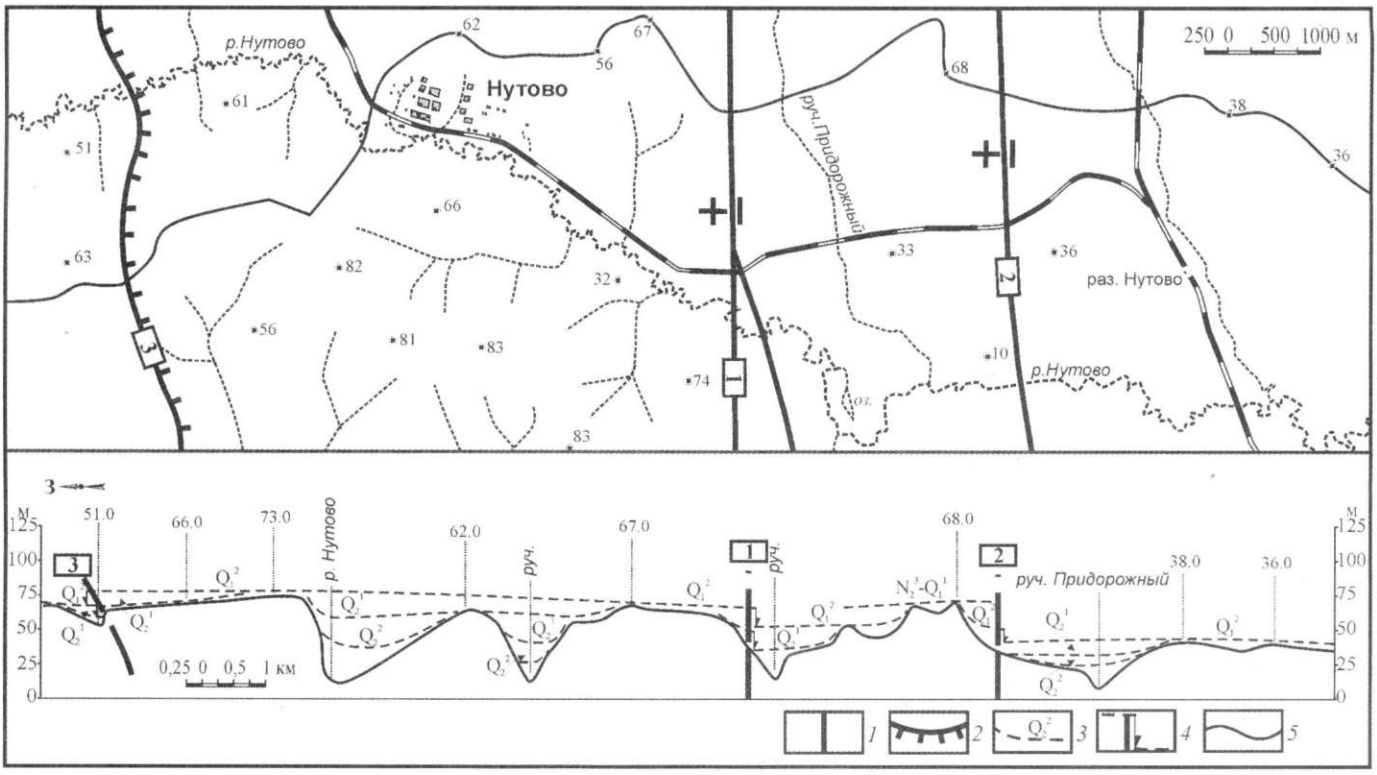


Рис. 4.18. Поронайско-Пильтунское поднятие в районе пос. Нутово

1, 2 – разрывы: *1* – сбросы и сбросо-сдвиги (1 – Пильтунский, 2 – Нутовский), *2* – Паромайский взбросо-надвиг (3); *3* – геоморфологические уровни; *4* – амплитуда разрывного смещения; *5* – линия геоморфологического профиля на схеме

Гаромай-Охинская гряда поднятий (170 × 2–20 км). Здесь отмечается наиболее четкая связь приповерхностных поднятий с системами локальных, часто нефтегазоносных погребенных структур.

На юге гряды находится узкое и пологое Поронайско-Пильтунское краевое поднятие (VI-1), ограниченное двумя разрывами, восточный из которых является сегментом регионального сбросо-сдвига, а западный – взбросо-надвигом (рис. 4.18). Поднятие сформировалось над системой погребенных складок и месторождений, в том числе включающих Северо-Боатасинскую, Гаромайскую,

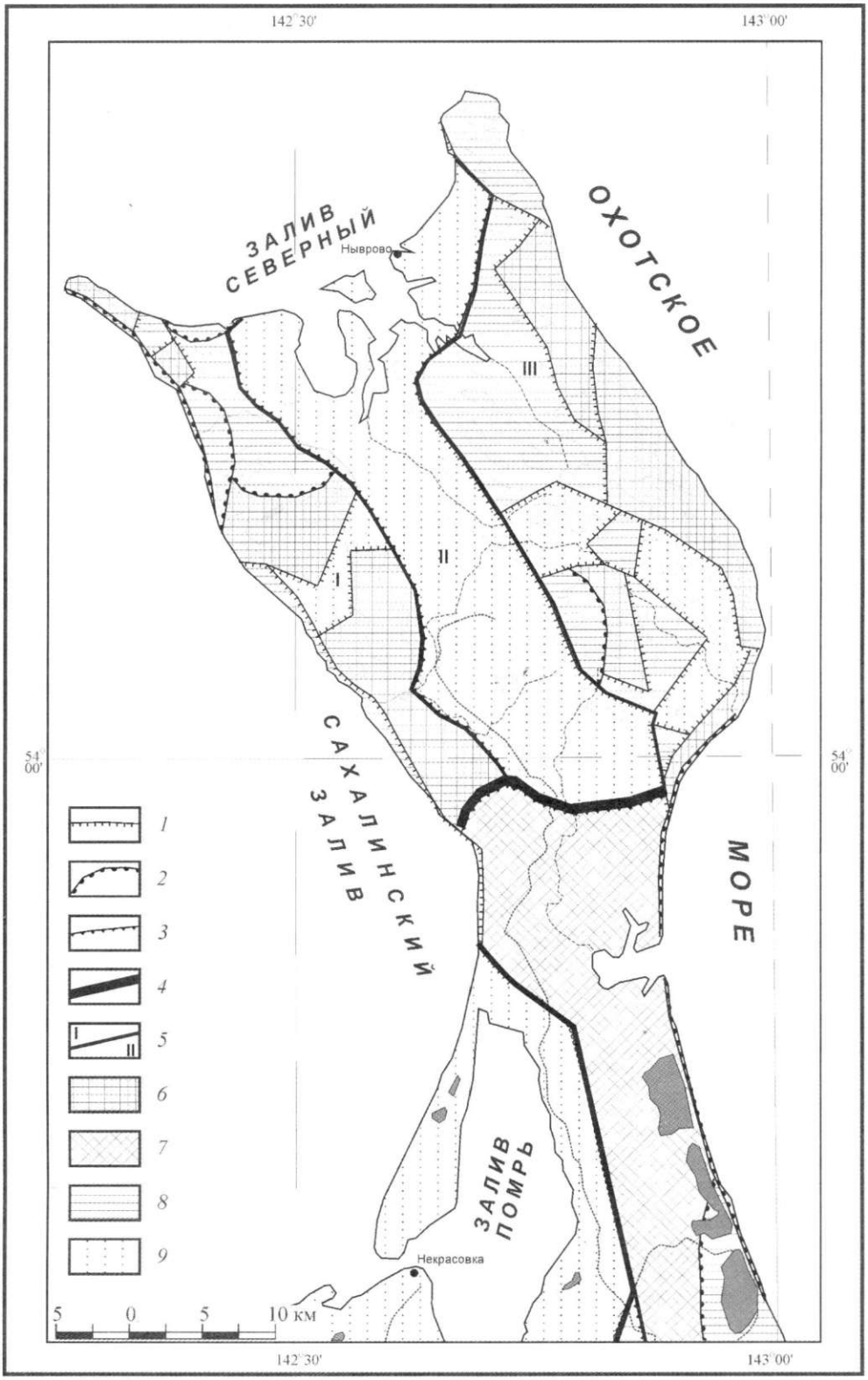


Рис. 4.19. Карта неоструктурного районирования. Шмидтовский сегмент

1–5 – разрывы и флексуры: *1* – сбросы, *2* – циркообразные сбросы, *3* – флексуры, *4* – границы сегментов (2-й порядок), *5* – границы мегаструктур (3-й порядок); *6–9* – типы структур: *6* – поднятия, *7* – пологие поднятия, *8* – ступени-поднятия, *9* – впадины

Нутовскую, Пильтунскую, Паромайскую, Мухтинскую и Кадыланьинскую структуры.

Севернее располагается сдвоенная, а потому более широкая Сабо-Охинская система поднятий. В ней выделяются две кулисные ветви: западная Сабинская (VI-2) и восточная Охинская (VI-4), разделенные узкой Тунгорской впадиной (VI-3) или синклиналеобразным понижением. Сабинское поднятие сформировалось над погребенными двумя Сабинскими, четырьмя Эрринскими, Нельминской, Абановской и Гиляко-Абунанской складками. Некоторые из них сопровождаются весьма сложными погребенными разрывными структурами (см., например, рис. 4.17–3 [Гладенков и др., 2002; Геология..., 1974]).

Охинская ветвь представляет собой расширяющееся к северу пологое поднятие, в основании которого также фиксируется система складок, включающая Тунгурскую, две Эхабинские, три Охинские, две Колендинские и другие антиклинали. Большинство из них нарушено преимущественно погребенными разрывами (см. рис. 4.17-1 [Климов, Гололобов, 1997; Гладенков и др., 2002; Геология..., 1974]).

Набильская впадина (70 × 50 км) имеет почти изометричную или треугольную форму. На юге она причленяется к северному флексурно-разрывному краю Восточносахалинского мегасвода, а на северо-западе ограничена Тымским разрывом. Вдоль последнего сформировался узкий и линейный Нижнетымский прогиб (I-3), к которому приурочена долина нижнего течения р. Тымь. В центре впадины находится Набильская ячея (I-2), занятая одноименным заливом и его побережьем. Ячея окружена Катангли-Лунской системой структурных ступеней и пологих поднятий (I-1). Большое количество развитых здесь погребенных складок не получило сколько-нибудь адекватного орографического отражения.

4.5. Шмидтовский сегмент

Шмидтовское блоковое мегаподнятие (рис. 4.19; табл. 4.9) традиционно включает три основных структуры: два краевых поднятия и осевую впадину [Соловьев, Ганешин, 1971]. Хотя эти структуры формально и отнесены к 4-му порядку, на самом деле по своим размерам они соответствуют более мелким структурам, обычно относящимся в 5-му порядку.

Тем не менее, здесь отчетливо видно, что все они имеют сложное строение. Поэтому целесообразно упомянуть наиболее отчетливо намечающиеся (но не получившие отражения на упомянутых схеме и таблице) структуры более высоких порядков. Рассмотрим наиболее детально делящиеся поднятия.

Таблица 4.9

Позднеорогенные структуры Шмидтовского мегаподнятия

Индексы структур	Название	Тип
I	***Западношмидтовское***	***поднятие***
II	***Центральношмидтовская***	***впадина***
III	***Восточношмидтовское***	***поднятие***

Западношмидтовское поднятие (I) включает несколько небольших разобщенных горстов (Гленский, Шмидтовский, Котовский и более сложный Пильво-Лунный). Шмидтовский горст окружен Конгинской группой структурных ступеней, среди которых имеются и очень низкие ступени отседания, обрамленные циркообразными сбросами. Котовский и Пильво-Лунный горсты разделены Водопадненским грабеном. На юго-востоке Западношмидтовское поднятие замыкается Тукинской структурной ступенью, а на юго-западе обрамлено Горнеровской группой низких структурных ступеней.

Центральношмидтовская впадина (II) от зал. Китку-Хейтон на юго-востоке постепенно расширяется к северо-западу и раскрывается в Северный залив, на побережье которого расположен Мичигарский опорный разрез с максимальными мощностями новейших отложений [Гладенков и др., 2002].

Восточношмидтовское поднятие (III) с востока трассируется цепью горстов, включающей (с северо-запада на юго-восток) горст Елизаветы, Уральский горст и горст Левенштерна. К юго-западу от этой цепи горстов находится довольно обширная Лонгрийская система структурных ступеней, в центре которой расположен небольшой Трехбратский горст.

Характерно, что Западно- и Восточношмидтовское поднятия на юге заканчиваются примерно на широте горы Туки, где Тукинская структурная ступень обрамляется довольно пологой широтной флексурой. Последняя, очевидно, и разграничивает в рельефе Шмидтовский и Северосахалинский сегменты островного блока. Однако глубинный преимущественно флексурный перегиб, фиксируемый по нарастанию мощности осадочных образований (вертикальная амплитуда 3–4 км), имеет в целом северо-западную ориентировку, косо пересекая Охинский перешеек [Ким, 1990; Терещенков и др., 1982]. Он рассматривается в качестве Южношмидтовской флексурно-разрывной зоны.

Глава 5
РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Применительно к задачам инженерных изысканий для строительства целесообразно деление приповерхностных разрывных нарушений на три категории: трещины (трещинные зоны), разрывы (разрывные зоны) и разломы (шовные зоны) [Несмеянов, 2004; Тектонические..., 1982]. В этой монографии основное внимание уделено разрывам, с которыми может быть связан опасный для строительства разрывный крип. Шовные зоны в данном аспекте представляют интерес постольку, поскольку в их пределах наблюдается повышенная концентрация активных разрывов. Кроме того, в разных типах шовных зон обычно присутствуют определенные наборы кинематических типов разрывов.

5.1. Характеристика блоковых сочленений

Характеристика блоковых сочленений рассматриваемого региона основана на комплексном анализе аэрокосмической, топографической, геолого-геоморфологической и отчасти геофизической информации. Геофизическая информация обычно мелкомасштабная и наименее определенна для описания локальных структур. При рассмотрении приповерхностных потенциально активных блоковых сочленений наиболее информативен геолого-геоморфологический анализ разномасштабной топоосновы. Дело в том, что, как и в других орогенических областях [Несмеянов, 1971, 1992], на аэрокосмических материалах за пределами распространения новейших отложений наиболее четко дешифрируются не новейшие, а более древние дислокации.

а. Типизация блоковых сочленений

Конкретные блоковые сочленения, выявляемые на геоморфологических профилях и топоосновe, как правило, делятся на два типа.

Большая часть подобных сочленений представляет собой уступы в рельефе, не связанные с бортами речных долин. Чаще долины и целые их серии пересекают эти уступы. Подобные сочленения интерпретируются в качестве разрывов. Обычно фиксируются разрывы со значительной вертикальной составляющей новейших смещений. При этом на геоморфологических профилях отображается разрыв и смещение геоморфологических уровней. Данное смещение позволяет определять амплитуду разрывных движений за время от завершения формирования данного уровня до современности.

Другая часть сочленений характеризуется изгибами геоморфологических уровней и более пологими перегибами рельефа, также не связанными с речными долинами. Подобные сочленения интерпретируются в качестве флексурных.

Следует отметить два обстоятельства, осложняющих однозначную интерпретацию характера блоковых сочленений. Во-первых, при малой амплитуде (менее нескольких десятков метров) изменения высоты геоморфологического уровня трудно отделить разрывное сочленение от флексурного. Во-вторых, при значительной ширине разрывной зоны не всегда удается различить наличие одного или нескольких разрывных сместителей. В ряде случаев, например, вполне возможно существование не одного сброса, а системы сбросов.

Взбросы и надвиги отличаются от сбросов значительной извилистостью своих зон и отдельных сместителей, связанной с пересечением неровностей рельефа их наклонной поверхностью. Сдвиги, напротив, сходны со сбросами по своей плановой рисовке, но отличаются обычно непропорционально меньшей вертикальной амплитудой.

Строение разрывных зон изучено слабо вследствие недостаточной контрастности рельефа, их узости и значительной залесенности большей части территории острова. Большинство геофизических материалов недостаточно детальны для выявления строения локальных разрывных зон.

б. Материалы тренчинга сейсмотектонических дислокаций

Особую категорию разрывов составляют сейсмотектонические дислокации, связанные с крупнейшими современными и древними землетрясениями [Рогожин, 1996; Рогожин и др., 2002; Бесстрашнов, Стром, $2000_{1,2}$; Булгаков и др., 2002;

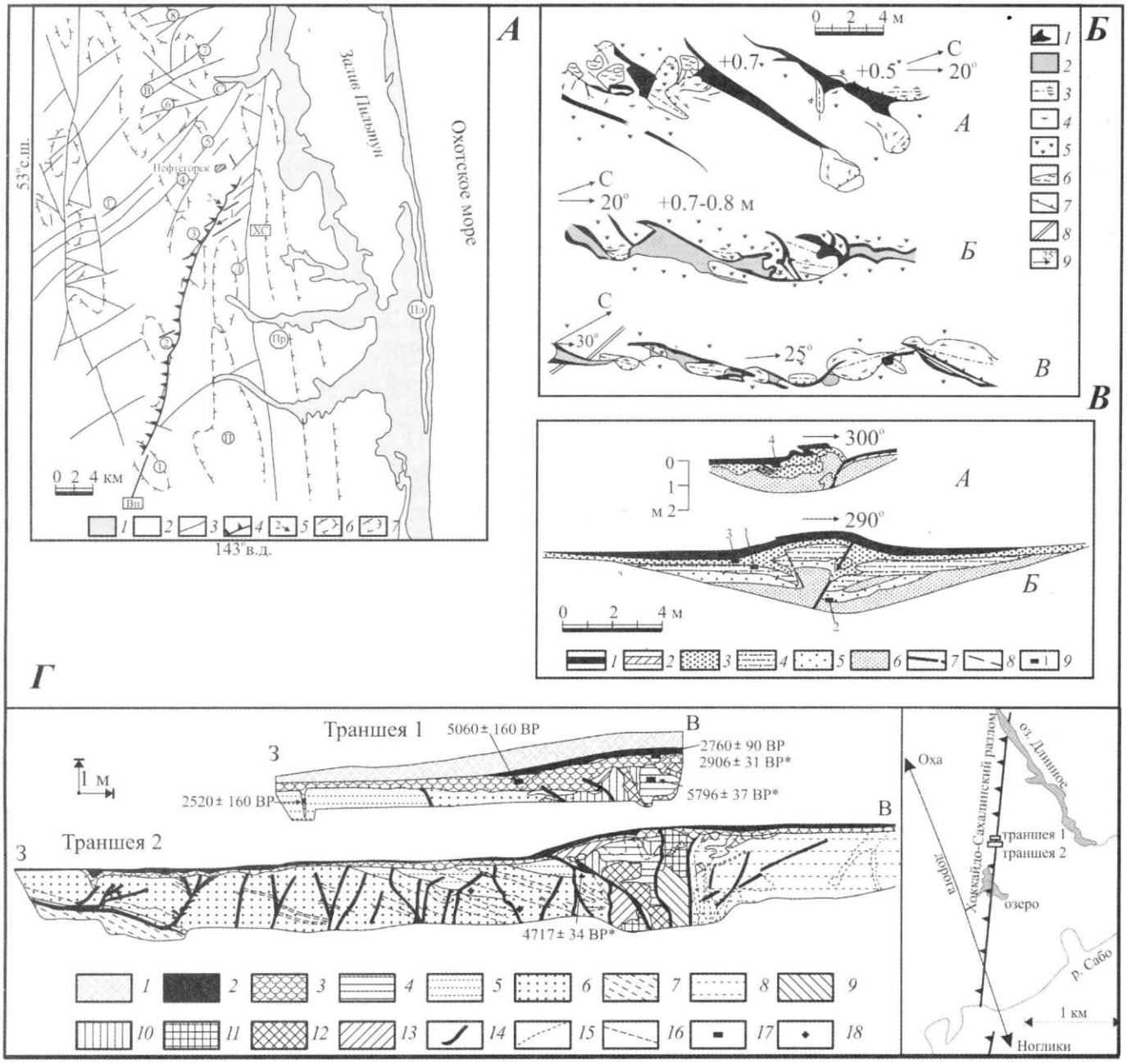


Рис. 5.1. Примеры тренчинга сейсмотектонических дислокаций, связанных с Нефтегорским землетрясением 27(28) мая 1995 г. (М = 7.1, I = 9 баллов)

А – Геологическая карта очаговой области Нефтегорского землетрясения [Рогожин, 1996].

1, 2 – отложения: *1* – четвертичные, *2* – неогеновые; *3* – разломы; *4* – сейсморазрыв землетрясения (зубчиками показано направление падения поверхности сместителя); *5* – положение и номера траншей; *6, 7* – складки: *6* – антиклинальные (цифры в кружках: 1 – Таксонская, 2 – Верхнепильтунская, 3 – Среднепаромайская, 4 – Южно-Кенигская, 5 – Кенигская, 6 – Малосабинская, 7 – Сабинская, 8 – Западно-Сабинская), 7 – синклинальные. Крупные складчатые структуры (буквы в кружках): группы антиклиналей: Г – Гыргыланьинская, С – Сабинская, Пр – Паромайская; синклинали: В – Волчинская, П – Среднепильтунская; Пл – Пильтунская впадина.

Крупные разломы (буквы в квадратах): Вп – Верхнепильтунский, ХС – Хоккайдо-Сахалинский.

Б – Детальный план сейсморазрыва на отдельных участках:

А, Б – со взбросо-сдвиговой, *В* – с правосдвиговой морфокинематикой [Рогожин, 1996].

1 – зияющие трещины в почвенном (и торфяном) слое; *2* – проглядывание песков окобыкайской свиты миоцена; *3* – оси валов сжатия; *4* – направление простирания и падения деформированной дневной поверхности; *5* – дерн; *6* – пласты дерна в опрокинутом залегании; *7* – взбрасывание или надвигание почвенного слоя; *8* – тропа, смещенная сейсморазрывом на участке В; *9* – простирание сейсморазрыва. Цифры со знаком (+) на *А* и *Б* – амплитуда вертикального смещения взброшенного крыла в метрах; на *В* – амплитуда правостороннего смещения равна 1,5 м.

В – Тренчинг сейсморазрыва (*А* – траншея № 2, *Б* – траншея № 1, см. рис. ***А***) [Рогожин, 1996].

1 – современная почва; *2* – суглинок; *3* – белый кварцевый песок; *4, 5* – погребенные палеопочвы: *4* – твердый, *5* – рыхлый горизонты; *6* – желтый песок окобыкайской свиты миоцена; *7, 8* – плоскость сместителя сейсморазрыва: *7* – основная, *8* – дополнительная; *9* – места отбора образцов для определения абсолютного возраста (1 – 1800 ± 40 лет, 2 – 1850 ± 180 лет, 3 – 1410 ± 40 лет, 4 – 1060 ± 40 лет).

Г – Траншеи, пересекающие Хоккайдо-Сахалинский разлом в 1,5 км севернее р. Сабо [Besstrashnov, Strom, 1998].

1 – техногенные; *2* – современная почва; *3, 4* – пески; *5* – морские пески N_2–Q_1; *6* – гравелистые пески N_2–Q_1; *7* – глины N_2; *8* – плотные пески N_2; *9–13* – породы песчано-глинистого меланжа; *14* – разрывы; *15* – границы зон ожелезнения в плотных песках; *16* – слоистость, *17* – места отбора проб для абсолютного возраста; *18* – места отбора проб на палинологический анализ

Кофф и др., 2000; Кучай, Полунин, 1986; Кожурин, Стрельцов, 1995; Besstrashnov, Strom, 1998; Shimamoto et oth., 1996; Tsutsumi et oth., 2000; Стрельцов. 2005; и др.]. Большинство этих сейсмотектонических дислокаций выявлено в оперении региональных Северосахалинского, Центральносахалинского и Западносахалинского разломов.

Опубликовано несколько результатов тренчинга в зонах влияния этих региональных и трансрегиональных разломов (рис. 5.1). Документация подтверждает разнообразное и сложное строение зон сейсмотектонических дислокаций. Нередко в одной канаве вскрывается по два и более сейсмотектонических сместителя, иногда разновозрастных. В ряде случаев наблюдаются встречные смещения по отношению к ориентировке новейших рельефообразующих разрывов. Эти смещения обычно трассируются на несколько или первые десятки километров. И множественность подобных сместителей, их локальность и встречная ориентировка, очевидно, могут служить свидетельствами того, что эти дислокации возникли в результате волнового воздействия на скальные или даже рыхлые грунты, а вовсе не являются "выходом" разрывного очага землетрясения на земную поверхность.

Тем не менее, локализация групп подобных дислокаций свидетельствует об их связи с зонами влияния региональных или крупных локальных активных новейших разрывов. По-видимому, именно в таких зонах грунтовые условия наиболее благоприятны для возникновения подобных дислокаций. Но сама локализация подтверждает связь очагов сильных землетрясений преимущественно с зонами новейших разрывов в оперении магистральных разломов крупнейших сдвиговых, сбросовых и взбросо-надвиговых шовных зон данного региона.

Из сказанного следует, что современные криповые и сейсмотектонические смещения обычно не совмещаются пространственно. Криповые локализуются в сместителях активных новейших разрывов, а сейсмотектонические, связанные с сильными волновыми воздействиями, реализуются на самостоятельных новых сместителях, связанных с локальными благоприятными в соответствующий момент грунтовыми условиями в пределах очаговых зон. Поэтому рассматриваемые ниже смещения геоморфологических уровней по новейшим разрывам в подавляющем большинстве случаев сформированы именно разрывным крипом. С другой стороны, рассеянность сейсмотектонических сместителей и редкость повторных смещений по каждому из них свидетельствуют о малой вероятности возникновения и формирования сколько-нибудь крупных тектонических структур за счет подобных сейсмотектонических сдвижений горных пород.

5.2. Распространение приповерхностных разрывов

Материалы дешифрирования топоосновы и геоморфологических профилей позволили выявить на рассматриваемой территории сложную систему разрывов и флексур (вкладка). Итоговый материал концентрировался на топооснове 1 : 500 000[10]. Тем не менее, большинство предположительно активных новейших (позднеорогенных) приповерхностных разрывов со смещением неогеновых уровней от десятков и до более 100 м удалось зафиксировать. Из рассмотрения могли выпасть лишь самые короткие разрывы протяженностью в первые километры. Но, как правило, подобные разрывы малоамплитудны, т.е. практически неактивны.

По протяженности новейшие разрывы островной суши делятся на трансрегиональные – более 500 км, региональные – 500–100 км, субрегиональные – 100–70 км, локальные – менее 70 км.

Распределение разрывов по площади островной суши неравномерно (см. вкладку). В первую очередь видно, что их подавляющее большинство концентрируется в пределах мегаподнятий. Но и в пределах последних наборы кинематических типов разрывов несколько различаются.

Следует отметить особое положение Центральносахалинского трансрегионального разлома. Он пограничный между молодыми (позднеорогенными) Южнокамышовым и Центральнокамышовым мегасводами на западе и расположенными восточнее Аниво-Сусунайской и Тымь-Поронайской мегавпадинами. Его трансрегиональность подтверждается тем, что он пересекает границу структур 2-го порядка – Южносахалинского и Центральносахалинского сегментов.

Большинство региональных разрывов расположено на границах блоковых структур 4–5-го порядков.

а. Южнокамышовое мегаподнятие

В пределах Южнокамышового мегаподнятия зафиксирован только один субмеридиональный региональный разрыв. Он тянется от пос. Яблочного до мыса Кузнецова и назван Яблочно-Кузнецовским. По характеру извилистости в плане это типичный взбросо-надвиг (возможно, козырькового типа). Ограничивает с востока краевую гряду поднятий.

Все остальные структуры мегасвода разных порядков разграничены локальными разрывами или флексурами. Последние наиболее широко развиты в центральной и южной относительно опущен-

[10] На карте использована векторная топооснова масштаба 1:1 000 000. Поэтому в ряде случаев изображенные на ней разрывы не получили адекватного орографического отражения.

ных частях мегасвода. Нередко флексуры располагаются на продолжении разрывов. В отдельных случаях не исключено, что флексуры осложнены малоамплитудными разрывами.

На юго-востоке мегаподнятия распространены циркообразные сбросы и дугообразно изогнутые флексуры, ограничивающие краевые блоки отседания.

б. Центральнокамышовое мегаподнятие

Центральнокамышовое мегаподнятие является гораздо более дифференцированной мегаструктурой по сравнению с Южнокамышовым. В его строении участвует четыре региональных разрыва, служащих ограничениями блоковых структур 4-го порядка. Два северных региональных разрыва – Северокамышовый и Восточноалександровский представляют собой сбросы. Западнокамышовый разрыв (он ограничивает с запада Камышовый хребет) на севере представлен взбросо-надвигом с восточным наклоном сместителя, а южнее – типичным сбросом. Восточнокамышовый разрыв (ограничивает тот же хребет с востока) трассируется как типичный взбросо-надвиг с наклоном сместителя к западу.

В средней, наиболее приподнятой части мегасвода, отмечено три субрегиональных разрыва. Два восточных из них – сбросы, а западный (ограничивающий с востока Углегорский хребет) трассируется как типичный взбросо-надвиг с наклоном сместителя к западу.

Большинство региональных и субрегиональных разрывов ограничивает протяженные цепи грабенообразных впадин. При этом впадина между Углегорским субрегиональным и Западнокамышовым региональным разрывами, очевидно, должна рассматриваться в качестве рампового грабена.

Среди локальных разрывов подавляющее большинство относится к сбросам. В обрамлении поднятых крыльев региональных разрывов встречаются отдельные циркообразные сбросы. Флексуры присутствуют только на окончаниях мегасвода.

Таким образом, разрывные сети Центральнокамышового и Южнокамышового мегаподнятий существенно различаются. Очевидно, с нарастанием высоты мегасводов в них увеличивается число региональных и субрегиональных разрывов и сокращается количество флексурных сочленений.

в. Аниво-Сусунайская мегавпадина

Аниво-Сусунайская мегавпадина делится Ключевским субрегиональным надвигом на западную Углезаводскую приподнятую ступень и расположенную восточнее Сусуя-Такойскую впадину. Этот надвиг, очевидно, состоит из двух локальных сегментов – Апреловского и Покровского. Кроме того, у него отмечается довольно сложное западное оперение.

Вполне вероятно, что Ключевской надвиг является оперяющим по отношению расположенной здесь части Центральносахалинского трансрегионального разрыва.

г. Тымь-Поронайская мегавпадина

Тымь-Поронайская мегавпадина характеризуется присутствием большого числа флексурных сочленений вдоль западной части Поронайской впадины (в пределах Западнопоронайской зоны прибортовых структурных ступеней). В Тымской зоне дифференцированных структур наряду с флексурными сочленениями развиты локальные сбросы, но здесь практически полностью отсутствуют сбросы циркообразные.

д. Сусунайско-Тонинское мегаподнятие

Сусунайско-Тонинское мегаподнятие отделено от Аниво-Сусунайской мегавпадины единственным Сусунайским субрегиональным сбросом меридионального простирания. Его поднятое крыло сопровождается несколькими циркообразными сбросами. Последние широко развиты и по другим бортам Сусунайского и Тонино-Анивского поднятий. Юг Тонино-Анивского поднятия буквально "изъеден" циркообразными сбросами и постепенно распадается на цепь изолированных локальных поднятий. В пределах Корсаковской ступени и Тунайчинского прогиба широко представлены флексурные сочленения локальных блоков.

е. Восточносахалинское мегаподнятие

Восточносахалинское мегаподнятие включает три региональных разрыва и два субрегиональных. Большинство из них ограничивает крупнейшие в мегаподнятии структуры 4-го порядка. Так, Луньская цепь грабенов с запада и востока ограничена региональными разрывами, различными по морфологическому типу и плановой конфигурации. Западнолангерийский разрыв по характеру извилистости своего выхода на земную поверхность (особенно между р. Чамгу и устьем р. Малого Лангери) может считаться типичным взбросо-надвигом. Восточнолангерийский разрыв в северной части более похож на сброс. В южной же он приобретает извилистость, более присущую надвигам. И здесь, как отмечено выше, в верховьях р. Оленьей бурением зафиксирован надвиг с горизонтальной амплитудой более 0,5 км. Сочетание этих двух региональных разрывов сближает Луньскую цепь грабенов с шовно-депрессионными структурами.

Третий региональный разрыв – Пограничный ограничивает с запада одноименную цепь грабенов. Отсутствие явной извилистости в плане сближает этот разрыв со сбросами. На восточном борту Пограничной цепи впадин развита серия различно ориентированных локальных сбросов.

Луньско-Набильское поднятие с запада ограничено субрегиональным Западнонабильским сбросом. Изломы в его плановом рисунке указывают на то, что он образовался от слияния нескольких локальных разрывов. На юге этот разрыв причленяется к другому субрегиональному сбросу – Белореченскому, который также исходно состоит из нескольких локальных сбросов.

Поднятые крылья практически всех региональных и субрегиональных разрывов сопровождаются циркообразными сбросами. Подобные сбросы развиты и в краевых частях Северонабильского поднятия, а также по восточному краю южной части мегаподнятия.

Флексурные сочленения развиты преимущественно на северной, северо-восточной и юго-западной периферии мегаподнятия.

ж. Северосахалинская область

В Северосахалинской области выделяется один региональный Северосахалинский сбросо-сдвиг меридионального простирания. К западу от него расположен ряд локальных разрывов и сбросов. Сбросы преобладают на юге области, а флексуры на севере. Те и другие осложняют относительно узкие цепи поднятий. Последние часто распадаются на обрамленные очень короткими сбросами небольшие выступы, морфологически схожие с развитыми на юге Тонино-Анивского полуострова и полуострова Терпения.

з. Шмидтовское мегаподнятие

Шмидтовское мегаподнятие расчленено на блоки сложной системой локальных сбросов. В центральной и южной его частях присутствуют флексурные сочленения. Циркообразные сбросы развиты преимущественно на северо-западе мегаподнятия.

5.3. Региональные шовные зоны (постановка проблемы)

Наиболее крупными и активными в пределах острова и опасными для важнейших инженерных сооружений, например трасс нефтегазопроводов, принято считать Северосахалинскую зону с активными сдвиговыми и сбросовыми смещениями, некоторые элементы Срединносахалинской зоны со сдвиговыми и взбросовыми смещениями и зону Центральносахалинского разлома с преобладанием взбросо-надвиговых и реже сдвиговых смещений. Все эти зоны обладают значительной (до первых десятков километров) шириной и целым рядом разрывных сместителей, в том числе активных. Однако геологические, геоморфологические и геофизические материалы во многом неоднозначны и недостаточны. Поэтому существующие представления нуждаются в обсуждении.

а. Основные существующие представления

Представления о субординации, трассировке, возрасту и ориентировке смещений крупнейших разрывных структур даже на островной суше Сахалина разноречивы [Рождественский, 1982, $1987_{1,2}$; Рогожин, 1996; Харахинов и др., 1984; и др.].

Так, Северосахалинский разлом (или система разломов, по В.С. Рождественскому) на Северном Сахалине иногда относится к Хоккайдо-Сахалинской системе разломов (Е.А. Рогожин). Не всеми выделяется Срединносахалинский разлом, обычно трассируемый в виде кулисной системы крупных разрывов – Невско-Первомайского, Давыкского, Верхнепильтунского сегментов [Рогожин, 1996]. Следует отметить, что одни исследователи считают субмеридиональные разломы Сахалина преимущественно правыми сдвигами [Рождественский, 1982], а другие – преимущественно левыми сдвигами [Уткин, 1980; Гололобов, 1981].

Как отмечают В.С. Рождественский [1982, 1984], О.А. Мельников [1987] и другие исследователи, субмеридиональные разломы Западного Сахалина обычно считаются взбросо-надвигами. О сдвиговых смещениях свидетельствуют, по-видимому, резкие различия в строении приразрывных зон и направлениях движений крыльев вдоль их сегментов с разным простиранием.

Центрально-Сахалинский (Тымь-Поронайский) крутой (падение сместителя около 60° на запад) взбросо-надвиг [Козырев, 1956; Козырев и др., 1960; Соловьев, Ганешин, 1971; Занюков, 1971; Рождественский, 1976] фиксируется гравитационной ступенью и уступами в поверхности Мохоровичича и Конрада, а также преломляющими границами внутри осадочной толщи [Александров, Занюков, 1969_1]. Эта зона рассматривается как крупный структурный шов, разграничивающий структурно-фациальные зоны с различной мощностью осадков верхнемелового и кайнозойского возраста и сопровождающийся магматическими, грязевулканическими и рудными проявлениями [Александров, 1973; Рождественский, 1969]. По данным С.Д. Гальцева-Безюка [1971, с. 117], "зона приразломной складчатости Тымь-Поронайского взбросо-надвига в поле распространения третичных отложений достигает 7–10 км". По В.С. Рождествен-

скому, в более северных районах на участках с северо-западным простиранием Центрально-Сахалинский (Тымь-Поронайский) разлом хорошо выражен в виде сравнительно узкой, шириной 1–2 км, полосы субмеридиональных взбросов и надвигов. На таких участках выведены на поверхность блоки нижнемеловых отложений. Основной разлом зоны представляет собой взброс или надвиг меловых отложений на неогеновые, которые смяты в узкие сжатые и опрокинутые на восток складки.

На участках с северо-восточным простиранием ширина зоны разлома увеличивается до 5–10 км. Между меловыми и третичными отложениями обычно наблюдается стратиграфический контакт, а основной разлом зоны проходит в поле меловых отложений. Третичные отложения образуют флексурные перегибы, а вдоль основной зоны разлома наблюдаются протяженные пояса даек ранне- и среднемиоценовых долеритов, диоритов и среднемиоценовые эруптивные центры, а также грязевые вулканы. Таким образом, по В.С. Рождественскому, сегменты разлома, обладающие северо-восточным простиранием, соответствуют зонам ранне- и среднемиоценового растяжения, а отрезки с северо-западным простиранием – зонам сжатия, что характерно для правых сдвигов. Об этом же свидетельствуют S-образные изгибы эшелонированных (правая кулисность) складок, расположенных между Тымь-Поронайским и Западно-Сахалинским разломами.

В пределах Сусунайского прогиба Ключевская зона разломов, разделяющая Углезаводскую ступень и Сусуя-Такойскую грабенообразную впадину, представлена, по В.К. Кучаю [1987], серией подставляющих друг друга надвигов. Эта зона расположена в 3–7 км восточнее зоны Центрально-Сахалинского разлома. Сместитель входящего в Ключевскую зону Апреловского надвига на междуречье рек Сусуи и Владимировки обнажен в районе выхода р. Апреловки из предгорий в Сусунайскую долину и под углом 15–20° наклонен на запад. По нему в аллохтоне на автохтонные аллювиальные галечники анивского комплекса р. Апреловки и озерные глины, залегающие горизонтально, надвинуты крутопадающие в юго-западном направлении глины и рыхлые конгломераты маруямской свиты (N_2^{2-3}). В непосредственной близости от сместителя маруямские слои стоят почти вертикально, но уже в 40–50 м западнее углы падения выполаживаются до 15–20°.

Самостоятельность Ключевской зоны не может считаться доказанной. Не исключена ее принадлежность к системе Центрально-Сахалинского разлома. Это же касается и разрывов, ограничивающих с востока Западнопоронайскую зону структурных ступеней в Тымь-Поронайской мегавпадине Центральносахалинского сегмента.

Учитывая, что "по восточному борту Центрально-Сахалинской депрессии прослеживается еще одна система разломов, фиксируемая геоморфологически... и по эффузивным проявлениям неогенового возраста", а также, что "уступы в поверхностях М и К, выявленные ГСЗ, не соответствуют строго Центрально-Сахалинской системе разломов, а располагаются примерно под осевой частью депрессии", С.М. Александров [1973, с. 37] предполагает, "что разломы восточного борта депрессии являются составной частью Центрально-Сахалинской системы разломов, которая таким образом имеет ширину 10–20 км".

В первую очередь, "разноголосица" приведенных выше представлений обусловлена тем, что обычно делается попытка свести в единую схему разновозрастные структурные элементы. Но, как показано выше, даже в пределах новейшего этапа геологического развития существовала значительная перестройка структурного плана. Соответственно, даже длительно развивавшиеся крупнейшие разрывные нарушения могли существенно изменять свои параметры. Поэтому, например, данные о миоценовых смещениях и новообразованиях могут не совпадать с современным состоянием даже в целом унаследованно развивавшихся структур.

Вторым важным обстоятельством является необходимость единого рассмотрения всего комплекса региональных разрывных структур, осложняющих и ограничивающих современный островной блок Сахалина. Для этого следует привлечь материалы по строению его шельфов.

Важным фактором геологического строения и развития Сахалинского блока, очевидно, является его принадлежность островной дуге и присутствие так называемых "сквозных" разрывных структур, которые прослеживаются, например, на о. Хоккайдо. Но такие структуры следует дифференцировать по возрасту. Одни из них действительно будут активными на всем своем протяжении и могут считаться трансрегиональными. Другие окажутся обновленными фрагментарно. Они при своей очевидной трансрегиональности в широком возрастном диапазоне на современном этапе геологического развития должны быть разделены на активные и пассивные или отмершие сегменты.

При подобной дифференциации в ряде случаев может оказаться, что отдельные сегменты крупнейших разрывных нарушений будут различаться по строению, истории развития и современной активности. Это также следует принимать во внимание при определении протяженности и порядка структурного элемента в схеме новейшего (позднеорогенного) неотектонического районирования.

Перечисленные подходы позволят по-новому охарактеризовать строение и структурное положение современного Сахалинского блока. Они могут изменить традиционную схему трассировки зон ВОЗ и оценку сейсмичности отдельных частей рассматриваемого региона. Но эти данные не повлияют значительно на характеристику современ-

ной активности разрывных нарушений в пределах островной суши. Поэтому они будут рассмотрены после глав, касающихся активности разрывов и их опасности для строительства.

6. Краткая итоговая характеристика основных шовных зон

Как отмечено выше, крупнейшие новейшие разломы островной суши делятся по протяженности на трансрегиональные, региональные и субрегиональные.

Наиболее крупный Центральносахалинский **трансрегиональный разлом** трассируется через Центральносахалинский и Южносахалинский сегменты на о. Хоккайдо. Однако на самом юге Сахалина он теряет свою позднеорогенную активность (см. вкладку). Поэтому между его Сахалинским и Хоккайдским активными сегментами наблюдается неунаследованный фрагмент. Это обстоятельство подчеркивает самостоятельность Сахалинского и Хоккайдского блоков в Хоккайдо-Сахалинской островной дуге.

Региональные разрывы развиты преимущественно в мегаподнятиях Центральносахалинского сегмента. В Центральнокамышовом мегаподнятии присутствует четыре таких разрыва представленных сбросами и взбросо-надвигами, а в Восточносахалинском мегаподнятии – три сбросо-взброса, лишь на коротких участках переходящих в взбросо-надвиги.

Формально к региональным разрывам должен относиться и Северосахалинский сбросо-сдвиг в Северосахалинском сегменте. Но, как показано ниже, есть основания для продолжения его к югу и переводу данной разрывной структуры в трансрегиональную категорию.

В Южносахалинском сегменте к категории региональных тяготеет Сусунайский сброс с учетом его продолжения в акватории зал. Анива.

Близка по протяженности к региональным структурам Нышско-Набильская флексурно-разрывная, в значительной мере погребенная шовная зона на сочленении Центральносахалинского и Северосахалинского сегментов.

Специфические **субрегиональные** разрывные образования развиты в Восточносахалинском мегаподнятии. Здесь пары разрывов, ограничивающие протяженные грабены могут рассматриваться в качестве элементов шовно-депрессионых зон (Лангерийской и Пограничной).

Вероятно, к субрегиональным разрывным структурам следует относить и сложную Ключевскую зону разломов. Но она, скорее всего, должна рассматриваться и в качестве оперения Центральносахалинского трансрегионального разлома.

Из вышеизложенного ясно, что окончательное представление о расположении и иерархии крупнейших разрывных структур Сахалина можно будет составить после рассмотрения его шельфовой периферии (см. главу 8).

Глава 6

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ НОВЕЙШИХ РАЗРЫВОВ

В подавляющем большинстве регионов изучение криповой активности новейших разрывов опирается главным образом на геолого-геоморфологические материалы. Но при этом измеряются смещения, произошедшие за длительные (геологические) отрезки времени, не соизмеримые с продолжительностью службы инженерных сооружений. И нельзя (поскольку в течение длительной истории развития вполне возможны встречные, взаимно компенсирующие движения) гарантировать, что средняя интенсивность (скорость) геологических смещений будет соответствовать современной скорости разрывных смещений. Для оценки современных разрывных движений необходимо делать дополнительные расчеты. Только небольшая часть разрывов бывает пересечена региональной нивелирной сетью, где материалы повторных измерений могут дать более определенные сведения о собственно современных тектонических движениях. Однако геодезические реперы не всегда распределены таким образом, чтобы охарактеризовать относительные перемещения крыльев активного разрыва. Чаще между смежными реперами оказывается несколько структур, и вклад каждой из них в относительное смещение этих реперов остается не выясненным. Наиболее полное представление о современных разрывных смещениях удается получить на специальных геодинамических полигонах, где измерения были нацелены на решение именно данной задачи.

В пределах Сахалина существует довольно густая региональная нивелирная сеть и расположен ряд геодинамических полигонов. Поэтому здесь возможно сравнить результаты всех трех упомянутых выше типов измерений разрывных тектонических смещений.

6.1. Геолого-геоморфологические материалы

Анализ геолого-геоморфологических материалов предусматривает ряд последовательных операций: определение поэтапных смещений, оценку средних скоростей разрывных смещений, анализ тенденций изменения средних скоростей разрывных смещений, расчет "приведенных" скоростей и ожидаемых смещений за срок службы проектируемого инженерного сооружения.

Целесообразно кратко остановиться на методике проведения перечисленных операций и результатах применения этих методик в рассматриваемом районе.

а. Определение поэтапных смещений

Определение поэтапных смещений включает следующее.

1) Оценку смещения по разрыву геоморфологических уровней, откартированных на геолого-геоморфологических или геоморфологических профилях. В данном случае могут быть оценены только вертикальные смещения. Точность всех измерений определяется качеством топографической основы, степенью сохранности геоморфологического уровня и вертикальным масштабом анализируемого геоморфологического профиля. В данном случае точность оценки амплитуд обычно не превышает 10 м.

Результаты исходных измерений приведены в табл. 6.1. Они фиксируют амплитуды разрывных движений за период с момента завершения формирования конкретного геоморфологического уровня до современности. Величины смещений обычно 10–200 м и лишь в редких случаях до 300–400 м.

2) При наличии результатов смещения двух и более геоморфологических уровней разность их амплитуд даст амплитуду смещения за более короткий этап (табл. 6.2). В результате появляется возможность оценить величины поэтапных смещений для подразделений предложенной стратиграфической схемы (см. табл. 2.7). Амплитуды поэтапных вертикальных разрывных смещений обычно не превышают 100 и в единичном случае достигают 200 м (у взбросо-надвига).

Особый интерес представляет анализ степени равномерности вертикальных смещений по разрывам региональной группы (табл. 6.3).

Таблица 6.1

Амплитуды вертикальных разрывных смещений

Индекс профиля	Разрыв		Амплитуда смещения геоморфологических уровней, м				
	Индекс на профиле	Тип	Сусунайский, N_{1-2}	Маруямский, N_2^2	Бачинский, E	Северосахалинский, Q_1	Q_2
1	2	3	4	5	6	7	8
Поперечные профили							
I	1	C				80	
	2	B			50	40	
	3	C			50	40	
	4	C			100		
	5	C			60		
	6	C			40		
	7	C			60		
	8	C			70		
	9	C			40		
	10	C			70		
	11	C			60		
II	1	C				40	
	2	B		40			
	3	C		140	120		
	4	C		(80)	80		
	5	C		90			
	6	C		(100)	100		
	7	B ?			130		
III	1	B			50	30	
	2	C			40		
	3	B		90			
	4	C			>60		
	5	C			30		
	6	C			40		
	7	C			40		
	8	C			60	40	
	9	C				110	
	10	C				80	
IV	1	C		40			
	2	C		80			
	3	C		90	70		
	4	C			140		
	5	H			40		
	6	H			>70		
	7	C			>130	>60	
	8	C			90		

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
IV	9	C	130				
	10	C	100				
	11	C	(170)	170			
	12	C	80				
	13	C				70	
V	1	C		100	40		
	2	C		(110)	110		
	3	C		130	100		
	4	C		130	100		
	5	C		60			
	6	C		100			
	7	C		180	150		
	8	C		70	50		
	9	C			(130)	130	
	10	B				40	
	11	H				>100	
	12	C			>250	>150	
	13	C			90		
	14	C			160	110?	
VI	1	C				100	
	2	C			70		
	3	C			50		
	4	C			35		
	5	C			80		
	6	C			200	130	
	7	C			(70)	70	
	8	C			160	80	
	9	C				60	
	10	C			90		
	11	B					70
	12	C				>100	40
	13	C			230	200	
VII	1	C			120		
	2	C			140	80	
	3	C			25		
	4	ЦС			20		
	5	C			60		
	6	C			180		
	7	C			160		
	8	C			160		
	9	C			50		

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
VII	10	C			140		
	11	C				200	
	12	C				150	110
	13	C			200	150	
	14	B			170		
	15	C				90	
VIII	1	C		(80)	80		
	2	C				50	
	3	C				110	
	4	C			60	50	
	5	C			80	40	
	6	C				100	
	7	C				200	180
	8	C			100		
	9	C				160	
	10	B ?				110	
IX	1	ЦС			(80)	80	
	2	C			80		
X	1	C			60	50	
	2	C			50		
	3	C				100	
XI	1	C			70		
	2	C			60		
	3	C			50		
	4	C			(60)	60	
XII	1	C			60		
	2	C			100		
	3	C			40		
	4	B–H				60	
	5	B–H				>60	
XIII	1	C			150		
	2	B				70	
	3	H				100	60?
	4	C				>200	100?
	5	C			230		
XIV	1	C			40		
	2	C			30		
	3	C			70		
	4	C			70		
	5	C				40	
	6	B				60	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
XIV	7	Н				>130	
	8	ЦС				120?	
	9	ЦС			100		
	10	С				120	
	11	С				60	
	12	С			130	90	
	13	ЦС					50
	14	С ЦС?					80
XV	1	С			70		
	2	С			60		
	3	С			160		
	4	С			70		
	5	С			70		
	6	Н		150	110		
	7	В?			160?		
	8	В?				140	
	9	С			80		
	10	С			100		
XVI	1	С			80		
	2	С				80	
	3	С				60	
	4	С			50		
	5	С				120	
	6	С				100	
	7	С				80	
	8	В				170	
XVIII	1	В			35		
	2	С			140	70	
	3	С			110		
	4	С			130	90	
	5	С			150	90	
	6	С			30		
	7	В			190	150	
XIX	1	С			(70)	70	
	2	С			80		
	3	С			140		
	4	С			110	80	
	5	С			190	160	
	6	С				50	
XX	1	С				90	
	2	С			70	60	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
XX	3	ЦС			100		
	4	С			60		
	5	С			130		
	6	С		90			
	7	Н				110	
	8	С				90	
	9	С				80	
	10	С				80	
	11	В–Н				110	
XXI	1	С			120		
	2	С			110		
	3	С			120	90	
XVII	1	С			120	100	
	2	С			140		
	3	С			230	170	
	4	С			90		
	5	В		140	110		
	6	С			70		
	7	С			110	90?	
	8	С			50		
	9	С			220		
	10	С			330	240?	
	11	В–Н				70	
XXII	1	С		100			
	2	С		80			
	3	С		170	100?		
	4	С		(50)	50		
	5	С				100	
	6	В–Н				50	
XXIII	1	С			200		
	2	В–С			120		
	3	С			160		
	4	С			100		
	5	С			100		
	6	С			50		
	7	С			(60)	60	
	8	С			130		
	9	В			130		
	10	С			240	220	
	11	С			130		
	12	С			200	180	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
	13	C (B?)			(180)	180	
	14	C			100		
	15	C			190		
	16	C			140		
XXIII	17	C			170		
	18	C				60	
	19	C				120	
	20	C			230	80	
	21	C				80	
	22	B–H			120		
	23	B–H			>400	>200	60
	1	ЦС				90	
	2	ЦС				110	
	3	B			80		
	4	C			160	110	
	5	C			80		
	6	C			50		
	7	C			60		
	8	C			120		
	9	C			120		
	10	C			90		
	11	C			170		
	12	C			70		
	13	C			70		
XXIV	14	C			70		
	15	C			120		
	16	C			90		
	17	C				130	
	18	C				200	
	19	C				80	
	20	C			220		
	21	B–H			280		
	22	B–H				220	
	23	C?					120
	24	C				50	
	25	C			210	160	
	26	C		140			
	27	C		100			
	28	C					100
	29	C					180
	30	C					120
	31	C				90	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
XXIV	32	С				300	
	33	С				200	
	34	С				50	
	35	С				90	
	36	ЦС					80
	37	С (ЦС)					50
XXV	1	С			120		
	2	С		110	70		
	3	С			110		
	4	С			100		
	5	С			130		
	6	С			160		
	7	С			130		
	8	С			70		
	9	С			70		
	10	С		130			
	11	С			200		
	12	С			50		
	13	С			60		
	14	С			150		
	15	С			120		
	16	С			110		
	17	С				210	
	18	С				40	
	19	В–Н				70	
	20	В–Н				>250	~ 150
	21	С				150	
	22	С			60		
	23	С			110		
	24	С		60			
	25	С		80	70	50	
	26	В–Н			160		
	27	С			120		
XXVI	1	С			130		
	2	С				60	
	3	С			(80)	80	
	4	С			80		
	5	С			70		
	6	С			70		
	7	В–Н			130		
	8	В–Н				130	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
XXVI	9	С				110	
	10	С			60		
XXVII	1	ЦС			100		
	2	С			90		
	2а	С			80		
	3	С			(140)	140	
	4	С			80		
	5	С			150	120	
	6	С			170	140	
	7	С				100	
	8	ЦС		70			
	8а	С		40			
	9	С		50			
	10	С			100		
	11	С			60		
	12	С				90	
	13	С				50	
	14	С				80	
	15	С				190	
	16	С				180	
	17	С			40		
	18	С			90		
	19	С		200	160		
	20	С		180			
	21	С			(100)	100	
	22	С			210	160	
	23	С		200	160		
	24	С			90		
	25	С			70		
	26	С			120		
	27	С			180		
	28	С			150		
	29	С				150	
	30	ЦС				90	
	31	С				110	
XXVIII	1	С					40
	2	С			70		
	3	С			70	40	
	4	С			80	40	
	5	С				100	
	6	С				40	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
XXVIII	7	С				100	
	8	С				140	
	9	ЦС			40		
	10	С			150	120	
	11	С			80	60	
	12	С			80		
	13	С			90		
	14	ЦС			120		
	15	С				150	
XXIX	1	С				60	
	2	С				90	
	3	С			90		
	4	С			60		
	5	С				90	
	6	С			60		
	7	С				60	
	8	С					40
	9	С					
XXX	1	С				150	
	2	С			110		
	3	С				60	
	4	С				70	
	5	С			60		
	6	С				70	
	7	С			100		
	8	С			100		
	9	В					
	10	СД					
	11	СД					
Продольные профили							
А	1	С			80		
	2	С			30		
	3	С			60		
	4	С		60			
	4а	С		50	35		
	5	С		60			
	6	С		80			
	7	С			40		
	8	С		160			
	9	С			70		
	10	С			100		

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
	11	C			60		
	12	C		50			
	13	C		50			
	14	C				40	
	15	C			150		
	16	C			50		
	17	C				50	
	18	C				60	
	19	C			80		
	20	C			120		
	21	C				100	
	22	B				60	
	23	C				90	
	24	C				100	
	24a	C			100		
	25	C		290	210		
	26	C			130		
	27	C			100		
	28	C			60		
A	29	C			130		
	30	C		160	120		
	31	C			80		
	35	C			70		
	36	C			130		
	37	C			90		
	38	C			60		
	39	C			60		
	40	C		70			
	41	C		100			
	42	C		60	45		
	43	C				100	
	44	C				70	
	45	C		150	120		
	46	C		120	60		
	47	C		90	70		
	48	C			160		
	49	C			100		
	50	C			70		
	51	C			200	110	
	52	C		180	130		
	53	C			100		

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
	54	C			180		
	55	C		(90)	90		
	56	C		90	60		
	57	C			90		
	58	C			140		
	59	C		100			
	60	C			170		
	61	C			150		
	62	C			130		
	63	C			170		
	64	C			130		
	65	C			70		
	66	C			80		
	67	C			120		
	68	C			180		
	69	C			90		
	70	C		110			
	71	C		130			
	72	C		110	80	60	
	73	C			140		
	74	C			150		
A	75	C			60		
	76	C			170		
	77	C			140		
	78	C			150		
	79	C			80		
	80	C		150			
	81	C			120		
	82	C			90		
	83	C		110			
	84	C		120	100		
	85	C			90		
	86	C			30		
	87	C		90			
	88	C		60			
	89	C			100		
	90	C			110		
	91	C				60	
	92	C				70	
	93	C				100	
A_1	1	C				70	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
	2	C			80		
	3	C			100		
	4	C		120			
	4a	C			80		
A_1	5	C		50			
	6	C		100			
	7	C		80			
	8	C		50			
	9	C			50		
	1	C			60		
	2	C			70		
A_2	3	C		70			
	4	C			50		
	5	C		230	200		
	1	C				80	
	2	C			120		
	3	C			100		
	4	C				50	
	5	C				60	
A_3	6	C			80		
	7	C			90		
	8	C		140			
	9	C			140		
	10	C			130		
	11	C				110	
	12	C				60	
	1	C					100
	2	C		70	55	40	
A_4	3	C			120	100	
	4	C				70	
	5	C			40		
	6	C			100		
	1	C				90	
	2	C			130	100	
	3	C			160	100	
	4	C			200	170	
A_5	5	C			90		
	6	C			90		
	7	C		190	110		
	8	C			150		
	9	C			90		

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
	10	С		60			
	11	С			130	120	
	12	С		100			
	13	С			80		
	14	С			100		
	15	С			160		
	16	С			150		
A_5	17	С			110		
	18	С			140		
	19	С			150		
	20	С		100	70		
	21	С		(60)	60		
	22	С			100		
	23	С			80		
	24	С		150	100		
A_6	1	С			160		
	2	С			130	100	
	1	С		90	70		
	2	С			200		
	3	С				110	
	4	С				80	
A_7	5	С			80		
	6	С			170		
	7	С			90		
	8	С			70		
	9	С				100	
	10	С			60		
	1	С			200	70?	
	2	С		180			
	3	С–В			150	100	
	4	С				60	
	5	С			100		
	6	С		80			
Б	7	С			60		
	8	С			70		
	9	С		90	60		
	10	С		110			
	11	С			50		
	12	С		120			
	13	С			80		
	14	С				>180	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
$Б_1$	1	С			30		
	2	С			70		
	3	С			50		
	4	С			90		
	5	С			40		
	6	С			190	160	
$Б_2$	1	С			110		
	2	С			70		
	3	С			30		
	4	С			30		
	5	В–Н		140	100		
	6	С		100			
	7	С	280	200			
В	1	С			70		
	2	С			120	100	
	3	С				60	
	4	С				50	
	5	С			120		
	6	С			50		
	7	С			80		
	8	С			50		
	9	С			100		
	10	С		110	80		
	11	С		130	80		
	12	С		70			
	13	С			90		
	14	С			20		
	15	С					
	16	С			130		
	17	С			70		
	18	С			50		
Г	1	С					50
	2	С					50?
	3	С					50?
	4	С					70
	5	С				90	
	6	С				100	
	7	С				90	70
	8	С				40	
	9	С				130	
	10	С				110	

Таблица 6.1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
	11	C				140	90
	12	C				50	
	13	C				70	
	14	C			100		
	15	C				80	
	16	C				70	
	17	C				80	
	18	C			140	100	
	19	C			160	140	
	20				100		
Г	21	C		210	140		
	22	C		130			
	23	C		50	20		
	24	C		60			
	25	C		180	110?		
	26	C		140	90		
	27	C		60			
	28	C			110		
	29	C			100		
	30	C				190	
	31	C				150	
	32	C			70	60	40
	1	C			(120)	120	
	2	C			180	120	
	3	C			160	90	
	4	C			180	120	
	5	C			80		
	6	C		170			
$Г_1$	7	C		120			
	8	C		80			
	9	C		70	50		
	10	C		150	100?		
	11	C			100		
	12	C		110	60		
	13	C				130	
	14	C				80	
	1	C		400	250		
	2	C		130	100		
$Г_2$	3	C		70	50		
	4	C		200	170		
	5	C		160			

Таблица 6.1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
$Г_2$	6	С			110		
	7	С–Ф				40?	
	8	С				100	
	9	С				80	
	10	С			100	80	
	11	С			80		
	12	С			120		
	13	С			50		
	14	С			80	50	
	15	С			130	90	
	16	С			120	90	
	17	С				40	
$Г_3$	1	С			100		
	2	С					90

Примечание. С – сброс, ЦС – циркообразный сброс, В – взброс, Н – надвиг, Ф – флексура, СД – сдвиг.

Таблица 6.2

Амплитуды (a) и скорости (v) поэтапных вертикальных разрывных смещений

Индекс профиля	Разрыв		Амплитуды (м) и средние скорости (мм/год)разрывных смещений							
	Индекс на профиле	Тип	Маруямский, N_2^2		Бачинский, Е		Северосахалинский, Q_1		Q_2	
			a	v	a	v	a	v	a	v
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I	2	С					10	0,025		
II	3	С			20	0,025				
III	1	С					20	0,05		
	8	С					20	0,05		
IV	3	С			20	0,025				
	7	Н					~70	~0,175		
V	1	С			60	0,075				
	3	С			30	0,0375				
	7	С			30	0,0375				
	8	С			20	0,025				
	12	В?					~10	~0,25		
	14	С					~50	~0,125		
VI	6	С					70	0,175		
	8	С					80	0,2		
	12	С							~60	0,6
	13	С					30	0,075		
VII	2	С					60	0,15		
	13	С					50	0,125		

Таблица 6.2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
VIII	5	C					40	0,1		
	7	C							~20	0,2
X	1	C					10	0,025		
XIII	3	H							~40	~0,4
	4	C							~100	~1
XIV	12	C					40	0,1		
XV	6	B			40	0,05				
XVII	1	C					20	0,05		
	3	C					60	0,15		
	7	C					~20	~0,05		
	10	C					~90	~0,225		
XVIII	2	C					50	0,125		
	4	C					40	0,1		
	5	C					60	0,15		
	7	C					40	0,1		
XIX	4	C					30	0,075		
	5	C					30	0,075		
XXI	3	C					30	0,075		
XXII	3	C			~70	~0,0875				
XXIII	10	C					20	0,05		
	12	C					20	0,05		
	20	C					50	0,125		
	23	B–H					200	0,5	~140	~1,4
XXIV	4	C					50	0,125		
	25	C					60	0,15		
XXV	2	C			40	0,05				
	20	B–H							~100	~1
	25	C			10	0,0125	20	0,05		
XXVII	5	C					30	0,075		
	6	C					30	0,075		
	19	C			40	0,05				
	22	C					50	0,125		
	23	C			40	0,05				
XXVIII	3	C					30	0,075		
	4	C					40	0,1		
	10	C					30	0,075		
	11	C					20	0,05		
A	4a	C			15	0,01875				
	25	C			80	0,1				
	30	C			40	0,05				
	41	C			15	0,01875				

Таблица 6.2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
А	45	С			30	0,0375				
	46	С			60	0,075				
	47	С			20	0,025				
	51	С					90	0,225		
	52	С			50	0,0625				
	56	С			30	0,0375				
	72	С			30	0,0375	20	0,05		
	84	С			80	0,1				
$А_2$	5	С			30	0,0375				
$А_4$	2	С			15	0,01875	15	0,0375		
	3	С					20	0,05		
$А_5$	2	С					30	0,075		
	3	С					60	0,15		
	4	С					30	0,075		
	7	С			80	0,1				
	11	С					10	0,025		
	2	С			30	0,0375				
	24	С			50	0,0625				
$А_6$	2	С					30	0,075		
$А_7$	1	С			20	0,025				
Б	1	С					~30	~0,075		
	3	С–В					50	0,125		
	9	С			30	0,0375				
$Б_1$	6	С					30	0,075		
$Б_2$	5	В–Н			40	0,05				
	7	С	80	0,04						
В	2	С					20	0,05		
	10	С			30	0,0375				
	11	С			50	0,0625				
Г	7	С							20	0,2
	11	С							50	0,5
	18	С					40	0,1		
	19	С					20	0,05		
	21	С			70	0,0875				
	23	С			30	0,0375				
	25	С			~70	~0,0875				
	26	С			50	0,0625				
$Г_1$	2	С					60	0,15		
	3	С					70	0,175		
	4	С					60	0,15		
	9	С			20	0,025				

Таблица 6.2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$Г_1$	10	С			~50	~0,0625				
	12	С			50	0,0625				
$Г_2$	1	С			150	0,1875				
	2	С			30	0,0375				
	3	С			30	0,0375				
	10	С					20	0,05		
	14	С					30	0,075		
	15	С					40	0,1		
	16	С					30	0,075		

Примечание. *С – сброс; ЦС – циркообразный сброс; В – взброс; Н – надвиг.

Таблица 6.3

Амплитуды вертикальных разрывных смещений по разрывам региональной группы

Масштабные подразделения	Разрыв				Амплитуда смещения геоморфологических уровней (м)			
	Название	Тип	Индекс профиля	Индекс на профиле	Маруям-ский, N_2^2	Бачин-ский, E	Северо-сахалин-ский, Q_1	Q_2
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Трансрегиональные	Центральносахалинский	В?	II	7		130		
		В	III	3	90			
		Н	IV	5		40		
		В	V	10			40	
		В	VI	11				70
		В	XVI	8			170	
		В	VII	14		170		
		В?	VIII	10			110	
		В–Н	XX	11			110	
		В–Н	XVII	11			70	
		В–Н	XXII	6			50	
		В–Н	XXIII	23		>400	>200	60
		В–Н	XXIV	22			220	
		В–Н	XXV	20			>250	~150
		В–Н	XXVI	8			130	
		С	XXVII	12			90	
		С	XXVIII	5			100	
Региональные	Восточнохолмский	В	I	2		50	40	
		В	II	2	40			
		В	III	1		50	30	
		С	IV	1	40			
		С	V	1	100	40		

Таблица 6.3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Региональные	Западнокамышовый	С	XIX	2		80		
		С	XX	5		130		
		С	XVII	3		120	90	
		С	XXIII	7			60	
		В	XXIV	3		80		
	Восточнокамышовый	С	XIX	3		140		
		Н	XX	7			110	
		В	XVII	5	140	110		
		В	XXIII	9		130		
	Северокамышовый	С	XXIII	19			120	
		С	XXIV	19			80	
		С	XXV	14		150		
		С	XXVI	6		70		
		С	XXVII	6		170	140	
	Восточноалександровский	С	XXV	8		70		
		С	XXVI	2			60	
		С	XXVII	4		80		
	Западнолангерийский	С	XXVII	28		150		
		С	XXVIII	15			150	
	Восточнолангерийский	С	XXIV	25		210	160	
		С	XXV	24	60			
		С	XXVII	29			150	
	Пограничный	С	Г	9			130	
		С	XXIV	29				180
		С	XXV	27		120		
		С	XXII	31			110	
	Ключевская зона	Н	XIII	3			100	
		Н	XIV	7			>130	
		В?	XV	7		160?		
	Сусунайский	С	IV	7		>130	>60	
		С	V	12		>250	>150	
		В–Н	XII	4			60	

Примечание. С – сброс; ЦС – циркообразный сброс; В – взброс; Н – надвиг.

В целом эти смещения несколько более интенсивны, чем в среднем по локальным разрывам, но не отличаются существенно от максимальных величин смещений по локальным разрывам.

В указанной таблице измерения приведены в реальной последовательности пересечения каждого разрыва геоморфологическими профилями в направлении с юга на север. Большая часть смещений зафиксирована для бачинской и северосахалинской поверхностей выравнивания.

Наибольший интерес представляют смещения по трансрегиональному Центральносахалинскому разлому. Самыми представительными здесь являются деформации северосахалинского геоморфологического уровня (Q_1). Они отчетливо отражают существование, по крайней мере, двух максиму-

мов, один из которых расположен на севере Южносахалинского сегмента (профиль XVI), а второй – в середине Центральносахалинского сегмента (профили XXIII–XXV).

Для Северокамышового регионального разлома намечается три максимума вертикальных смещений (по бачинскому – Е и северосахалинскому – Q_1 уровням). Два максимума наблюдаются и для Восточнокамышового разлома (по бачинскому уровню – Е).

Если для Центральносахалинского трансрегионального разлома увеличение амплитуд смещений может связываться с общей сегментацией острова и соответствующей ундуляцией всех структур, то для менее протяженных разломов это обстоятельство, скорее, объясняется их внутренней сегментацией. Такая сегментация генетически может быть связана с наследованием первичных локальных разрывов, при объединении которых сформировались современные региональные разломы. Подобная наследуемая сегментация крупных разрывов была отмечена ранее и для внутриконтинентальных разрывов Западного Кавказа [Несмеянов и др., 2003].

6. Характеристика средних скоростей разрывных смещений

Для расчета скоростей разрывных смещений необходимо определить продолжительность каждого анализируемого этапа. Проведенный выше (см. главу 2) анализ этапности новейшего орогенеза позволил в достаточной степени округленно оценить возраст и продолжительность выделенных этапов (табл. 6.4) от нескольких миллионов до первых десятков тысяч лет.

Возможны два варианта оценки поэтапных движений. В первом варианте оцениваются скорости за интервал времени от момента завершения формирования геоморфологического уровня до современности, а во втором – скорости движений, произошедших за каждый их выделенных этапов, последовательно сменяющих друг друга. Соответственно, предложены две шкалы временны́х отрезков, для которых оцениваются скорости разрывных смещений (табл. 6.5).

Все рассчитываемые скорости движений являются средними суммарными [Несмеянов, 1971], поскольку амплитуды оценивают лишь конечный результат относительного перемещения крыльев разрыва, не учитывая взаимно компенсированных их встречных перемещений.

Средними данные скорости являются потому, что равномерно осредняются для всего анализируемого отрезка времени. Между тем, на самом деле и орогенез в целом и, очевидно, разрывные смещения носят импульсный характер, ускоряясь в относительно краткие моменты на рубежах выделяемых этапов формирования образований террасового генетического комплекса. Однако величина подобных ускорений, их продолжительность, возможность и величина затухания движений между импульсами практически не изучены.

Ниже употребляются термины "средняя скорость", или просто "скорость" разрывных смеще-

Таблица 6.4

Абсолютная продолжительность подразделений новейшего этапа геологического развития Сахалина

Подразделения новейшего этапа и эпохи формирования геоморфологического уровня					Возраст начала формирования, млн лет	Ориентировочные оценки продолжительности			
Стадии	Подстадии	Эпохи формирования				тыс. лет	млн лет		
		основных поверхностей выравнивания	террасовых уровней						
Позднеорогенная	Поздняя		Q_4		0,015	15	0,4	0,8	3,5
			Q_3	Q_3^2	0,05	35			
				Q_3^1	0,1	50			
			Q_2	Q_2^2	0,2	100			
				Q_2^1	0,4	200			
		Северосахалинская	Q_1		0,8		0,4		
	Ранняя	Бачинская	E		1,8		1,0	2,7	
		Маруямская	N_2^2		3,5		1,7		
Раннеорогенная		Сусунайская	N_{1-2}		11				7,5

Таблица 6.5

Продолжительность этапов, используемых для расчета скоростей разрывного ткрипа

Этапы	Возраст	Продолжительность в годах	
		от завершения этапа до современности	данного этапа
Сусунайский	N_{1-2}	3 500 000	7 500 000
Маруямский	N_2^2	1 800 000	1 700 000
Бачинский	E	800 000	1 000 000
Северосахалинский	Q_1	400 000	400 000
	Q_2	100 000	300 000

ний или движений. Но во всех вариантах имеются в виду именно средние суммарные скорости.

Расчет средних скоростей смещений за интервал времени, прошедший до современности с момента завершения формирования соответствующего геоморфологического уровня, возможен для всех случаев оценки амплитуд разрывных смещений этих уровней, приведенных в табл. 6.1. Такие расчеты могут делаться по мере необходимости.

Результаты оценки всех выявленных средних поэтапных скоростей разрывных смещений приведены в табл. 6.2.

в. Анализ тенденций изменения средних скоростей разрывных смещений

Для анализа общих тенденций изменения средних суммарных скоростей движений по разрывам в плиоцене и плейстоцене также возможны оба упомянутых выше варианта оценок поэтапных скоростей. Но для наглядности эти оценки целесообразно использовать применительно к средним и максимальным значениям амплитуд соответствующих смещений.

Расчет средних скоростей смещений за интервал времени, прошедший до современности с момента завершения формирования соответствующего геоморфологического уровня, представлен в табл. 6.6. В ней средние амплитуды реальных смещений для большинства геоморфологических уровней близки к 100 м и только для среднечетвертичного уровня снижаются до 80 м. В результате наблюдается отчетливое нарастание к современности средних значений скоростей от 0,029 до 0,8 мм/год и максимальных их значений от 0,049 до 1,8 мм/год.

Расчет средних скоростей для последовательных этапов геологического развития приведен в табл. 6.7. В данном случае амплитуды движений и продолжительности этапов обычно получают несколько меньшие оценки. Тем не менее, и в этом варианте достаточно отчетливо видно нарастание к современности средних значений скоростей от 0,047 до 0,16 и их максимальных значений от 0,15 до 0,46 мм/год. При этом после эоплейстоцена и средние, и максимальные поэтапные скорости стабилизируются.

Намеченная тенденция в целом согласуется с результатами, полученными для внутриконтинентальных регионов. Как показывает опыт предшествующих исследований в разнородных орогенах, во всех случаях, когда для одного разрыва удается зафиксировать смещение по двум-трем геоморфологическим уровням, отмечается увеличение скорости для более поздних и более коротких этапов. Поэтому есть основание предполагать последовательное увеличение скоростей разрывных смещений к современности. Это соответствует общим представлениям о тенденциях развития различных орогенов [Несмеянов, 1971, 1977, 1992; Никонов, 1977; и др.]. Согласно указанным общим представлениям, в большинстве случаев начало формирования неоплейстоценового террасового ряда (около

Таблица 6.6

Амплитуды (м) и скорости (мм/год) вертикальных разрывных смещений, произошедших с момента завершения формирования данного геоморфологического уровня до современности

Смещенные геоморфологические уровни		Сусунайский, N_{1-2}		Маруямский, N_2^2		Бачинский, E		Северосахалинский, Q_1		Q_2	
Продолжительность в годах		3 500 000		1 800 000		800 000		400 000		100 000	
Амплитуды (a) и скорости (v) разрывных смещений		a	v	a	v	a	v	a	v	a	v
Значения	Средние	100	0,029	100	0,05	100	0,125	100	0,25	80	0,8
	Максимальные	170	0,049	400	0,22	330	0,41	300	0,75	180	1,8

Таблица 6.7

Амплитуды (м) и скорости (мм/год) средних поэтапных разрывных смещений

Этапы геологического развития		Маруямский, N_2^2		Бачинский, E		Северосахалинский, Q_1		Q_2	
Продолжительность в годах		1 700 000		1 000 000		400 000		300 000	
Амплитуды (a) и скорости (v) разрывных смещений		a	v	a	v	a	v	a	v
Значения	Средние	80	0,047	60	0,06	60	0,15	50	0,16
	Максимальные	–	–	150	0,15	200	0,5	140	0,46

Таблица 6.8

Приведенные скорости (мм/год) разрывных смещений по материалам оценок их поэтапных скоростей
(см. табл. 6.7)

Этапы с первоначальными оценками скоростей разрывных смещений			Маруямский, N_2^2	Бачинский, E	Северосахалинский, Q_1	Q_2
A_{100}	Коэффициенты		16	16	8	8
	Значения поэтапных скоростей	Средние	0,75	0,96	1,2	1,28
		Максимальные		2,4	4	3,68
A_{max}	Коэффициенты		64	64	32	32
	Значения поэтапных скоростей	Средние	3	3,84	9,6	10,24
		Максимальные		9,6	32	29,44

0,5–1 млн лет назад) характеризуется увеличением скоростей воздымания на порядок величин по сравнению со скоростями подобных движений в неогене и олигоцене. Обычно близ рубежа эоплейстоцена и неоплейстоцена наблюдается увеличение средних скоростей поэтапных движений практически на порядок величины (от сотых до десятых долей мм/год). При этом максимальные скорости во второй половине четвертичного периода близки для разных интервалов осреднения. Все это наблюдается и в рассматриваемом регионе.

Соответственно, наиболее надежными являются оценки скоростей разрывных смещений за минимальные интервалы времени, т.е. оценки, полученные по смещениям самых молодых геоморфологических уровней.

Тем не менее, учитывая обычную для крутых склонов плохую сохранность эрозионных геоморфологических уровней, малую точность их абсолютных датировок и осредненный характер оценок получаемых скоростей разрывных смещений, сами эти оценки можно рассматривать лишь в качестве приблизительных, округленных величин, допуская значительный (до 50%) возможный разброс конкретных их значений.

г. Расчет "приведенных" скоростей и суммарных разрывных смещений за срок службы инженерного сооружения

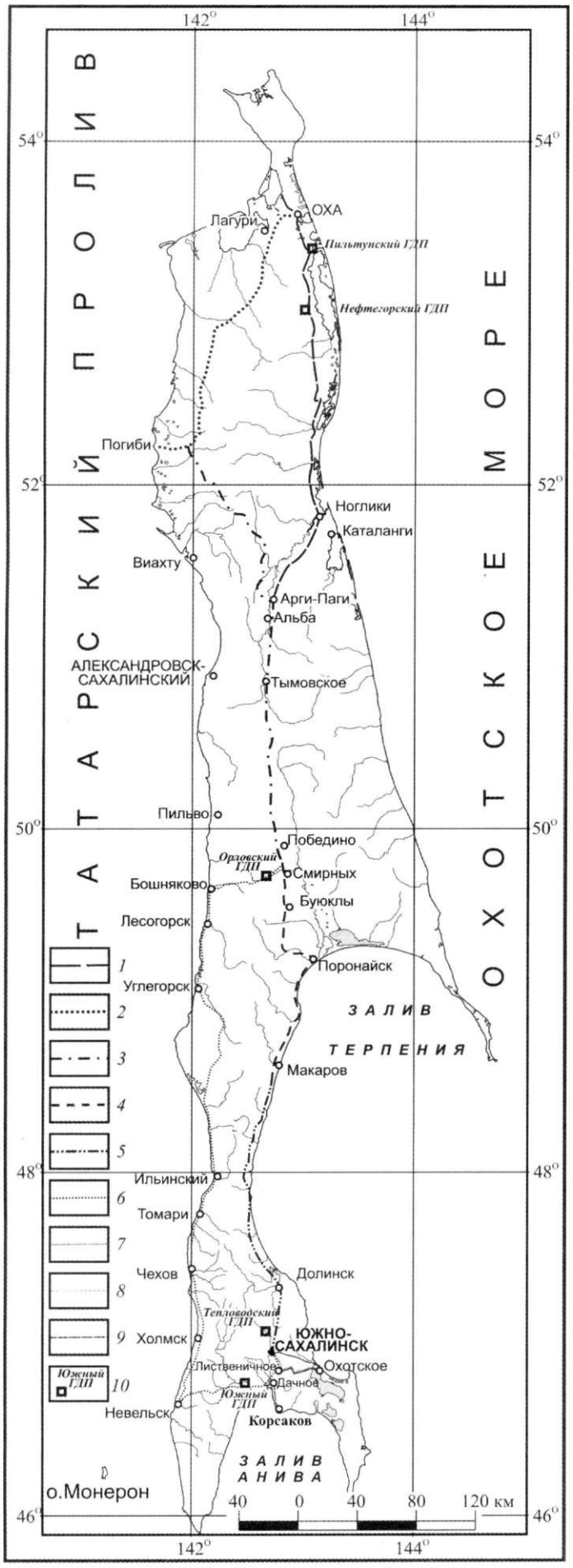
Отмеченная выше закономерность увеличения скорости движений при сокращении времени осреднения обусловливается, очевидно, взаимной компенсацией встречных перемещений. Величина такого увеличения определяется эмпирическим правилом Гзовского [Гзовский, 1964]: сокращение времени осреднения в 10 раз приводит к увеличению скорости в 2 раза.

Полученные таким образом скорости современных разрывных смещений можно называть "приведенными", поскольку они расчетным путем приведены к определенным интервалам осреднения. Целесообразны два варианта подобного осреднения:

– обычный в инженерной геотектонике с осреднением для интервала времени, который соизмерим с продолжительностью службы проектируемого инженерного сооружения. Эта продолжительность традиционно оценивается в 100 лет – A_{100} [Несмеянов, 2004];

– с оценкой максимальных годовых или внутригодовых скоростей – A_{max}.

Оба варианта приведены в табл. 6.8.



Соответственно, по приведенным скоростям первого варианта могут быть рассчитаны и амплитуды суммарных разрывных смещений за срок службы данного сооружения.

Приведенные скорости, хотя бы по порядку величин, целесообразно сравнить со скоростями современных тектонических движений, измеренными инструментально геодезическими методами. Такие измерения, как отмечено выше, производятся при повторных нивелировках в региональной сети или на геодинамических полигонах. Первый вариант приведенных скоростей должен сравниваться со скоростями повторных нивелировок, которые обычно проводятся через первые десятки лет, второй – со скоростями, получаемыми на геодинамических полигонах, где ведутся ежегодные или более частые измерения.

6.2. Геодезические материалы по современным движениям

Геодезические материалы включают данные региональной нивелирной сети, результаты наблюдений на геодинамических полигонах и первые данные космогеодезических наблюдений.

а. Данные региональной нивелирной сети

Оценка активности современных движений земной коры Сахалина выполнена на основе данных высокоточного нивелирования, проводимого с начала 50-х до конца 70-х гг. (рис. 6.1).

До 1951 г. для выполнения работ местного значения прокладывались небольшие локальные сети и одиночные ходы III и IV классов, выполнявшиеся различными организациями. Первый этап высокоточного нивелирования завершен в 1960 г. В 1968–70 гг. на юге Сахалина для изучения современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) СахКНИИ повторно пронивелировал 150 км и дополнительно заложил линии нивелирования I и II классов протяженностью 60 км, создав Сахалинский геодинамический полигон – ГДП в районе Южно-Сахалинск – Ловецкое – Холмск. В 1974–79 гг. с целью дальнейшего изучения современных вертикальных движений и создания долговременной высокоточной высотной основы о. Сахалин предприятие ГУГК повторно перекрывает нивелированием I и II классов 2604 км нивелирных линий.

Рис. 6.1. Схема региональной нивелирной сети о. Сахалин

1–9 – линии нивелирования: *1* – Оха – Ноглики – Альба, *2* – Оха – Погиби, *3* – Погиби – Победино, *4* – Победино – Макаров, *5* – Макаров – Южно-Сахалинск, *6* – Южно-Сахалинск – Смирных, *7* – Охотское – Лесное – Южно-Сахалинск, *8* – Южно-Сахалинск – Лиственичное–Охотское, *9* – Корсаков–Дачное; *10* – основные геодинамические полигоны

Таблица 6.9

Характеристики линий повторного нивелирования

Наименование линий	Длина, км	Годы работ	Класс	Средние квадратические погрешности (мм/км)	
				Случайные	Систематические
Оха-Ноглики–Альба (Участок Оха–Ноглики) (Участок Ноглики–Альба)	334,1 (233,4) (100,7)	1975–76 (1954) (1941)	II III III	1,03 (2,01) (2,25)	0,22 (–) (0,19)
Оха – Погиби	213,7	1975–76 1954	I II	0,90; 0,83 1,13	0,30; 0,10 0,12
Погиби – Победино	377,0	1975–76 1953	I II	0,72 1,27	0,21 0,27
Победино – Макаров	177,3	1978 1963 1953	I II II	0,80 1,15 1,27	0,17 0,03 0,27
Макаров – Южно-Сахалинск	234,4	1974–76 1958–59	I II	0,62 1,25	0,17; 0,20 0,12; 0,14
Южно-Сахалинск – Смирных	634,3	1974 1968–70	I I	0,86 0,68	0,32 0,09–0,17
(Южно-Сахалинск – Ловецкое) (Южно-Сахалинск – Холмск)	(117) (159,6)	(1977) (1959–60)	(I) (II)	(0,46–0,63) (1,26)	(0,01–0,09) (0,12)
Охотское – Лесное – Южно-Сахалинск	44,1	1977 1974	I I	0,65 0,86	0,26 0,34
Южно-Сахалинск – Лиственничное – Охотское	53,2	1977 1974 1969–70	I I I	0,54 0,32–1,11 0,50–0,84	0,24 0,02–0,48 0,10–0,12
Дачное – Корсаков	27,7	1974 1969–70	I II	1,16 0,41	0,26 0,11

В табл. 6.9 приведены данные по высокоточному нивелированию, послужившие для анализа активности СВДЗК острова. Из таблицы видно, что временной диапазон измерений ограничен 1953 и 1977 гг. По линиям Сахалинского ГДП и некоторым другим имеется несколько эпох измерений и есть возможность сравнить вертикальные смещения за длительный период – 50–70-е гг. и за 3-х, 4-летние интервалы.

По своей точности измерения в этой сети соответствуют требованиям, предъявляемым к измерениям высших классов. Невязки в 17-ти замкнутых полигонах, которые образуют линии нивелирования, ниже допустимых. Средняя величина ошибки определения величины скорости на всей территории острова составила 1, максимальная – 1,8 мм/год. Диапазон изменения величин скорости от +15 до –15 мм/год (для более коротких интервалов времени порядка 10 лет). Для основного интервала – около 20 лет максимальные величины скорости ±7–8 мм/год. По большинству линий сети имеются две эпохи измерений – первая 1950-е гг. вторая – середина и конец 1970-х.

Закрепление нивелирных линий на местности

Реперы и пункты сети повторного нивелирования закреплены на местности центрами типов 39, 99, 121, 131, 139, 140, 141, 148, 153, 154, А, Б, Г. Цифровое обозначение соответствует нумерации в "Альбоме типов центров и реперов" [1965]. Большая часть нивелирных знаков заложена на участках с условиями, благоприятными для их устойчивости. Неблагоприятно на устойчивость знаков могли бы сказаться различные природные и техногенные факторы, например оседание земной поверхности в районах действующих шахт по добыче полезных ископаемых, заболоченность отдельных площадей и т.д. Сходный характер деформаций, выявленный по разным линиям при пересечении ими единых мегаструктур, подтверждает преимущественно тектоническую природу этих движений.



Рис. 6.2. Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин [Карта..., 1981] (С упрощениями)

1 – линии повторного нивелирования, замеры 1953–1977 гг.; *2* – территории, не обеспеченные линиями повторного нивелирования; *3* – скорости современных движений и их направленность (мм/год)

По результатам измерений в линиях нивелирования высших классов Главной высотной основы (ГВО) страны в 1980 г. при участии СахКНИИ РАН (н. Институт морской геофизики и геологии – ИМГиГ РАН) Предприятие № 2 Роскартографии и ЦНИИГАиК опубликовали карту современных вертикальных движений о. Сахалин (рис. 6.2).

От ряда уровнемерных постов на побережьях острова были вычислены скорости современных движений по линиям нивелирования. На полуострове Шмидта и на восточной половине Центрального Сахалина данных по вертикальным движениям получено не было.

Карты [Карта..., 1981; Карта современных..., 1986] наглядно подтверждают и широтную зональность острова, и современную подвижность основных новейших структур. Так, Северный Сахалин изолированно от остальной территории опускается.

В Центральносахалинском сегменте на карте проявилось поднятие структуры Центральнокамышового мегаподнятия. Максимальная скорость поднятия (южнее города Макарова) +7,3 мм/год. Тымь-Поронайская мегавпадина испытывала в целом слабые опускания, но на широте Макарова они достигали –4 мм/год. В районе Восточно-Сахалинских гор данных повторного нивелирования нет.

На Южном Сахалине в районе Южнокамышового поднятия наблюдалось более слабое поднятие, чем на Центральном. В среднем оно составило около +1,5 мм/год. Но здесь не было нивелирной линии, проходящей через наиболее приподнятую часть осевой зоны этого поднятия. Сильным опусканиям подверглась Аниво-Сусунайская мегавпадина. Максимальная скорость опускания достигла –8,2 мм/год. В целом наблюдается опускание восточной части острова относительно западной. Перепад скоростей достигает 5–8 мм/год. Линией раздела служит зона Центральносахалинского разлома.

Таким образом, вертикальные деформации территории Сахалина характеризуют движения тектонических структур примерно за период 1950–1970-е гг. При довольно высоких значениях величин скоростей (до 7–8 мм/год) различные крупные структурные элементы проявили унаследованные либо инверсионные движения.

Для района г. Южно-Сахалинска существует детальная, масштаба 1:25 000, карто-схема современных вертикальных движений земной поверхности по данным повторного нивелирования [Карто-схема..., 1986]. На ней приведены материалы повторного нивелирования за 1973–1983 гг. с использованием локальных сетей (замкнутых полигонов и

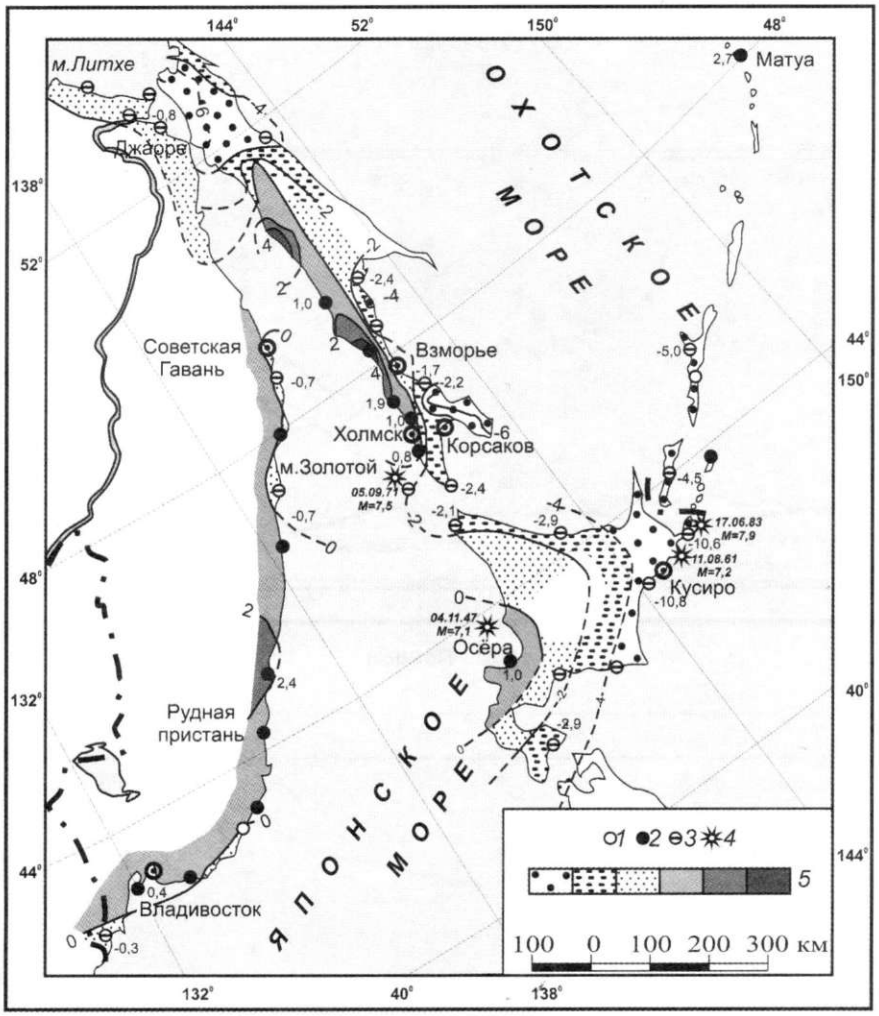


Рис. 6.3. Карта современных вертикальных движений берегов юга Дальнего Востока (по уровнемерным данным)
[Никонов, 1995]

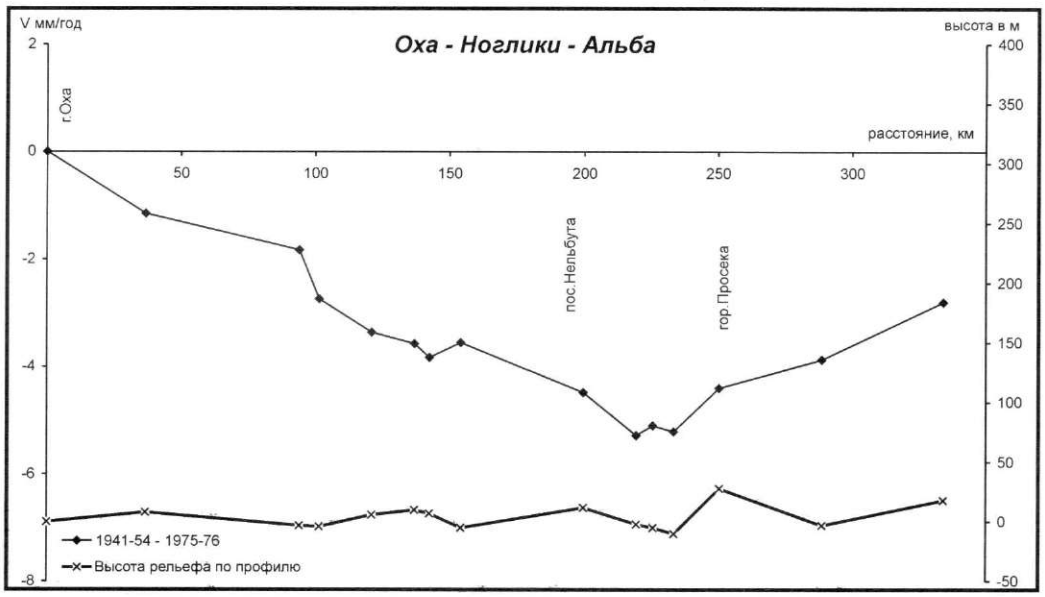
1–3 – уровнемерные пункты и значения скорости в них, мм/год: *1* – поднятия, *2* – отсутствие выраженной тенденции движений, *3* – опускания; *4* – эпицентры сильных землетрясений прошлого; *5* – шкала значений скорости вертикальных движений, показанных изолиниями

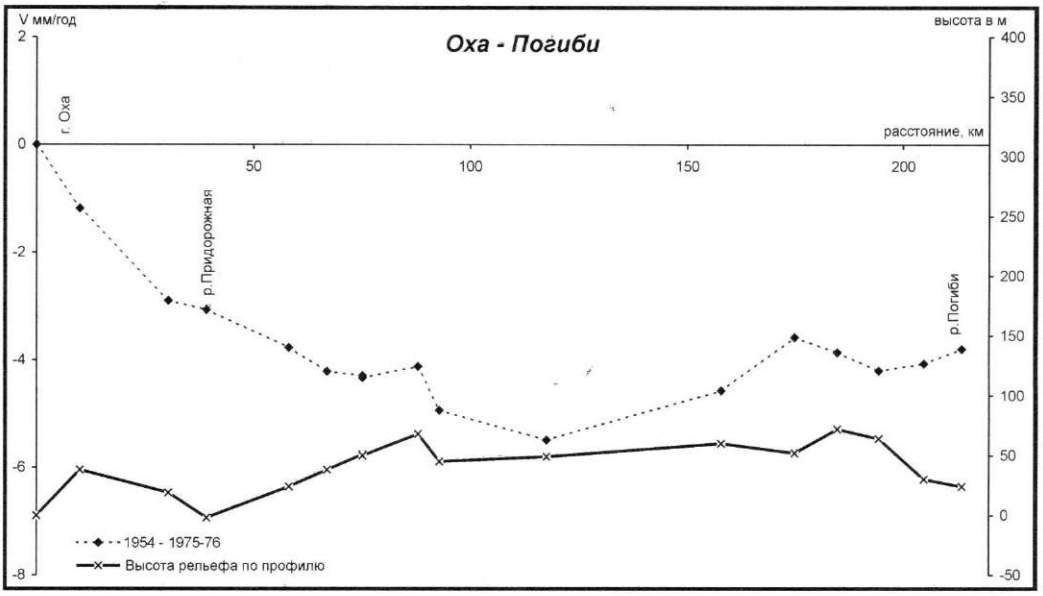
отдельных линий, опирающихся на фундаментальные, грунтовые и стенные репера, пункты триангуляции и полигонометрии). В качестве местного исходного нуля избран фундаментальный репер № 303 (в начале Коммунистического проспекта), от которого считались скорости движений в сетях.

Обращает на себя внимание существование небольших (до 1–3 км в поперечнике) изометричных в плане участков с повышенными скоростями до +15,6 (±1,2) мм/год при невязках скоростей движений по полигонам 0–4,7 мм/год.

Сравнение этой карто-схемы с рассмотренной выше картой СВДЗК о. Сахалин [1981] показало, что в локальных сетях скорости могут в два-три раза превышать максимальные скорости в региональной сети, изменяющиеся обычно от +6 до –7 мм/год. Локальные максимумы скоростей движений, полученные для временны́х интервалов, близких к 5–15 годам, в свою очередь в несколько раз уступают максимумам скоростей, полученным на геодинамических полигонах при более частых (месяцы, первые годы) повторных измерениях (первые десятки сантиметров в год).

Отмеченная по повторным нивелировкам широтная асимметрия современных движений южной части Сахалина подтверждается уровнемерными измерениями для Южного и Центрального сегментов острова (рис. 6.3). Карта подобных измерений, составленная А.А. Никоновым и Г.Г. Якушко [Никонов, 1995_2], опирается на ряд уровнемерных пунктов с учетом эвстатического подъема (+1 мм/год) уровня Мирового океана. На ней видно интенсивное воздымание большей части западного побережья о. Сахалин (Западно-Сахалинских гор) и уменьшение воздыманий или проявление опусканий к востоку. Следовательно, для большей части острова фиксируется общий перекос островного блока, характерный и для о. Хоккайдо. Северный Сахалин при этом отличается интенсивными (до –6 мм/год) опусканиями, которые, как отмечено выше, получили отражение и по результатам повторного нивелирования [Карта..., 1981].





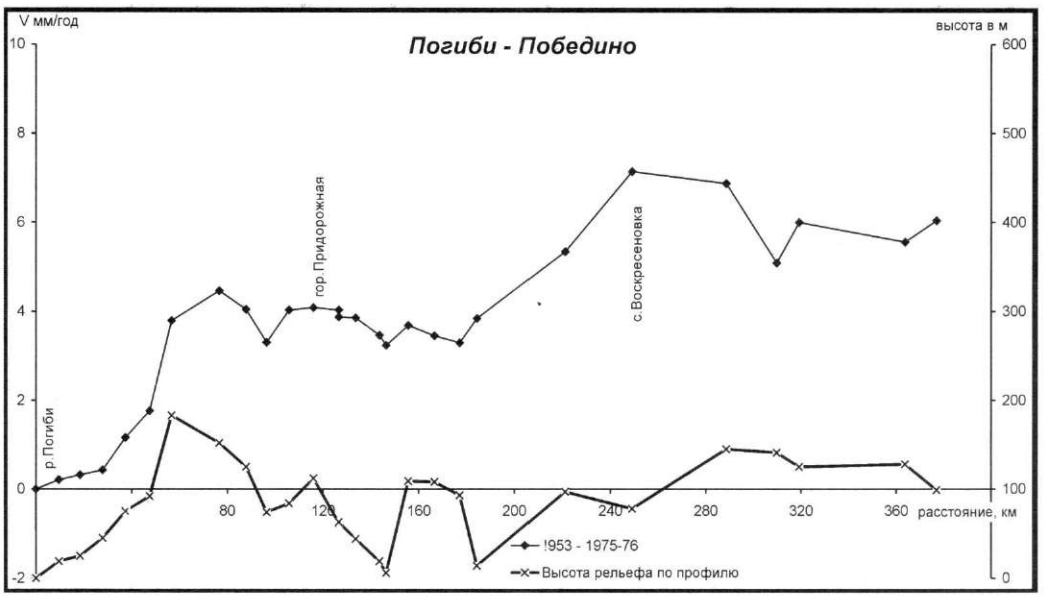
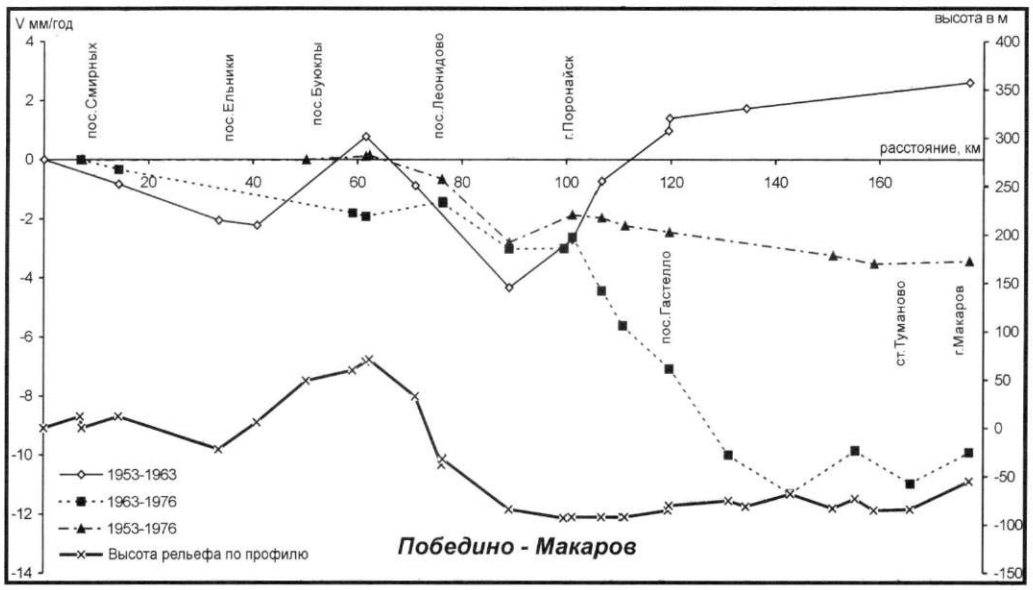
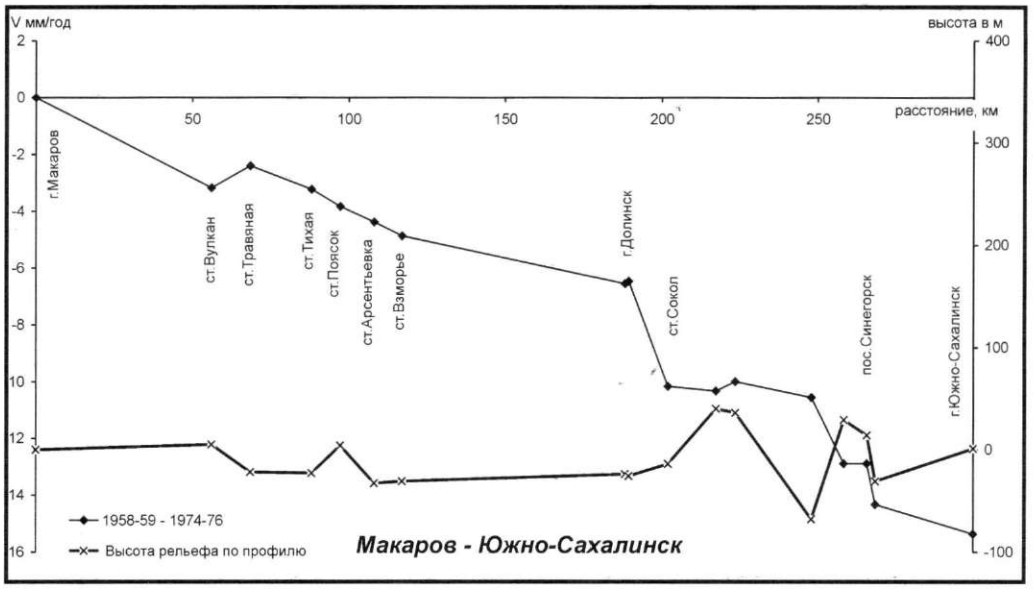


Рис. 6.4. Деформации по линиям нивелирования





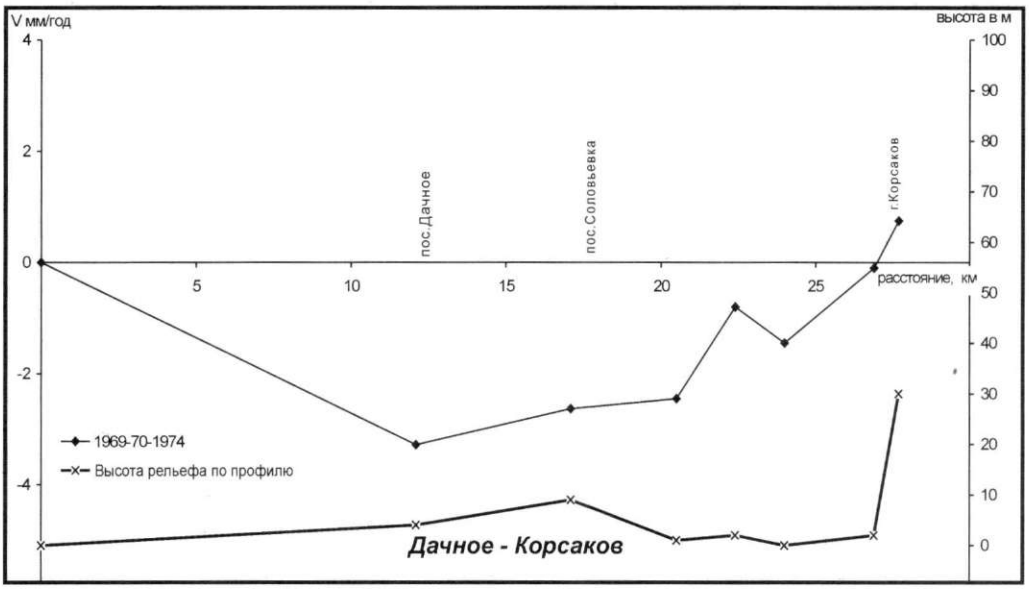


Рис. 6.4 (продолжение)

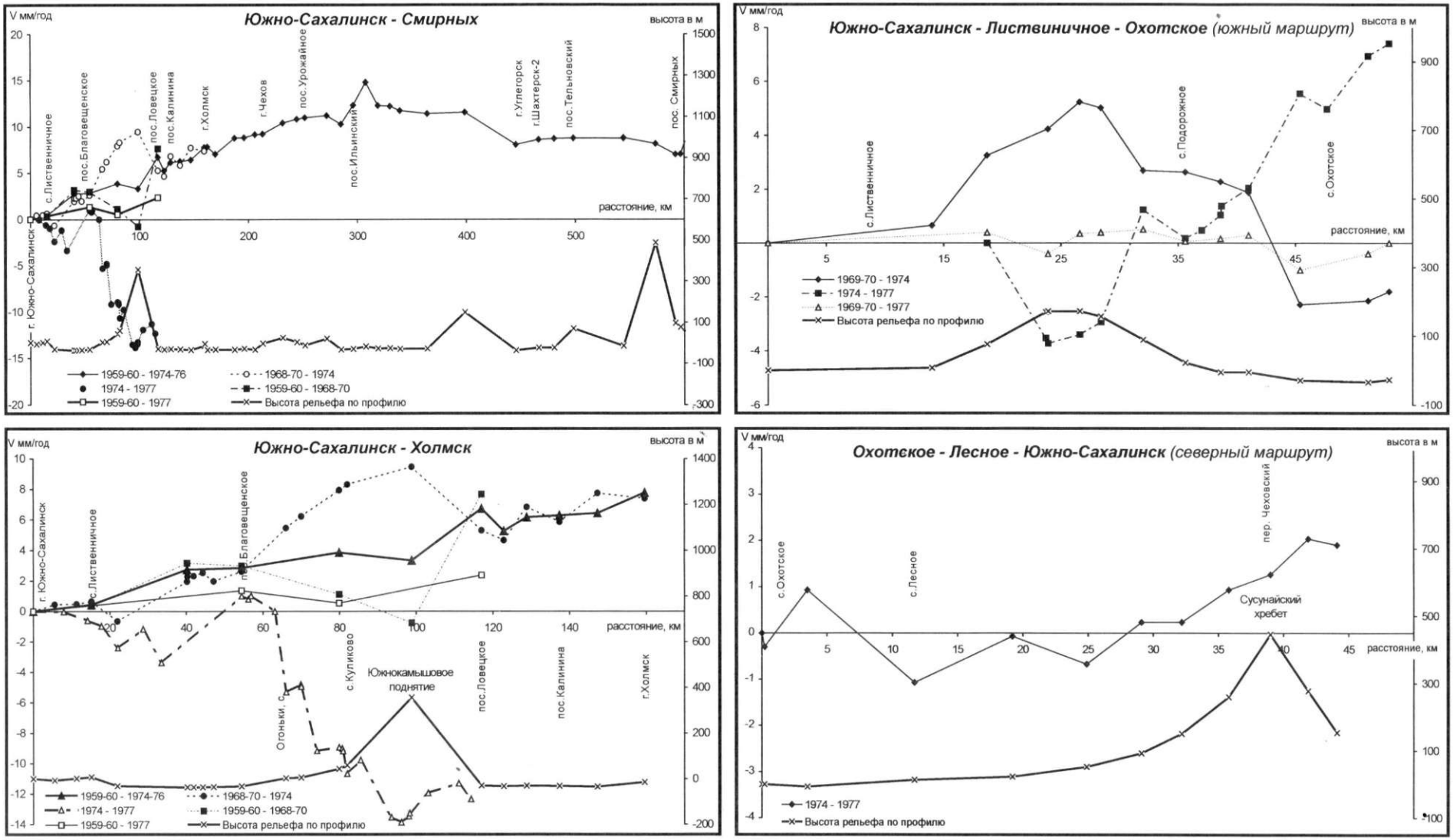


Рис. 6.4 (окончание)

Краткая характеристика стиля деформаций по линиям нивелирования

Далее во всех случаях речь будет идти об опусканиях или поднятиях относительно начального репера линии, т.е. об "относительном рельефе", традиционно изображаемом на геодезических профилях (рис. 6.4). Иногда смена знака вертикальных движений может быть предположительно связана с влиянием близких территориально и сходных по времени землетрясений. Детальнее этот вопрос рассмотрен в разделе 6.3 е.

Оха – Ноглики – Альба, 1941 – 1954 – 1975-76 гг. Линия целиком расположена на Северосахалинском инверсионном поднятии. Она проходит с севера на юг по его восточной части от Охи до поселков Нельбуты и Ногликов. На севере линия испытывает относительное опускание с постепенно увеличивающейся скоростью –5,5 мм/год. Затем деформация меняет знак, и скорость опускания к концу линии возрастает до –2–(–3) мм/год.

Оха – Погиби, 1954 – 1975-76. Данная линия, как и предыдущая, проходит по структурам Северного Сахалина. Наибольшая скорость опускания здесь, как и на предыдущей линии –5 мм/год в центральных частях, а в юго-западных наблюдается незначительное уменьшение скоростей и изменения знака движений.

Погиби – Победино, 1953 – 1975-76. Линия проходит частично по Северному, частично по Центральному Сахалину. Она пересекает последовательно районы поднятий и опусканий, слабо повторяя рельеф, что является показателем унаследованности движений. На севере она пересекает Лангры-Вагисскую гряду поднятий, затем идет по Ныйско-Байкальской цепи впадин Северного Сахалина и в районе устья р. Ныш переходит на структуры Тымь-Поронайской мегавпадины. В пределах последней линия проходит параллельно Центральносахалинскому трансрегиональному разлому. Скорости на этих участках сильно варьируют, достигая почти +8 мм/год в пределах центральной части Поронайской впадины. График имеет две выразительные ступени поднятий. Они делят его на три участка – первый при переходе от равнины к поднятиям. Здесь наблюдается постепенное увеличение скорости от 0 до 4–4,5 мм/год. Затем в пределах Северного Сахалина наблюдается достаточно стабильное поднятие со скоростями порядка 4–4,5 мм/год.

Продолжением линии Погиби – Победино к югу является линия **Победино – Макаров,** по которой имеется три цикла измерений – 1953, 1963, 1976 гг. От пос. Победино до пос. Леонидово линия проходит по западной прибортовой части Тымь-Поронайской мегавпадины. В районе г. Поронайска она заходит в центральную часть мегавпадины, а далее снова приближается к западному приразрывному краю мегавпадины на восточном побережье острова. В первое десятилетие (1953–1963 гг.) измерений были установлены унаследованные движения – линия поднимается в областях относительных поднятий. Размах скоростей от –2 до +0,5 мм/год. Резкое изменение графика приурочено к району г. Поронайска. В период 1953–1963 гг. отсюда начинается постепенное поднятие к югу. В период 1963–1976 гг. – обратное движение: резкое опускание. Особенно сильное опускание до –10– –12 мм/год намечается на участке, где линия проходит непосредственно по побережью.

Продолжением этой линии к югу, в свою очередь, является линия **Макаров – Южно-Сахалинск.** Она проходит по отрицательным структурам Центрального и Южного Сахалина. Временной интервал измерений близок ко второму интервалу предыдущей линии, и здесь продолжается относительное увеличение скорости опускания к югу с разными градиентами. Максимальные скорости опусканий до –15 мм/год наблюдаются на Южном Сахалине в пределах Анива-Сусунайской мегавпадины на участке между г. Долинском и ст. Сокол и в районе г. Синегорска.

На графике линии **Ильинский–Арсентьевка** (всего два репера), по меньшей мере, можно заключить, что за период 1959 – 1974-76 гг. в самом узком месте острова, на перешейке Поясок заметных изменений в скоростях в широтном направлении не произошло.

Далее следуют линии Южного Сахалина, где значительно больше густота и частота измерений.

Движения по линии **Дачное – Корсаков, 1969-70 – 1974 гг.** за короткий четырехлетний период слабо варьируют от +1 до –3,5 мм/год.

Линия **Южно-Сахалинск – Смирных,** нивелировавшаяся в 1959-60 и 1974-76 гг., начинается в Сусунайской депрессии, пересекает Южнокамышовое мегаподнятие в широтном направлении до г. Невельска, а затем проходит субмеридионально на север по западному побережью Южного и Центрального Сахалина до пос. Бошняково, где пересекает Центральнокамышовое мегаподнятие с востока на запад, переходя на самом западе на структуры Тымь-Поронайской мегавпадины (пос. Смирных). В пределах Южного Сахалина наблюдается постепенное увеличение скоростей до значений 8-10 мм/год на структурах Пояска. Это подтверждает относительное опускание Южного Сахалина, выявленное по линии Макаров – Южно-Сахалинск. В Центральном Сахалине наблюдается слабая тенденция к прогибанию с очень незначительным разбросом скоростей. В пределах Южного Сахалина на пересечении Южнокамышового мегаподнятия имеется несколько циклов измерений. Относительно г. Южно-Сахалинска (центральная часть Анива-Сусунайской мегавпадины) в период до 1974-75 гг. Южнокамышовое мегаподнятие испытывало подъем, достигающий максимума к 1974 г. (более 9 мм/год). Затем (1974 – 1977 гг.) знак

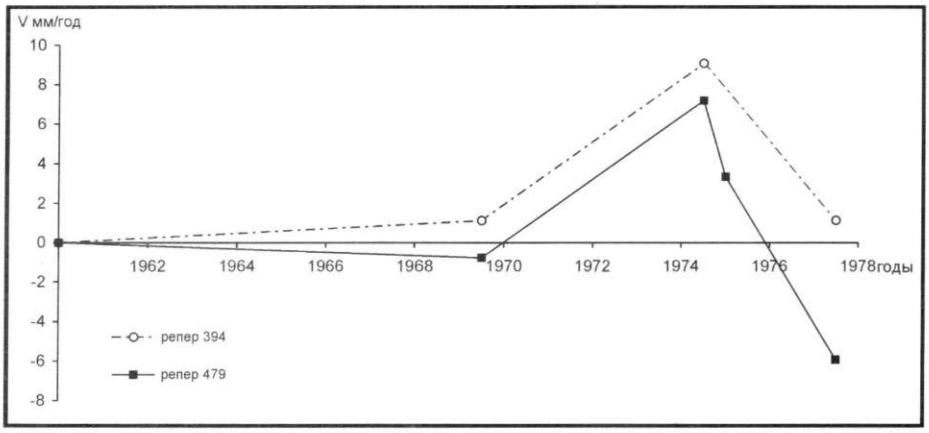


Рис. 6.5. Изменение скорости во времени по реперам 479, 394 относительно фундаментального репера 303 в Южно-Сахалинске

движений меняется, и здесь наблюдается значительное понижение до –14 мм/год. Изменения по всей линии за суммарный период (1959-60 – 1977 гг.) оказались небольшими. Для анализа изменения скоростей движений очень важен интервал осреднения значений. Чем меньше временной интервал (например, 1974–1977 гг.), тем большую дифференциацию движений можно наблюдать для данного региона.

Южно-Сахалинск – Лиственничное – Охотское (южный маршрут). По данной линии проводилось два цикла измерений 1969-70 – 1974 гг. и 1974 – 1977 гг. В большей своей части линия проходит по структурам Тунайчинской ступени Сусунайско-Тонинского блокового мегаподнятия. Скорости движений на участках перехода от Сусунайской впадины к Тунайчинской ступени на обоих этапах измерений показывают слабое поднятие. В пределах Чапаевско-Юнонского поднятия в 1969-70 – 1974 гг. видно значительное поднятие со скоростями порядка 5-6 мм/год, которое затем сменяется опусканием со скоростями до –4 мм/год. Обратная инверсия скоростей имела место и в пределах Муравьевского грабена (пос. Охотское): здесь наблюдавшееся на первом этапе значительное поднятие (до 8 мм/год) сменяется прогибанием (до –2 мм/год). При определении движений за суммарный интервал 1969-70 – 1977 гг. все различия практически обнуляются.

Охотское – Лесное – Южно-Сахалинск (северный маршрут). Данная линия начинается на структурах Муравьевской впадины и в широтном направлении пересекает поднятые структуры Сусунайского хребта, спускаясь на востоке в пределы Сусунайской впадины (г. Южно-Сахалинск). В целом по этой линии наблюдается небольшое воздымание центральной части Сусунайского поднятия со значениями до 1–2 мм/год.

Данные по линиям повторного нивелирования (в частности Южно-Сахалинск – Невельск – фрагмент линии Южно-Сахалинск – Смирных) были использованы для анализа относительных движений двух крупных смежных мегаструктур, разделенных трансрегиональным Центральносахалинским разломом. Анализировались движения наиболее представительных реперов 479 (западная часть Южнокамышового мегаподнятия) и 394 (его восточная часть) относительно фундаментального репера 303 в городе Южно-Сахалинске (центральная часть Анива-Сусунайской мегавпадины) – рис. 6.5. Поскольку на этом участке нивелирной линии было выполнено несколько нивелировок разными организациями, здесь показаны результаты прямых нивелирований (без промежуточных циклов) за весь рассматриваемый период. Выявленные движения можно с определенной долей вероятности отнести в основном к перемещениям крыльев Центральносахалинского разлома. Наибольшие колебания скоростей относятся к периоду 1970 – 1978 гг. Максимум поднятия западного крыла – 1974 г., максимум опускания – 1977 г.

Анализ повторных измерений по нивелирным линиям ГВО Роскартографии на Сахалине в целом подтверждает блоковый характер выявленных геоморфологическими методами позднеорогенных структур. Конкретные скорости современных движений земной коры (от нескольких до 15 мм/год) характерны для орогенических областей.

6. Наблюдения на геодинамических полигонах

Для изучения современных горизонтальных и вертикальных разрывных смещений и поиска предвестников землетрясений создан ряд геодинамических полигонов. Большая их часть расположена в зонах Северосахалинского и Центральносахалинского разломов.

В южной и центральной частях острова, на разных участках Центральносахалинского глубинного разлома, специалисты СахКНИИ создали три геодинамических полигона, в сетях которых выполнялись высокоточные линейно-угловые измерения и нивe-

лирование. Плановые и высотные сети этих ГДП были надежно закреплены – плановые сети закреплены в долинах грунтовыми трубчатыми центрами на глубину 1,8 м, на вершинах – скальными с заглублением в коренные породы не менее 1 м, а высотные – соответствующими грунтовыми и скальными реперами. Угловые измерения выполнялись со средней квадратической ошибкой (СКО) из уравнивания сетей 0,3–0,5", линейные – с относительной ошибкой $(5 \div 6) \times 10^{-7}$ при длине линий 2–10 км. Конструктивно полигоны состоят из плановой сети и нивелирных профилей, пересекающих зону Центральносахалинского разлома на разных её участках.

Орловский ГДП расположен в средней части Центральносахалинского разлома на широте пос. Смирных, **Тепловодский** и **Южный** – в южной его части. Измерения на Орловском ГДП были начаты в 1982 г., на двух остальных – в середине 1970-х гг. Для анализа имеются данные по ежегодным измерениям до 1990-х гг. На территории расположения этих ГДП выполнены геоморфологические исследования по привязке элементов полигона.

В зоне Северосахалинского разлома заложено два геодинамических полигона: Пильтунский и Нефтегорский.

Пильтунский полигон заложен в 1983 г. в западной части перешейка между заливами Пильтун и Одопту. Здесь плановая сеть и нивелирный профиль общей протяженности около 12 км пересекают один из сегментов Пильтунского (Северосахалинского) регионального разлома – Восточно-Эхабинский разрыв. Часть пунктов плановой сети полигона расположена в непосредственной близости от пунктов триангуляции, где в 1932 г. выполнялись наблюдения. Это позволило выявить горизонтальные движения за первый период длительностью около 50 лет. Повторные наблюдения выполнялись в 1983, 1984, 1990 гг.

Нефтегорский полигон, пересекающий Пильтунский сбросо-сдвиг, был развернут для изучения эпицентральной зоны Нефтегорского землетрясения (1995 г.) [Василенко и др., 1995]. Для изучения сейсмотектонических деформаций этого землетрясения были привлечены пункты государственной геодезической сети I–IV классов, последние измерения на которых были выполнены в 1990 г. Ошибки планового и высотного положения пунктов не превышали 10 см.

Повторные наблюдения проведены российско-японской экспедицией в июне 1995 г. с привлече-

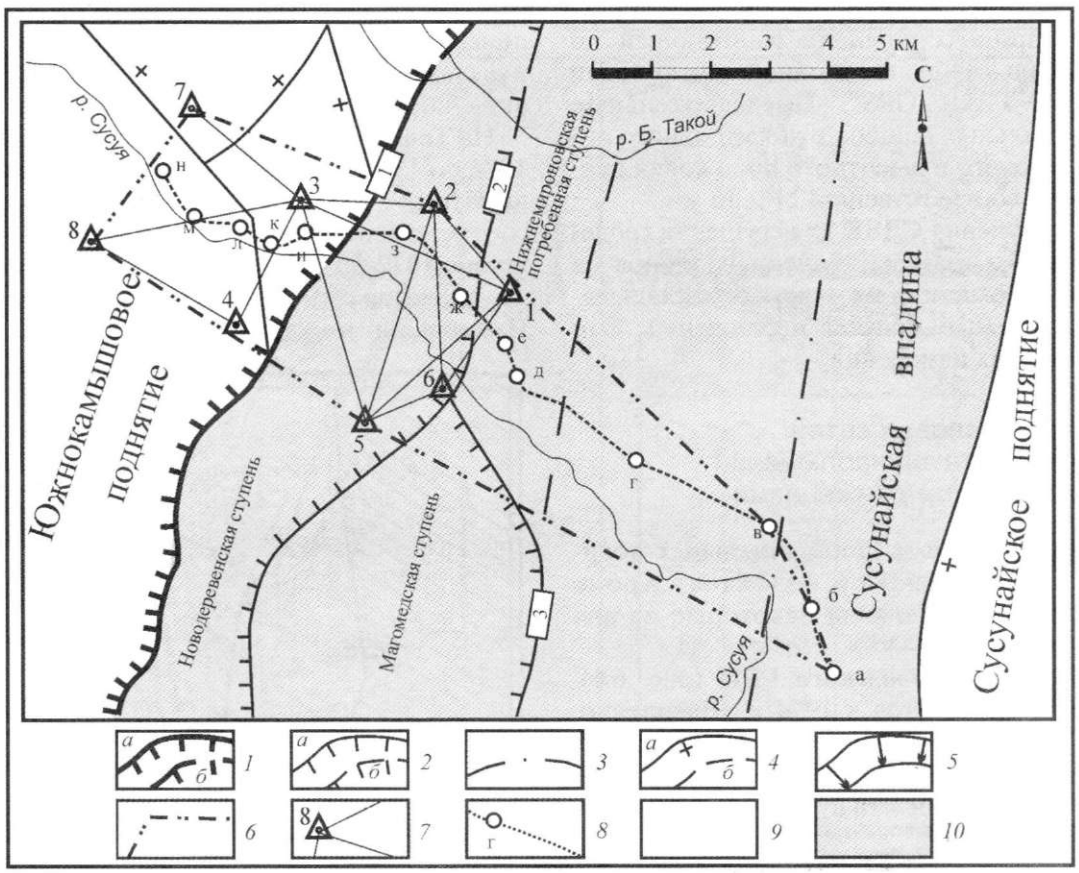


Рис. 6.6. Схема расположения Тепловодского полигона

1–4 – разрывные нарушения (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые под чехлом четвертичных отложений): *1* – главный сместитель Центральносахалинского новейшего разлома (1), *2* – активные надвиги (2 – Покровский, 3 – Апреловский), *3* – глубоко погребенный разрыв, *4* – прочие новейшие разрывы с указанием поднятого (+) крыла; *5* – новейшие флексуры; *6–8* – геодинамический полигон (по Н.Ф. Василенко): *6* – граница полигона, *7* – триангуляционная сеть, *8* – нивелирная линия; *9* – структуры региональных поднятий (Южнокамышового и Сусунайского); *10* – структуры Сусунайской впадины

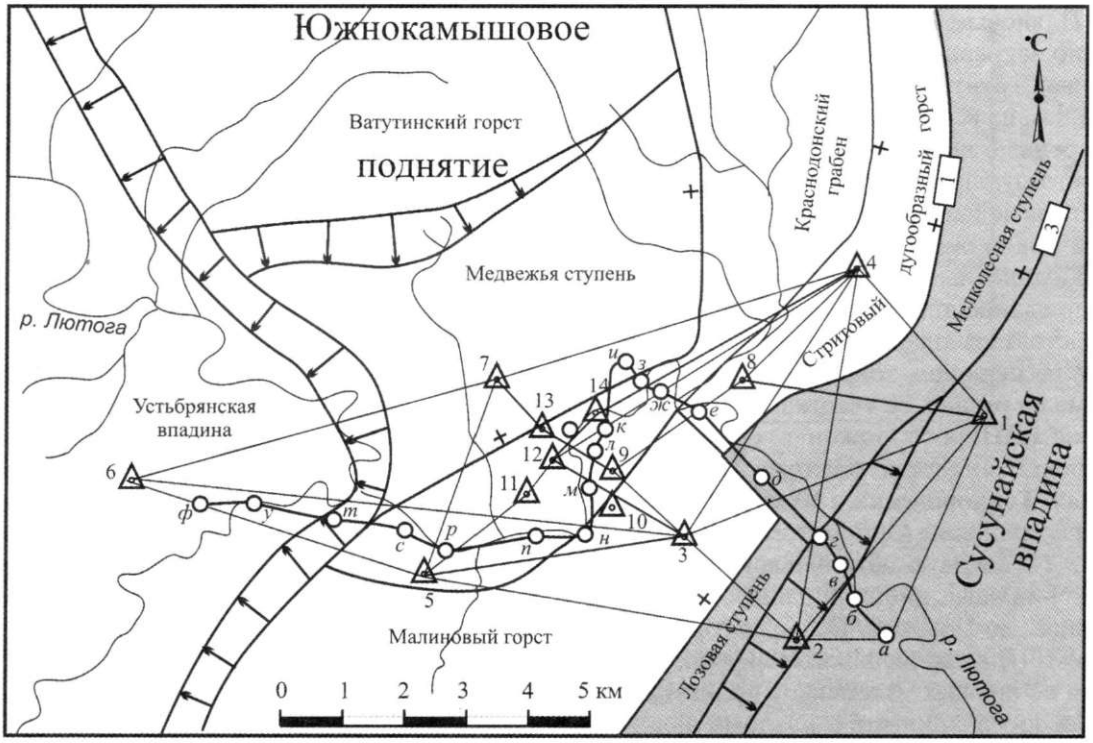


Рис. 6.7. Схема расположения Южного полигона
Условные обозначения см. рис. 6.6

нием спутниковой геодезической аппаратуры (GP-R1DY Tompson corporation), работающей по сигналам глобальной навигационной спутниковой системы "NAVSTAR GPS". Предварительные оценки максимальных ошибок относительного определения планового и высотного положения пунктов составили, соответственно, 21 и 36 мм.

В процессе изучения СДЗК для сгущения геодезической сети или взамен утраченных знаков на отдельных полигонах или их участках закладывались дополнительные пункты наблюдений. Это отражено в сводках измерений.

Конструкция плановых сетей и сводки результатов наблюдений за горизонтальными движениями

Конструкции плановых сетей отдельных полигонов отражают специфику объектов. Кроме того, в процессе исследований некоторые из них претерпели изменения.

Плановая сеть **Тепловодского ГДП** (рис. 6.6), состоящая из 6-ти пунктов в 1974 г. [Василенко, Медведев, 1978], была расширена до 8 пунктов в 1975 г. [Захаров и др., 1978; Василенко и др., 1981]. В этом же году в окрестности пунктов 2, 5 были заложены новые знаки.

Плановая сеть **Южного ГДП** (рис. 6.7) от 4-х пунктов в 1974 г. [Василенко, Медведев, 1978] была расширена в 1975 г. до 7-ми пунктов [Захаров и др., 1978; Василенко, Богданова, 1986]. В 1980 г. пункт 6 был перезаложен. Основные изменения плановой сети произошли в 1989 г., когда в приразрывной части поднятого крыла Центральносахалинского разлома были дополнительно заложены пункты 8, 9 и создан микрополигон "Урожайное", включающий пункты 9–14.

На **Тепловодском ГДП** в плановом построении с 1974 по 1990 г. выполнено 15 циклов измерений, в высотном с 1975 по 1990 г. – 16 циклов; на **Южном,** соответственно, 8 циклов с 1975 по 1989 г. и 15 циклов с 1972 по 1990 г., на (рис. 6.8), соответственно, 8 циклов с 1972 по 1983 и 7 – с 1983 по 1990 г. Интервалы между измерениями составляли в

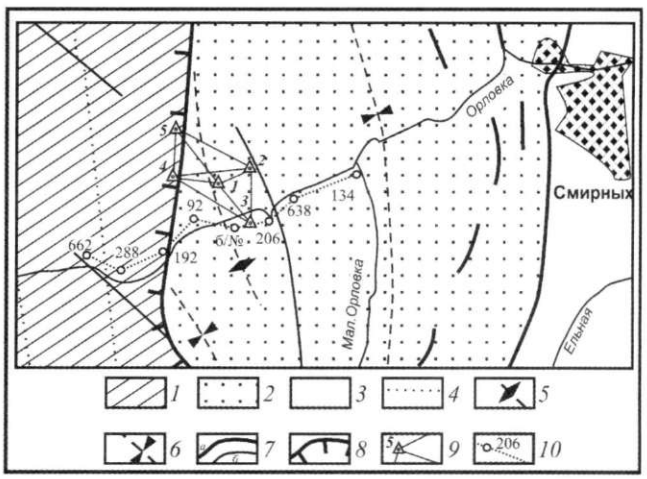


Рис. 6.8. Схема Орловского геодинамического полигона
(по Н.Ф. Василенко; геология по [Булгаков и др., 2002])
1 – верхний мел; *2* – неоген; *3* – четвертичные образования; *4* – стратиграфические границы и маркирующие горизонты; *5, 6* – оси складок: *5* – антиклинальных, *6* – синклинальных; *7* – разломы (*а* – активные, *б* – неактивные); *8* – взбросо-надвиг; *9* – триангуляционная сеть; *10* – нивелирная линия

Рис. 6.9. Схема активных разломов в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения (на врезке схема Пильтунского геодинамического полигона) [Василенко и др., 1995]

1 – разломы: а – Восточно-Эхабинский, б – Пильтунский, в – Верхне-Пильтунский, г – Гыргырланьи-Дагинский; *2* – эпицентр очага Нефтегорского землетрясения; *3* – положение Пильтунского (А) и Нефтегорского (Б) геодинамических полигонов; *4* – пункт плановой (*а*) и репер нивелирной (*б*) сети

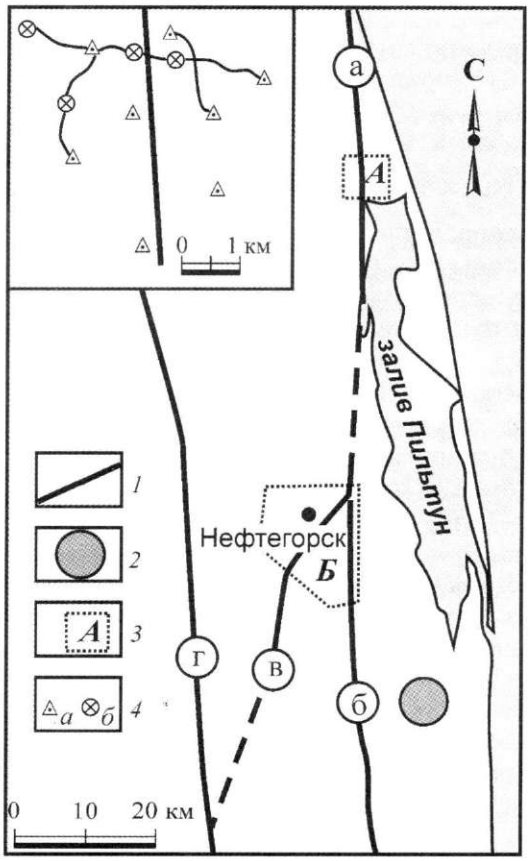
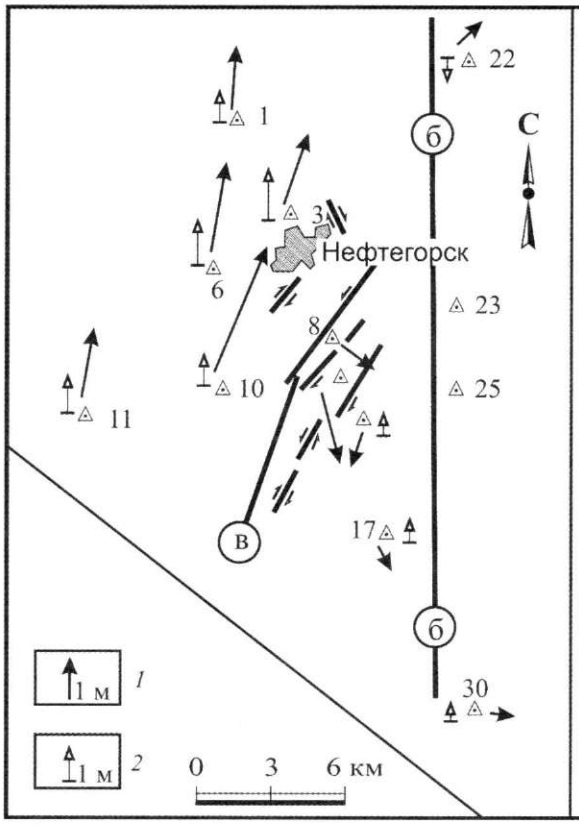


Рис. 6.10. Схема векторов смещения пунктов Нефтегорского геодинамического полигона и сейсмических разрывов в зоне Верхне-Пильтунского разлома (схему разрывов составил М.И. Стрельцов) [Василенко и др., 1995]

Векторы горизонтального (*1*) и вертикального (2) смещения и их масштаб. Остальные условные обозначения см. рис. 6.9



Смещения пунктов Нефтегорского геодинамического полигона за 1990-1995 гг. (м)

№ пункта	X	Y	H
1	+1,70	+0,21	+0,65
3	+1,92	+0,67	+1,13
6	+2,46	+0,44	+1,03
8	-0,72	+1,02	+0,34
10	+3,39	+1,46	+0,58
11	+1,93	+0,42	+0,76
13	-086	-0,22	+0,31
17	-0,63	+0,25	+0,32
22	+0,50	+0,66	-0,41
23	0,00	0,00	0,00
25	-0,09	-0,06	+0,07
30	-0,01	+0,65	+0,20
M01	-1,97	+0,62	-0,04

Оси X, Y, H ориентированы, соответственно, на север, восток и вверх

большинстве случаев один год, иногда до 3 лет, в периоды сейсмической активности – несколько месяцев [Василенко, Богданов, 1986; Василенко, Богданова, 1988; Василенко, Кудельки на, 1995].

На **Пильтунском ГДП** плановая сеть и нивелирный профиль протяженностью около 12 км пересекают один из сегментов Пильтунского (Северосахалинского) регионального разлома – Восточно-Эхабинский разрыв (рис. 6.9).

На **Нефтегорском ГДП** (рис. 6.10) при оценке величин горизонтальных и вертикальных смещений пунктов за 1990 – 1995 гг. в качестве исходного принимался пункт № 23.

Измерение горизонтальных движений

Изучение современных горизонтальных движений земной коры (СГДЗК) на Сахалине в основном выполнялось методом трилатерации с использованием светодальномеров СГ-3 (до 1988 г.) и СП2 (с 1988 г.). Линейные измерения в июле 1988 г. на Тепловодском ГДП выполнены обоими инструментами, результаты наблюдений хорошо согласуются друг с другом. Для измерения коротких сторон Южного ГДП в 1988 г. использовался светодальномер СП2, длинные стороны измерены СГ-3. Методика светодальномерных измерений описана в работах [Василенко, Медведев, 1978; Василенко и др., 1981]. Измерение горизонтальных углов выполнялось только на начальном этапе исследований в 1974–1975 гг.

Наблюдения 1988 г. на Тепловодском ГДП, в связи с произошедшим землетрясением в районе пос. Синегорск [Поплавская и др., 1989], выполнены в июле (до землетрясения) и августе (после землетрясения).

На Пильтунском полигоне плановая сеть (23 стороны) измерялась методом трилатерации с использованием светодальномеров СГ-3 (1983 и 1984 гг.) и СП-2 "Топаз" (1990 г.). Ошибки измеренных сторон по результатам уравнивания составляют 1,5–5 мм.

Нивелирование

Нивелирные профили Тепловодского и Южного ГДП претерпели значительные изменения. Взамен утраченных закладывались новые знаки и дополнительные пункты наблюдений. Основное сгущение обоих нивелирных профилей для детального изучения разрывных нарушений было выполнено в 1989 г.

Повторное нивелирование на профилях геодинамических полигонов выполнялось по методике государственного нивелирования II класса, усовершенствованной В.К. Захаровым [Захаров, Григорьева, 1977]: с двумя отсчетами по каждой шкале рейки, по одной паре костылей в прямом и обратном направлениях с соблюдением допусков, принятых при нивелировании I класса.

Нивелирование выполнялось нивелиром с самоустанавливающейся линией визирования Ni-007 и 3-метровыми штриховыми с инварной полосой рейками фирмы Карл Цейсс, Йена, ГДР. Нивелированию предшествовали лабораторные и полевые исследования инструмента, а также компарирование реек на компараторе предприятия № 2-ГУГК (ныне Росткартография). Средние квадратические ошибки нивелирования на 1 км хода не превысили 0,5 мм/км.

Для изучения короткопериодических составляющих вертикальных движений земной поверхности нивелирование Тепловодского ГДП в 1977 и 1984 гг., Южного ГДП в 1974 и 1977 гг. выполнялось дважды. Повторные наблюдения 1988 г. на нивелирном профиле Тепловодского ГДП были связаны с происходившими в районе исследований землетрясениями [Поплавская и др., 1989]

На Пильтунском полигоне нивелирование выполнялось нивелиром Ni-007 (Карл Цейс, Йена) с точностью I класса.

в. Космогеодезические измерения

Космогеодезические GPS-измерения проводились для изучения трансрегиональных, региональных и локальных тектонических движений. Локализовались они преимущественно в эпицентральных зонах землетрясений: Онорского (M = 4,9, 1984 г.) [Василенко, Богданова, 1988] и катастрофических Нефтегорского (M = 7,2, 1995 г.) [Василенко и др., 2001] и Углегорского (M = 7,0, 2000 г.) землетрясений [Kogan a. oth., 2003].

Наиболее представительны повторные GPS-измерения в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения (27–28 мая 1995 г., M = 7,2), которые выполнялись в 1995 – 1997 гг. на территории около 5 000 км^2 при научно-техническом сотрудничестве Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ ДВО РАН) с российской стороны и Института сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета (Саппоро) с японской стороны [Василенко и др., 2001]. Цель работы – изучение пространственных косейсмических смещений и деформаций земной поверхности и разломной тектоники в эпицентральной области, особенно деформаций в зоне вскрывшегося в результате землетрясения Верхне-Пильтунского разлома, а также получение дополнительных сведений о механизме очага землетрясения и его тектонической природе. Повторные определения были выполнены на 56 пунктах триангуляции, причем в 1995 г. измерения были выполнены на 13 пунктах в северной части эпицентральной зоны, а в 1997 – на остальных пунктах. Для спутниковых измерений средняя квадратическая погрешность определения относительного положения пунктов не превысила 1 см по всем трем координатам из их обработки по программе Bernese Software, Version 3.4.

Для исключения систематических ошибок ориентации и масштаба при обработке повторных измерений в триангуляционной сети была выполнена ориентация сети относительно неизменного пункта 46 и направления относительно него средней ориентации западного крыла Гыргыланьи-Дагинского разлома. Это крыло, по данным спутниковой радиоинтерферометрии, испытало минимальное деформирование в результате землетря-

сения. Трансформация масштаба выполнялась по 9-ти пунктам сети, расположенным к западу от Верхне-Пильтунского разлома и наиболее точно определенным в разных эпохах. Вертикальные смещения пунктов определены по результатам повторного геометрического нивелирования; в пунктах региональных линий ГВО они вычислены по данным спутниковой интерферометрии и горизонтальным смещениям, а также по GPS-данным с введением поправок за высоту геоида над эллипсоидом относимости. Величины поправок для района исследований вычислил М.Г. Коган по данным Международного проекта NCAGP и международной модели гравитационного поля Земли. Точность поправок характеризуется величиной порядка 3–5 см.

Характеристика точности для векторов горизонтальных смещений была определена в основном по ошибкам трансформирования координат, полученных по разнородным измерениям сравниваемых циклов и др. Суммарное влияние ошибок оценивается в работе как 10–15 см для горизонтальных смещений и примерно столько же для вертикальных, что значительно меньше величин смещений земной поверхности, связанных с землетрясением, достигающих в постсейсмический период 4 м, а в предсейсмический 1 м.

6.3. Суммарная оценка современной криповой и сейсмогенной активности разрывов

Как отмечено выше, региональная нивелирная сеть затрагивает несколько крупнейших шовных зон, а геодинамические полигоны сконцентрированы в пределах Центральносахалинской и Северосахалинской зон разломов. Тем не менее, в настоящее время можно сделать лишь самые общие выводы о подвижности разрывных структур.

а. Данные региональной нивелирной сети

Анализ повторных измерений по нивелирным линиям ГВО Роскартографии на Сахалине дает возможность получить конкретные величины скорости вертикальных движений в обозначенные периоды времени и на определенных участках местности. Эти величины на Сахалине существенны. По ряду линий величины изменений скорости достигают 15 мм/год, а их колебания в смежных временных интервалах иногда доходят до 15–25 даже за длительные промежутки времени. Все основные показатели свидетельствуют о значительных колебаниях скорости на коротких временных интервалах. При этом высокие скорости за более короткие интервалы времени (2, 3, 4 года) компенсируются за более длительные временны́е интервалы, которые могут быть и сравнительно небольшими, например 7 лет (см. рис. 6.5).

По двум близко расположенным линиям, связывающим г. Южно-Сахалинск и пос. Охотское, за один и тот же интервал времени (1974 – 1977 гг.) отчетливо виден различный размах движений в смежных структурах. При этом активность воздыманий Сусунайского хребта значительно меньше дифференцированных движений в пределах Туйначинской ступени (см. рис. 6.4). Это свидетельствует о значительной индивидуальности движений даже смежных структур.

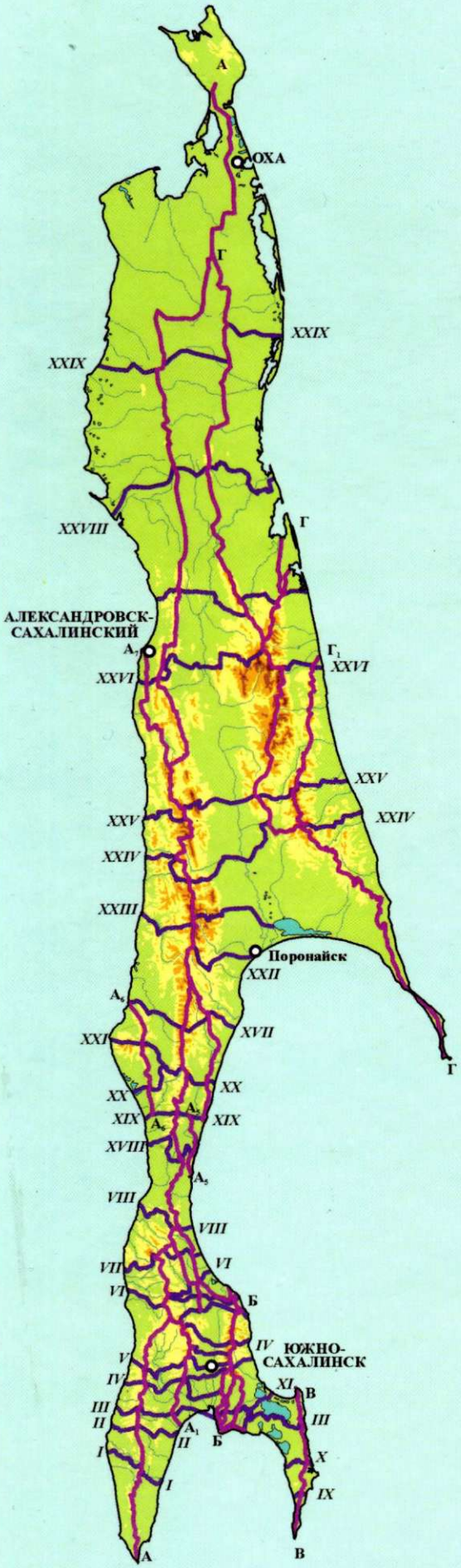
Более определенно временны́е интервалы, за которые происходят резкие колебания движений, смены их знака, в частности, на крупнейшем разломе Сахалина – Центральносахалинском – можно определить по результатам частых измерений на полигонах ИМГиГ (СахКНИИ) РАН.

6. Современные горизонтальные тектонические движения на геодинамических полигонах

Результаты измерений в зоне Центральносахалинского разлома

Горизонтальные деформации на полигонах определены в виде сдвигов (право- или левосторонних), сжатия – растяжения и в амплитудах колебаний разнонаправленных деформаций. Эти характеристики получены в основном по многократным измерениям длин линий сетей ГДП с использованием высокоточных светодальномеров СГ-3 или СП2. Один из циклов измерений выполнен двумя разными типами приборов, и СКО разностей между такими измерениями не превысили 2 мм. При рассмотрении разностей длин линий, измеренных в последовательных циклах, выявляются частая смена знака этих разностей и различная интенсивность проявления этих колебательных изменений.

На **Тепловодском ГДП** при определении горизонтальных перемещений в качестве "неподвижных" знаков брались пункты 4, 5, 6. В первом временном интервале (1975 – 1977 гг.) здесь наблюдалось неравномерное площадное расширение с максимальной величиной 5×10^{-6}, сопровождавшееся правосторонним (север-северо-восточным) смещением до 12 мм/год. В следующем интервале (1977 – 1979 гг.) расширение сменилось сжатием (20×10^{-6}), а смещение стало левосторонним (к югу 20–25 мм/год). Затем (1979 – 1980 гг.) получилось расширение такой же интенсивности, как предыдущее сжатие, и правостороннее смещение. В 1980 – 1982 гг. все изменения находились в пределах ошибок. В 1982–1983 гг. изменения опять меняют знак, но интенсивность их по сравнению с предыдущей





Воейкова Ольга Алексеевна – геолог, геоморфолог, старший научный сотрудник Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, автор более 30 публикаций, в том числе двух монографий.



Несмеянов Сергей Алексеевич – геолог, геоморфолог, главный научный сотрудник Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, доктор геолого-минералогических наук, автор более 200 публикаций, в том числе 20 монографий.



Серебрякова Лидия Ивановна – геодезист, старший научный сотрудник ЦНИИГАиК, кандидат технических наук, автор более 30 публикаций, в том числе двух монографий.

НАУКА

ISBN 978-5-02-034107-4



Рис. 6.2. Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин [Карта..., 1981] (С упрощениями)

1 – линии повторного нивелирования, замеры 1953–1977 гг.; *2* – территории, не обеспеченные линиями повторного нивелирования; *3* – скорости современных движений и их направленность (мм/год)

По результатам измерений в линиях нивелирования высших классов Главной высотной основы (ГВО) страны в 1980 г. при участии СахКНИИ РАН (н. Институт морской геофизики и геологии – ИМГиГ РАН) Предприятие № 2 Роскартографии и ЦНИИГАиК опубликовали карту современных вертикальных движений о. Сахалин (рис. 6.2).

От ряда уровнемерных постов на побережьях острова были вычислены скорости современных движений по линиям нивелирования. На полуострове Шмидта и на восточной половине Центрального Сахалина данных по вертикальным движениям получено не было.

Карты [Карта..., 1981; Карта современных..., 1986] наглядно подтверждают и широтную зональность острова, и современную подвижность основных новейших структур. Так, Северный Сахалин изолированно от остальной территории опускается.

В Центральносахалинском сегменте на карте проявилось поднятие структуры Центральнокамышового мегаподнятия. Максимальная скорость поднятия (южнее города Макарова) +7,3 мм/год. Тымь-Поронайская мегавпадина испытывала в целом слабые опускания, но на широте Макарова они достигали –4 мм/год. В районе Восточно-Сахалинских гор данных повторного нивелирования нет.

На Южном Сахалине в районе Южнокамышового поднятия наблюдалось более слабое поднятие, чем на Центральном. В среднем оно составило около +1,5 мм/год. Но здесь не было нивелирной линии, проходящей через наиболее приподнятую часть осевой зоны этого поднятия. Сильным опусканиям подверглась Аниво-Сусунайская мегавпадина. Максимальная скорость опускания достигла –8,2 мм/год. В целом наблюдается опускание восточной части острова относительно западной. Перепад скоростей достигает 5–8 мм/год. Линией раздела служит зона Центральносахалинского разлома.

Таким образом, вертикальные деформации территории Сахалина характеризуют движения тектонических структур примерно за период 1950–1970-е гг. При довольно высоких значениях величин скоростей (до 7–8 мм/год) различные крупные структурные элементы проявили унаследованные либо инверсионные движения.

Для района г. Южно-Сахалинска существует детальная, масштаба 1:25 000, карто-схема современных вертикальных движений земной поверхности по данным повторного нивелирования [Карто-схема..., 1986]. На ней приведены материалы повторного нивелирования за 1973–1983 гг. с использованием локальных сетей (замкнутых полигонов и

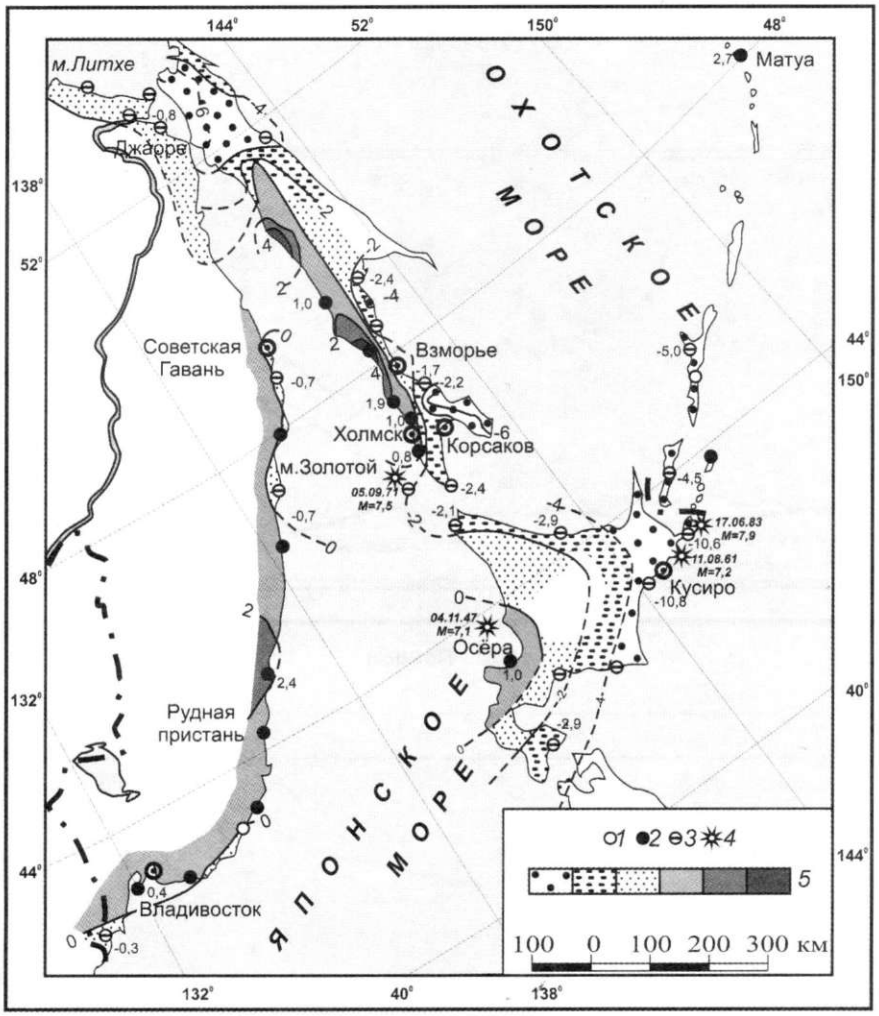


Рис. 6.3. Карта современных вертикальных движений берегов юга Дальнего Востока (по уровнемерным данным)
[Никонов, 1995]

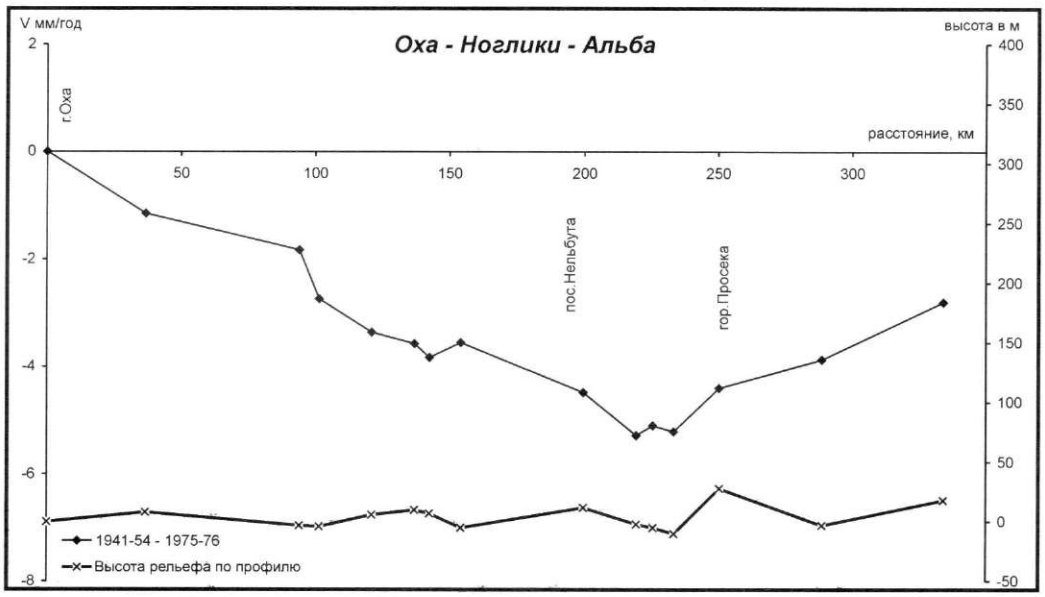
1–3 – уровнемерные пункты и значения скорости в них, мм/год: *1* – поднятия, *2* – отсутствие выраженной тенденции движений, *3* – опускания; *4* – эпицентры сильных землетрясений прошлого; *5* – шкала значений скорости вертикальных движений, показанных изолиниями

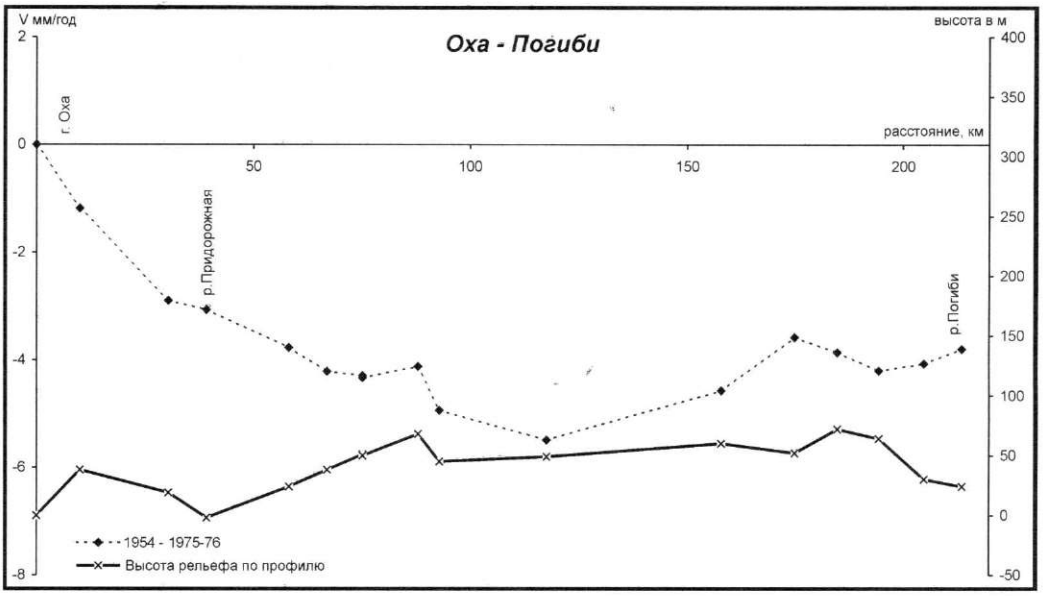
отдельных линий, опирающихся на фундаментальные, грунтовые и стенные репера, пункты триангуляции и полигонометрии). В качестве местного исходного нуля избран фундаментальный репер № 303 (в начале Коммунистического проспекта), от которого считались скорости движений в сетях.

Обращает на себя внимание существование небольших (до 1–3 км в поперечнике) изометричных в плане участков с повышенными скоростями до +15,6 (±1,2) мм/год при невязках скоростей движений по полигонам 0–4,7 мм/год.

Сравнение этой карто-схемы с рассмотренной выше картой СВДЗК о. Сахалин [1981] показало, что в локальных сетях скорости могут в два-три раза превышать максимальные скорости в региональной сети, изменяющиеся обычно от +6 до –7 мм/год. Локальные максимумы скоростей движений, полученные для временны́х интервалов, близких к 5–15 годам, в свою очередь в несколько раз уступают максимумам скоростей, полученным на геодинамических полигонах при более частых (месяцы, первые годы) повторных измерениях (первые десятки сантиметров в год).

Отмеченная по повторным нивелировкам широтная асимметрия современных движений южной части Сахалина подтверждается уровнемерными измерениями для Южного и Центрального сегментов острова (рис. 6.3). Карта подобных измерений, составленная А.А. Никоновым и Г.Г. Якушко [Никонов, 1995_2], опирается на ряд уровнемерных пунктов с учетом эвстатического подъема (+1 мм/год) уровня Мирового океана. На ней видно интенсивное воздымание большей части западного побережья о. Сахалин (Западно-Сахалинских гор) и уменьшение воздыманий или проявление опусканий к востоку. Следовательно, для большей части острова фиксируется общий перекос островного блока, характерный и для о. Хоккайдо. Северный Сахалин при этом отличается интенсивными (до –6 мм/год) опусканиями, которые, как отмечено выше, получили отражение и по результатам повторного нивелирования [Карта..., 1981].





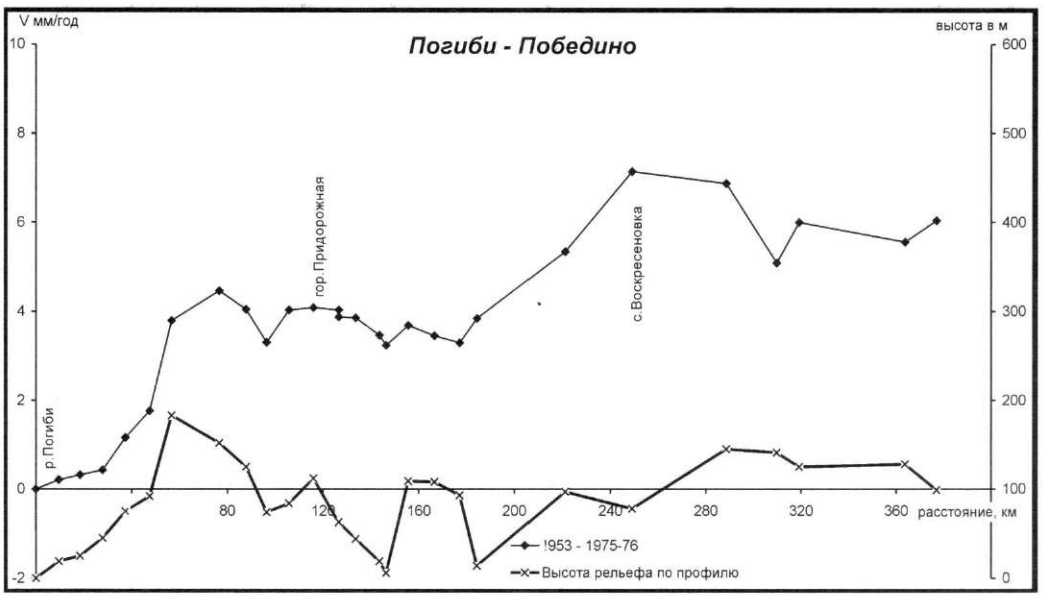
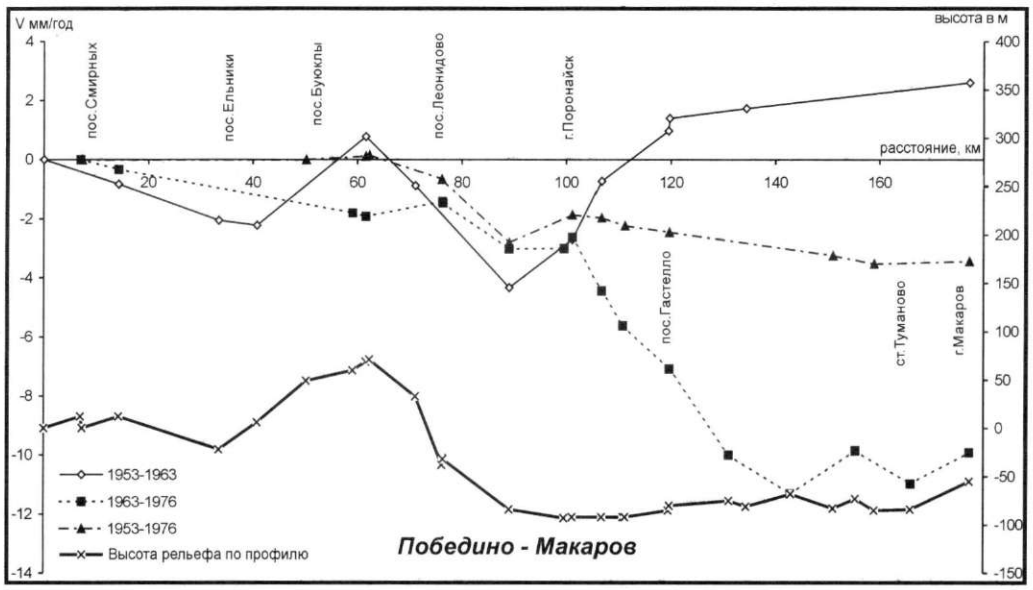
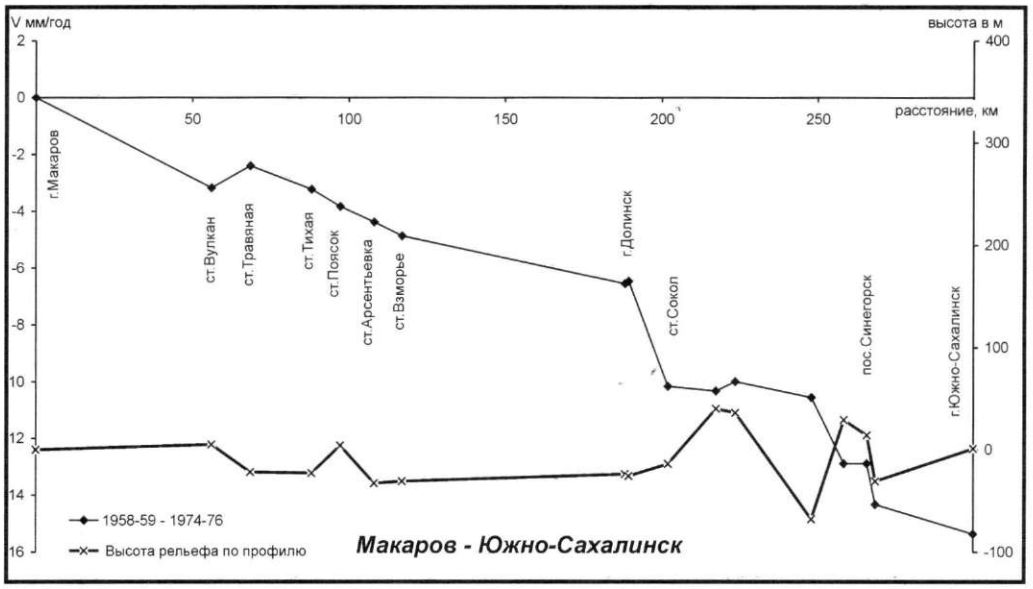


Рис. 6.4. Деформации по линиям нивелирования





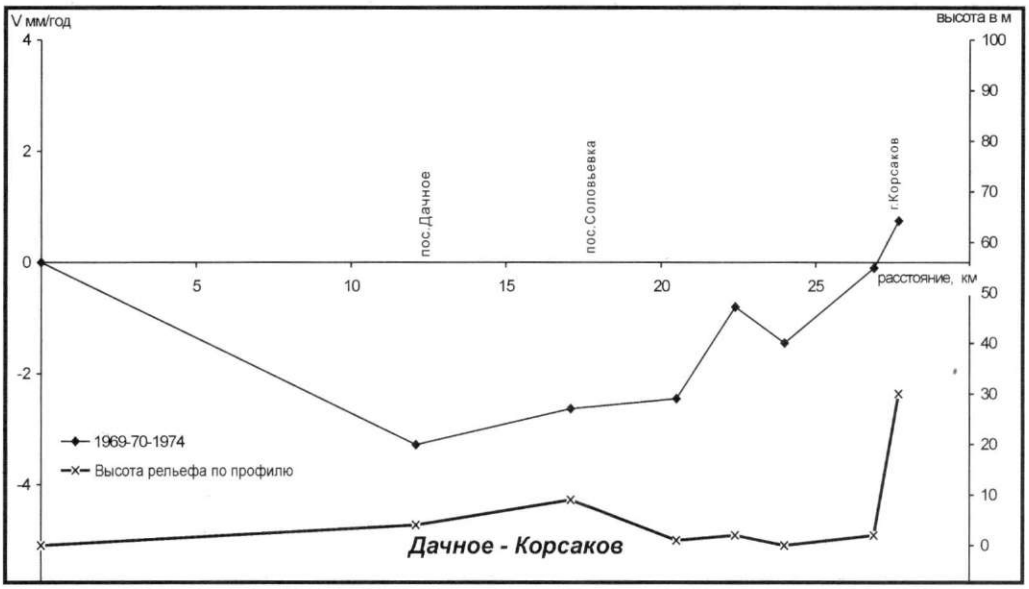


Рис. 6.4 (продолжение)

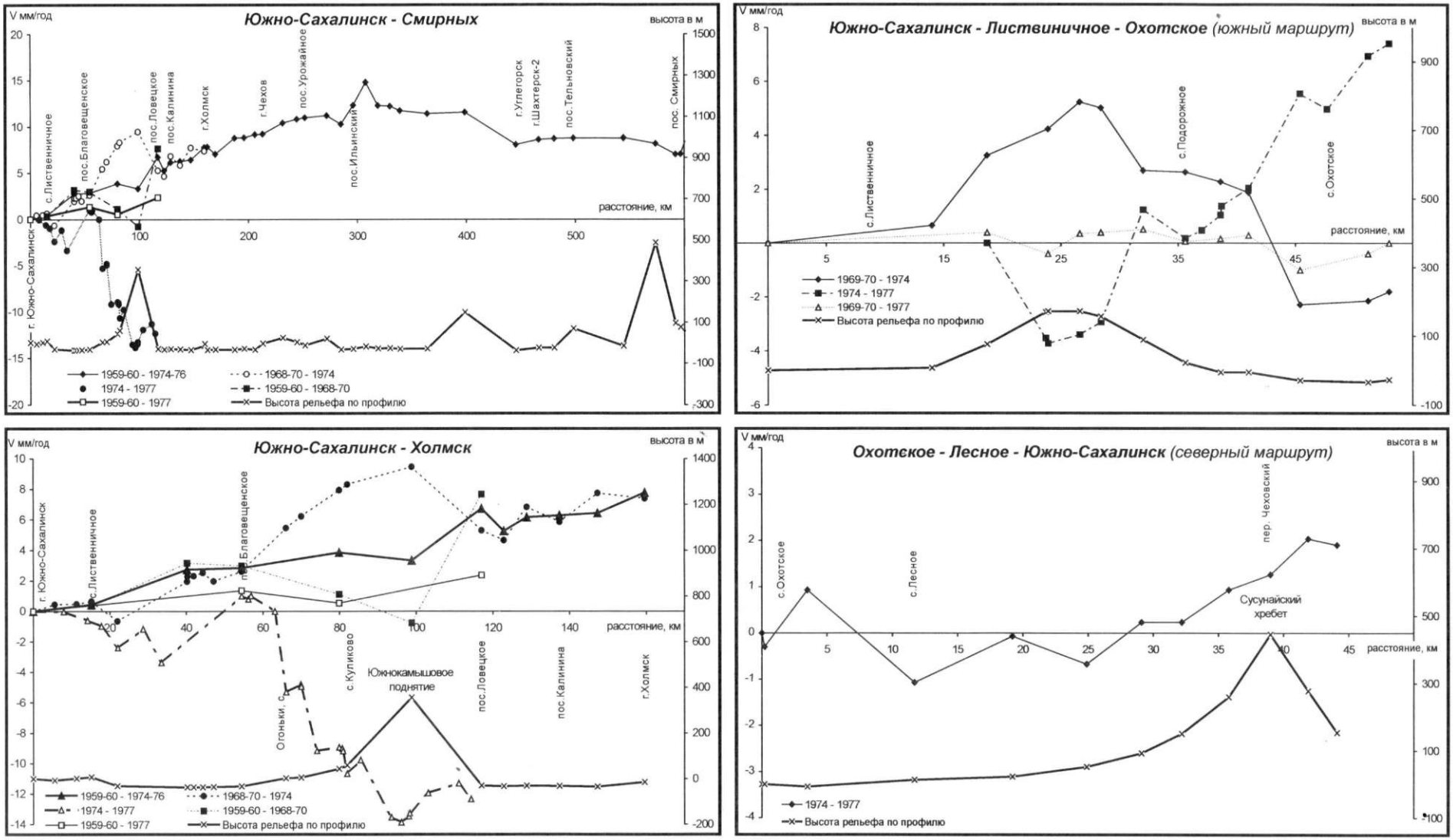


Рис. 6.4 (окончание)

Краткая характеристика стиля деформаций по линиям нивелирования

Далее во всех случаях речь будет идти об опусканиях или поднятиях относительно начального репера линии, т.е. об "относительном рельефе", традиционно изображаемом на геодезических профилях (рис. 6.4). Иногда смена знака вертикальных движений может быть предположительно связана с влиянием близких территориально и сходных по времени землетрясений. Детальнее этот вопрос рассмотрен в разделе 6.3 е.

Оха – Ноглики – Альба, 1941 – 1954 – 1975-76 гг. Линия целиком расположена на Северосахалинском инверсионном поднятии. Она проходит с севера на юг по его восточной части от Охи до поселков Нельбуты и Ногликов. На севере линия испытывает относительное опускание с постепенно увеличивающейся скоростью –5,5 мм/год. Затем деформация меняет знак, и скорость опускания к концу линии возрастает до –2–(–3) мм/год.

Оха – Погиби, 1954 – 1975-76. Данная линия, как и предыдущая, проходит по структурам Северного Сахалина. Наибольшая скорость опускания здесь, как и на предыдущей линии –5 мм/год в центральных частях, а в юго-западных наблюдается незначительное уменьшение скоростей и изменения знака движений.

Погиби – Победино, 1953 – 1975-76. Линия проходит частично по Северному, частично по Центральному Сахалину. Она пересекает последовательно районы поднятий и опусканий, слабо повторяя рельеф, что является показателем унаследованности движений. На севере она пересекает Лангры-Вагисскую гряду поднятий, затем идет по Ныйско-Байкальской цепи впадин Северного Сахалина и в районе устья р. Ныш переходит на структуры Тымь-Поронайской мегавпадины. В пределах последней линия проходит параллельно Центральносахалинскому трансрегиональному разлому. Скорости на этих участках сильно варьируют, достигая почти +8 мм/год в пределах центральной части Поронайской впадины. График имеет две выразительные ступени поднятий. Они делят его на три участка – первый при переходе от равнины к поднятиям. Здесь наблюдается постепенное увеличение скорости от 0 до 4–4,5 мм/год. Затем в пределах Северного Сахалина наблюдается достаточно стабильное поднятие со скоростями порядка 4–4,5 мм/год.

Продолжением линии Погиби – Победино к югу является линия **Победино – Макаров,** по которой имеется три цикла измерений – 1953, 1963, 1976 гг. От пос. Победино до пос. Леонидово линия проходит по западной прибортовой части Тымь-Поронайской мегавпадины. В районе г. Поронайска она заходит в центральную часть мегавпадины, а далее снова приближается к западному приразрывному краю мегавпадины на восточном побережье острова. В первое десятилетие (1953–1963 гг.) измерений были установлены унаследованные движения – линия поднимается в областях относительных поднятий. Размах скоростей от –2 до +0,5 мм/год. Резкое изменение графика приурочено к району г. Поронайска. В период 1953–1963 гг. отсюда начинается постепенное поднятие к югу. В период 1963–1976 гг. – обратное движение: резкое опускание. Особенно сильное опускание до –10– –12 мм/год намечается на участке, где линия проходит непосредственно по побережью.

Продолжением этой линии к югу, в свою очередь, является линия **Макаров – Южно-Сахалинск.** Она проходит по отрицательным структурам Центрального и Южного Сахалина. Временной интервал измерений близок ко второму интервалу предыдущей линии, и здесь продолжается относительное увеличение скорости опускания к югу с разными градиентами. Максимальные скорости опусканий до –15 мм/год наблюдаются на Южном Сахалине в пределах Анива-Сусунайской мегавпадины на участке между г. Долинском и ст. Сокол и в районе г. Синегорска.

На графике линии **Ильинский–Арсентьевка** (всего два репера), по меньшей мере, можно заключить, что за период 1959 – 1974-76 гг. в самом узком месте острова, на перешейке Поясок заметных изменений в скоростях в широтном направлении не произошло.

Далее следуют линии Южного Сахалина, где значительно больше густота и частота измерений.

Движения по линии **Дачное – Корсаков, 1969-70 – 1974 гг.** за короткий четырехлетний период слабо варьируют от +1 до –3,5 мм/год.

Линия **Южно-Сахалинск – Смирных,** нивелировавшаяся в 1959-60 и 1974-76 гг., начинается в Сусунайской депрессии, пересекает Южнокамышовое мегаподнятие в широтном направлении до г. Невельска, а затем проходит субмеридионально на север по западному побережью Южного и Центрального Сахалина до пос. Бошняково, где пересекает Центральнокамышовое мегаподнятие с востока на запад, переходя на самом западе на структуры Тымь-Поронайской мегавпадины (пос. Смирных). В пределах Южного Сахалина наблюдается постепенное увеличение скоростей до значений 8-10 мм/год на структурах Пояска. Это подтверждает относительное опускание Южного Сахалина, выявленное по линии Макаров – Южно-Сахалинск. В Центральном Сахалине наблюдается слабая тенденция к прогибанию с очень незначительным разбросом скоростей. В пределах Южного Сахалина на пересечении Южнокамышового мегаподнятия имеется несколько циклов измерений. Относительно г. Южно-Сахалинска (центральная часть Анива-Сусунайской мегавпадины) в период до 1974-75 гг. Южнокамышовое мегаподнятие испытывало подъем, достигающий максимума к 1974 г. (более 9 мм/год). Затем (1974 – 1977 гг.) знак

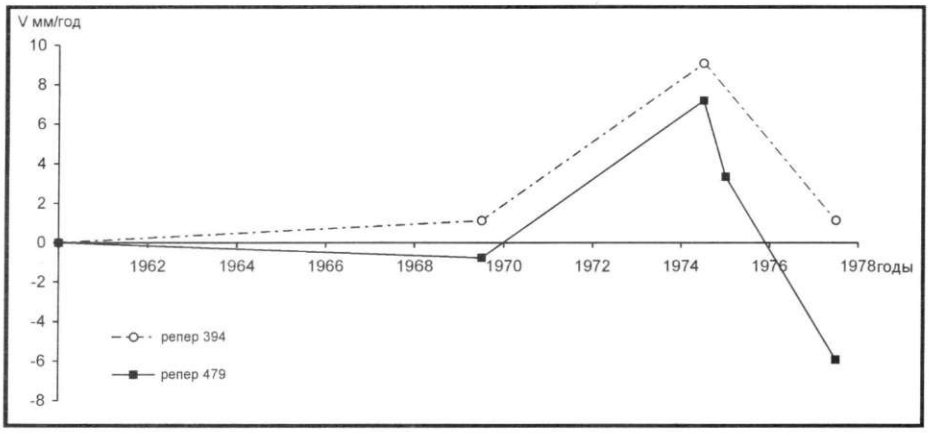


Рис. 6.5. Изменение скорости во времени по реперам 479, 394 относительно фундаментального репера 303 в Южно-Сахалинске

движений меняется, и здесь наблюдается значительное понижение до –14 мм/год. Изменения по всей линии за суммарный период (1959-60 – 1977 гг.) оказались небольшими. Для анализа изменения скоростей движений очень важен интервал осреднения значений. Чем меньше временной интервал (например, 1974–1977 гг.), тем большую дифференциацию движений можно наблюдать для данного региона.

Южно-Сахалинск – Лиственничное – Охотское (южный маршрут). По данной линии проводилось два цикла измерений 1969-70 – 1974 гг. и 1974 – 1977 гг. В большей своей части линия проходит по структурам Тунайчинской ступени Сусунайско-Тонинского блокового мегаподнятия. Скорости движений на участках перехода от Сусунайской впадины к Тунайчинской ступени на обоих этапах измерений показывают слабое поднятие. В пределах Чапаевско-Юнонского поднятия в 1969-70 – 1974 гг. видно значительное поднятие со скоростями порядка 5-6 мм/год, которое затем сменяется опусканием со скоростями до –4 мм/год. Обратная инверсия скоростей имела место и в пределах Муравьевского грабена (пос. Охотское): здесь наблюдавшееся на первом этапе значительное поднятие (до 8 мм/год) сменяется прогибанием (до –2 мм/год). При определении движений за суммарный интервал 1969-70 – 1977 гг. все различия практически обнуляются.

Охотское – Лесное – Южно-Сахалинск (северный маршрут). Данная линия начинается на структурах Муравьевской впадины и в широтном направлении пересекает поднятые структуры Сусунайского хребта, спускаясь на востоке в пределы Сусунайской впадины (г. Южно-Сахалинск). В целом по этой линии наблюдается небольшое воздымание центральной части Сусунайского поднятия со значениями до 1–2 мм/год.

Данные по линиям повторного нивелирования (в частности Южно-Сахалинск – Невельск – фрагмент линии Южно-Сахалинск – Смирных) были использованы для анализа относительных движений двух крупных смежных мегаструктур, разделенных трансрегиональным Центральносахалинским разломом. Анализировались движения наиболее представительных реперов 479 (западная часть Южнокамышового мегаподнятия) и 394 (его восточная часть) относительно фундаментального репера 303 в городе Южно-Сахалинске (центральная часть Анива-Сусунайской мегавпадины) – рис. 6.5. Поскольку на этом участке нивелирной линии было выполнено несколько нивелировок разными организациями, здесь показаны результаты прямых нивелирований (без промежуточных циклов) за весь рассматриваемый период. Выявленные движения можно с определенной долей вероятности отнести в основном к перемещениям крыльев Центральносахалинского разлома. Наибольшие колебания скоростей относятся к периоду 1970 – 1978 гг. Максимум поднятия западного крыла – 1974 г., максимум опускания – 1977 г.

Анализ повторных измерений по нивелирным линиям ГВО Роскартографии на Сахалине в целом подтверждает блоковый характер выявленных геоморфологическими методами позднеорогенных структур. Конкретные скорости современных движений земной коры (от нескольких до 15 мм/год) характерны для орогенических областей.

6. Наблюдения на геодинамических полигонах

Для изучения современных горизонтальных и вертикальных разрывных смещений и поиска предвестников землетрясений создан ряд геодинамических полигонов. Большая их часть расположена в зонах Северосахалинского и Центральносахалинского разломов.

В южной и центральной частях острова, на разных участках Центральносахалинского глубинного разлома, специалисты СахКНИИ создали три геодинамических полигона, в сетях которых выполнялись высокоточные линейно-угловые измерения и нивe-

лирование. Плановые и высотные сети этих ГДП были надежно закреплены – плановые сети закреплены в долинах грунтовыми трубчатыми центрами на глубину 1,8 м, на вершинах – скальными с заглублением в коренные породы не менее 1 м, а высотные – соответствующими грунтовыми и скальными реперами. Угловые измерения выполнялись со средней квадратической ошибкой (СКО) из уравнивания сетей 0,3–0,5", линейные – с относительной ошибкой $(5 \div 6) \times 10^{-7}$ при длине линий 2–10 км. Конструктивно полигоны состоят из плановой сети и нивелирных профилей, пересекающих зону Центральносахалинского разлома на разных её участках.

Орловский ГДП расположен в средней части Центральносахалинского разлома на широте пос. Смирных, **Тепловодский** и **Южный** – в южной его части. Измерения на Орловском ГДП были начаты в 1982 г., на двух остальных – в середине 1970-х гг. Для анализа имеются данные по ежегодным измерениям до 1990-х гг. На территории расположения этих ГДП выполнены геоморфологические исследования по привязке элементов полигона.

В зоне Северосахалинского разлома заложено два геодинамических полигона: Пильтунский и Нефтегорский.

Пильтунский полигон заложен в 1983 г. в западной части перешейка между заливами Пильтун и Одопту. Здесь плановая сеть и нивелирный профиль общей протяженности около 12 км пересекают один из сегментов Пильтунского (Северосахалинского) регионального разлома – Восточно-Эхабинский разрыв. Часть пунктов плановой сети полигона расположена в непосредственной близости от пунктов триангуляции, где в 1932 г. выполнялись наблюдения. Это позволило выявить горизонтальные движения за первый период длительностью около 50 лет. Повторные наблюдения выполнялись в 1983, 1984, 1990 гг.

Нефтегорский полигон, пересекающий Пильтунский сбросо-сдвиг, был развернут для изучения эпицентральной зоны Нефтегорского землетрясения (1995 г.) [Василенко и др., 1995]. Для изучения сейсмотектонических деформаций этого землетрясения были привлечены пункты государственной геодезической сети I–IV классов, последние измерения на которых были выполнены в 1990 г. Ошибки планового и высотного положения пунктов не превышали 10 см.

Повторные наблюдения проведены российско-японской экспедицией в июне 1995 г. с привлече-

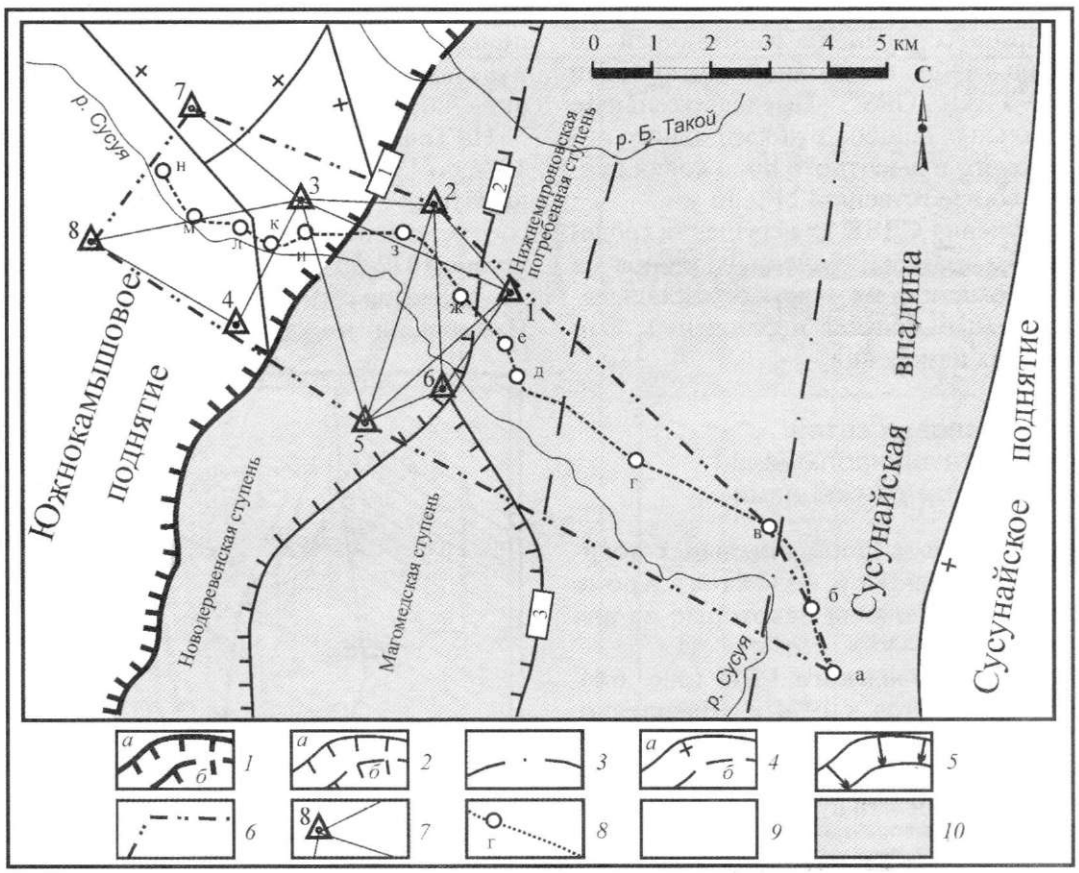


Рис. 6.6. Схема расположения Тепловодского полигона

1–4 – разрывные нарушения (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые под чехлом четвертичных отложений): *1* – главный сместитель Центральносахалинского новейшего разлома (1), *2* – активные надвиги (2 – Покровский, 3 – Апреловский), *3* – глубоко погребенный разрыв, *4* – прочие новейшие разрывы с указанием поднятого (+) крыла; *5* – новейшие флексуры; *6–8* – геодинамический полигон (по Н.Ф. Василенко): *6* – граница полигона, *7* – триангуляционная сеть, *8* – нивелирная линия; *9* – структуры региональных поднятий (Южнокамышового и Сусунайского); *10* – структуры Сусунайской впадины

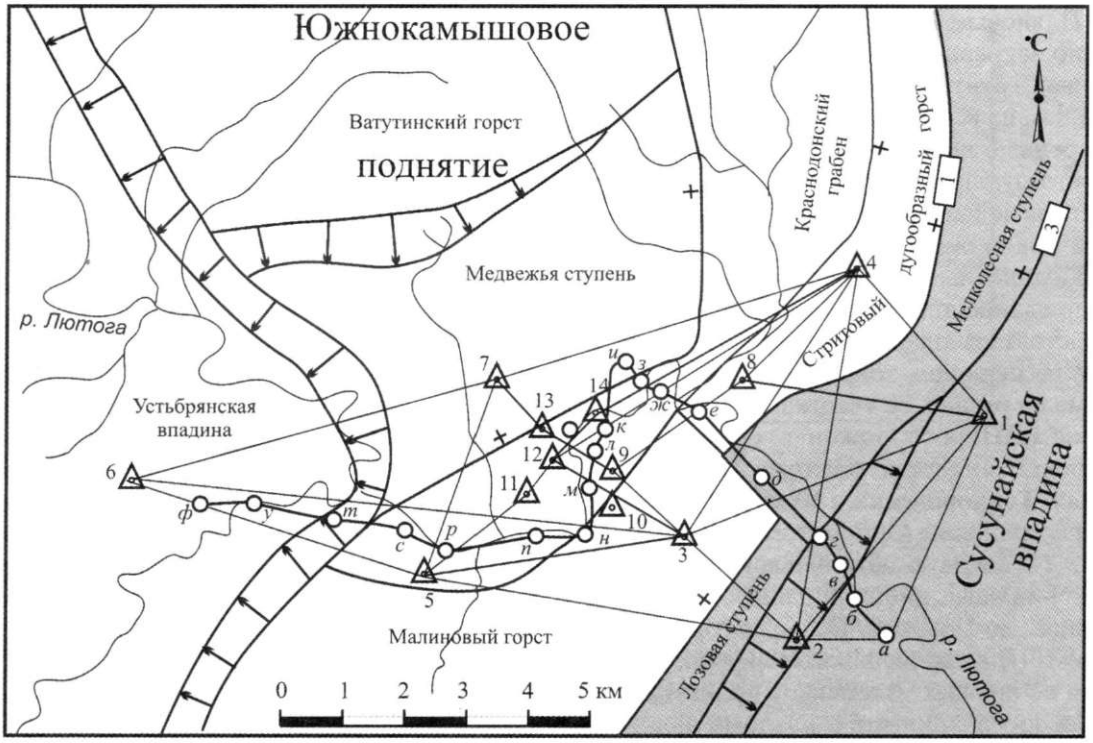


Рис. 6.7. Схема расположения Южного полигона
Условные обозначения см. рис. 6.6

нием спутниковой геодезической аппаратуры (GP-R1DY Tompson corporation), работающей по сигналам глобальной навигационной спутниковой системы "NAVSTAR GPS". Предварительные оценки максимальных ошибок относительного определения планового и высотного положения пунктов составили, соответственно, 21 и 36 мм.

В процессе изучения СДЗК для сгущения геодезической сети или взамен утраченных знаков на отдельных полигонах или их участках закладывались дополнительные пункты наблюдений. Это отражено в сводках измерений.

Конструкция плановых сетей и сводки результатов наблюдений за горизонтальными движениями

Конструкции плановых сетей отдельных полигонов отражают специфику объектов. Кроме того, в процессе исследований некоторые из них претерпели изменения.

Плановая сеть **Тепловодского ГДП** (рис. 6.6), состоящая из 6-ти пунктов в 1974 г. [Василенко, Медведев, 1978], была расширена до 8 пунктов в 1975 г. [Захаров и др., 1978; Василенко и др., 1981]. В этом же году в окрестности пунктов 2, 5 были заложены новые знаки.

Плановая сеть **Южного ГДП** (рис. 6.7) от 4-х пунктов в 1974 г. [Василенко, Медведев, 1978] была расширена в 1975 г. до 7-ми пунктов [Захаров и др., 1978; Василенко, Богданова, 1986]. В 1980 г. пункт 6 был перезаложен. Основные изменения плановой сети произошли в 1989 г., когда в приразрывной части поднятого крыла Центральносахалинского разлома были дополнительно заложены пункты 8, 9 и создан микрополигон "Урожайное", включающий пункты 9–14.

На **Тепловодском ГДП** в плановом построении с 1974 по 1990 г. выполнено 15 циклов измерений, в высотном с 1975 по 1990 г. – 16 циклов; на **Южном,** соответственно, 8 циклов с 1975 по 1989 г. и 15 циклов с 1972 по 1990 г., на (рис. 6.8), соответственно, 8 циклов с 1972 по 1983 и 7 – с 1983 по 1990 г. Интервалы между измерениями составляли в

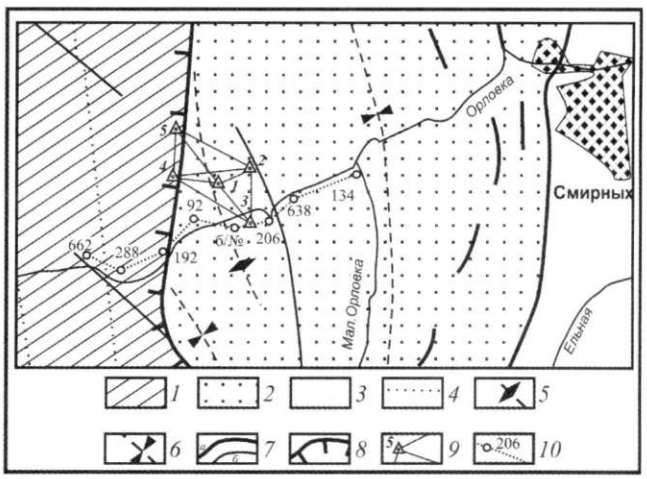


Рис. 6.8. Схема Орловского геодинамического полигона
(по Н.Ф. Василенко; геология по [Булгаков и др., 2002])
1 – верхний мел; *2* – неоген; *3* – четвертичные образования; *4* – стратиграфические границы и маркирующие горизонты; *5, 6* – оси складок: *5* – антиклинальных, *6* – синклинальных; *7* – разломы (*а* – активные, *б* – неактивные); *8* – взбросо-надвиг; *9* – триангуляционная сеть; *10* – нивелирная линия

Рис. 6.9. Схема активных разломов в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения (на врезке схема Пильтунского геодинамического полигона) [Василенко и др., 1995]

1 – разломы: а – Восточно-Эхабинский, б – Пильтунский, в – Верхне-Пильтунский, г – Гыргырланьи-Дагинский; *2* – эпицентр очага Нефтегорского землетрясения; *3* – положение Пильтунского (А) и Нефтегорского (Б) геодинамических полигонов; *4* – пункт плановой (*а*) и репер нивелирной (*б*) сети

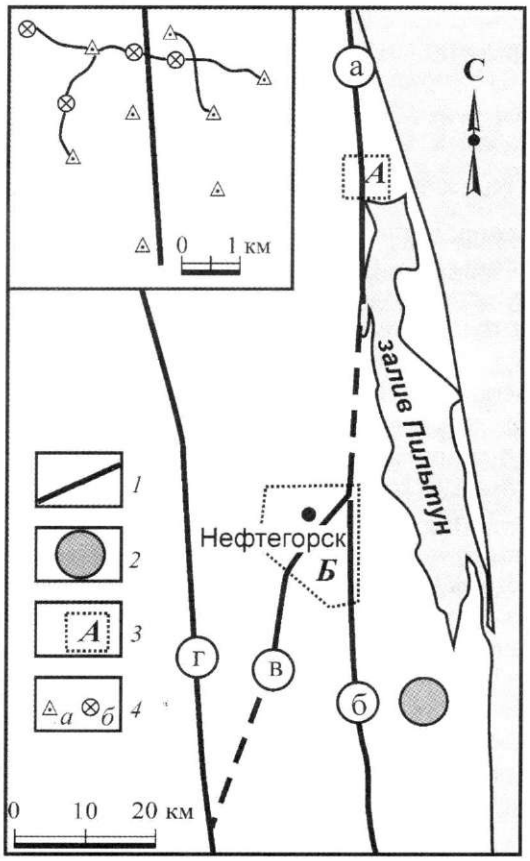
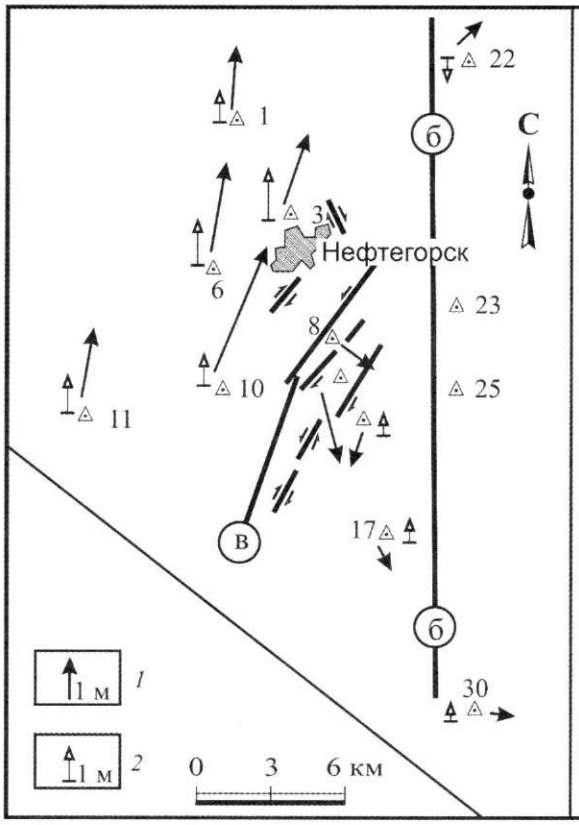


Рис. 6.10. Схема векторов смещения пунктов Нефтегорского геодинамического полигона и сейсмических разрывов в зоне Верхне-Пильтунского разлома (схему разрывов составил М.И. Стрельцов) [Василенко и др., 1995]

Векторы горизонтального (*1*) и вертикального (2) смещения и их масштаб. Остальные условные обозначения см. рис. 6.9



Смещения пунктов Нефтегорского геодинамического полигона за 1990-1995 гг. (м)

№ пункта	X	Y	H
1	+1,70	+0,21	+0,65
3	+1,92	+0,67	+1,13
6	+2,46	+0,44	+1,03
8	-0,72	+1,02	+0,34
10	+3,39	+1,46	+0,58
11	+1,93	+0,42	+0,76
13	-086	-0,22	+0,31
17	-0,63	+0,25	+0,32
22	+0,50	+0,66	-0,41
23	0,00	0,00	0,00
25	-0,09	-0,06	+0,07
30	-0,01	+0,65	+0,20
M01	-1,97	+0,62	-0,04

Оси X, Y, H ориентированы, соответственно, на север, восток и вверх

большинстве случаев один год, иногда до 3 лет, в периоды сейсмической активности – несколько месяцев [Василенко, Богданов, 1986; Василенко, Богданова, 1988; Василенко, Кудельки на, 1995].

На **Пильтунском ГДП** плановая сеть и нивелирный профиль протяженностью около 12 км пересекают один из сегментов Пильтунского (Северосахалинского) регионального разлома – Восточно-Эхабинский разрыв (рис. 6.9).

На **Нефтегорском ГДП** (рис. 6.10) при оценке величин горизонтальных и вертикальных смещений пунктов за 1990 – 1995 гг. в качестве исходного принимался пункт № 23.

Измерение горизонтальных движений

Изучение современных горизонтальных движений земной коры (СГДЗК) на Сахалине в основном выполнялось методом трилатерации с использованием светодальномеров СГ-3 (до 1988 г.) и СП2 (с 1988 г.). Линейные измерения в июле 1988 г. на Тепловодском ГДП выполнены обоими инструментами, результаты наблюдений хорошо согласуются друг с другом. Для измерения коротких сторон Южного ГДП в 1988 г. использовался светодальномер СП2, длинные стороны измерены СГ-3. Методика светодальномерных измерений описана в работах [Василенко, Медведев, 1978; Василенко и др., 1981]. Измерение горизонтальных углов выполнялось только на начальном этапе исследований в 1974–1975 гг.

Наблюдения 1988 г. на Тепловодском ГДП, в связи с произошедшим землетрясением в районе пос. Синегорск [Поплавская и др., 1989], выполнены в июле (до землетрясения) и августе (после землетрясения).

На Пильтунском полигоне плановая сеть (23 стороны) измерялась методом трилатерации с использованием светодальномеров СГ-3 (1983 и 1984 гг.) и СП-2 "Топаз" (1990 г.). Ошибки измеренных сторон по результатам уравнивания составляют 1,5–5 мм.

Нивелирование

Нивелирные профили Тепловодского и Южного ГДП претерпели значительные изменения. Взамен утраченных закладывались новые знаки и дополнительные пункты наблюдений. Основное сгущение обоих нивелирных профилей для детального изучения разрывных нарушений было выполнено в 1989 г.

Повторное нивелирование на профилях геодинамических полигонов выполнялось по методике государственного нивелирования II класса, усовершенствованной В.К. Захаровым [Захаров, Григорьева, 1977]: с двумя отсчетами по каждой шкале рейки, по одной паре костылей в прямом и обратном направлениях с соблюдением допусков, принятых при нивелировании I класса.

Нивелирование выполнялось нивелиром с самоустанавливающейся линией визирования Ni-007 и 3-метровыми штриховыми с инварной полосой рейками фирмы Карл Цейсс, Йена, ГДР. Нивелированию предшествовали лабораторные и полевые исследования инструмента, а также компарирование реек на компараторе предприятия № 2-ГУГК (ныне Росткартография). Средние квадратические ошибки нивелирования на 1 км хода не превысили 0,5 мм/км.

Для изучения короткопериодических составляющих вертикальных движений земной поверхности нивелирование Тепловодского ГДП в 1977 и 1984 гг., Южного ГДП в 1974 и 1977 гг. выполнялось дважды. Повторные наблюдения 1988 г. на нивелирном профиле Тепловодского ГДП были связаны с происходившими в районе исследований землетрясениями [Поплавская и др., 1989]

На Пильтунском полигоне нивелирование выполнялось нивелиром Ni-007 (Карл Цейс, Йена) с точностью I класса.

в. Космогеодезические измерения

Космогеодезические GPS-измерения проводились для изучения трансрегиональных, региональных и локальных тектонических движений. Локализовались они преимущественно в эпицентральных зонах землетрясений: Онорского (M = 4,9, 1984 г.) [Василенко, Богданова, 1988] и катастрофических Нефтегорского (M = 7,2, 1995 г.) [Василенко и др., 2001] и Углегорского (M = 7,0, 2000 г.) землетрясений [Kogan a. oth., 2003].

Наиболее представительны повторные GPS-измерения в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения (27–28 мая 1995 г., M = 7,2), которые выполнялись в 1995 – 1997 гг. на территории около 5 000 км^2 при научно-техническом сотрудничестве Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ ДВО РАН) с российской стороны и Института сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета (Саппоро) с японской стороны [Василенко и др., 2001]. Цель работы – изучение пространственных косейсмических смещений и деформаций земной поверхности и разломной тектоники в эпицентральной области, особенно деформаций в зоне вскрывшегося в результате землетрясения Верхне-Пильтунского разлома, а также получение дополнительных сведений о механизме очага землетрясения и его тектонической природе. Повторные определения были выполнены на 56 пунктах триангуляции, причем в 1995 г. измерения были выполнены на 13 пунктах в северной части эпицентральной зоны, а в 1997 – на остальных пунктах. Для спутниковых измерений средняя квадратическая погрешность определения относительного положения пунктов не превысила 1 см по всем трем координатам из их обработки по программе Bernese Software, Version 3.4.

Для исключения систематических ошибок ориентации и масштаба при обработке повторных измерений в триангуляционной сети была выполнена ориентация сети относительно неизменного пункта 46 и направления относительно него средней ориентации западного крыла Гыргыланьи-Дагинского разлома. Это крыло, по данным спутниковой радиоинтерферометрии, испытало минимальное деформирование в результате землетря-

сения. Трансформация масштаба выполнялась по 9-ти пунктам сети, расположенным к западу от Верхне-Пильтунского разлома и наиболее точно определенным в разных эпохах. Вертикальные смещения пунктов определены по результатам повторного геометрического нивелирования; в пунктах региональных линий ГВО они вычислены по данным спутниковой интерферометрии и горизонтальным смещениям, а также по GPS-данным с введением поправок за высоту геоида над эллипсоидом относимости. Величины поправок для района исследований вычислил М.Г. Коган по данным Международного проекта NCAGP и международной модели гравитационного поля Земли. Точность поправок характеризуется величиной порядка 3–5 см.

Характеристика точности для векторов горизонтальных смещений была определена в основном по ошибкам трансформирования координат, полученных по разнородным измерениям сравниваемых циклов и др. Суммарное влияние ошибок оценивается в работе как 10–15 см для горизонтальных смещений и примерно столько же для вертикальных, что значительно меньше величин смещений земной поверхности, связанных с землетрясением, достигающих в постсейсмический период 4 м, а в предсейсмический 1 м.

6.3. Суммарная оценка современной криповой и сейсмогенной активности разрывов

Как отмечено выше, региональная нивелирная сеть затрагивает несколько крупнейших шовных зон, а геодинамические полигоны сконцентрированы в пределах Центральносахалинской и Северосахалинской зон разломов. Тем не менее, в настоящее время можно сделать лишь самые общие выводы о подвижности разрывных структур.

а. Данные региональной нивелирной сети

Анализ повторных измерений по нивелирным линиям ГВО Роскартографии на Сахалине дает возможность получить конкретные величины скорости вертикальных движений в обозначенные периоды времени и на определенных участках местности. Эти величины на Сахалине существенны. По ряду линий величины изменений скорости достигают 15 мм/год, а их колебания в смежных временных интервалах иногда доходят до 15–25 даже за длительные промежутки времени. Все основные показатели свидетельствуют о значительных колебаниях скорости на коротких временных интервалах. При этом высокие скорости за более короткие интервалы времени (2, 3, 4 года) компенсируются за более длительные временны́е интервалы, которые могут быть и сравнительно небольшими, например 7 лет (см. рис. 6.5).

По двум близко расположенным линиям, связывающим г. Южно-Сахалинск и пос. Охотское, за один и тот же интервал времени (1974 – 1977 гг.) отчетливо виден различный размах движений в смежных структурах. При этом активность воздыманий Сусунайского хребта значительно меньше дифференцированных движений в пределах Туйначинской ступени (см. рис. 6.4). Это свидетельствует о значительной индивидуальности движений даже смежных структур.

Более определенно временны́е интервалы, за которые происходят резкие колебания движений, смены их знака, в частности, на крупнейшем разломе Сахалина – Центральносахалинском – можно определить по результатам частых измерений на полигонах ИМГиГ (СахКНИИ) РАН.

6. Современные горизонтальные тектонические движения на геодинамических полигонах

Результаты измерений в зоне Центральносахалинского разлома

Горизонтальные деформации на полигонах определены в виде сдвигов (право- или левосторонних), сжатия – растяжения и в амплитудах колебаний разнонаправленных деформаций. Эти характеристики получены в основном по многократным измерениям длин линий сетей ГДП с использованием высокоточных светодальномеров СГ-3 или СП2. Один из циклов измерений выполнен двумя разными типами приборов, и СКО разностей между такими измерениями не превысили 2 мм. При рассмотрении разностей длин линий, измеренных в последовательных циклах, выявляются частая смена знака этих разностей и различная интенсивность проявления этих колебательных изменений.

На **Тепловодском ГДП** при определении горизонтальных перемещений в качестве "неподвижных" знаков брались пункты 4, 5, 6. В первом временном интервале (1975 – 1977 гг.) здесь наблюдалось неравномерное площадное расширение с максимальной величиной 5×10^{-6}, сопровождавшееся правосторонним (север-северо-восточным) смещением до 12 мм/год. В следующем интервале (1977 – 1979 гг.) расширение сменилось сжатием (20×10^{-6}), а смещение стало левосторонним (к югу 20–25 мм/год). Затем (1979 – 1980 гг.) получилось расширение такой же интенсивности, как предыдущее сжатие, и правостороннее смещение. В 1980 – 1982 гг. все изменения находились в пределах ошибок. В 1982–1983 гг. изменения опять меняют знак, но интенсивность их по сравнению с предыдущей

деформацией несколько возрастает. Получилось слабое сжатие и левостороннее смещение 10 мм/год, которые в следующий период (1983 – 1984 гг.) сменяются растяжением $2{,}2 \times 10^{-6}$ и северо-западным смещением 4 мм/год. В 1984 – 1987 гг. зафиксировано сжатие точно такой же силы, как и в предыдущем интервале. Далее до 1990 г. изменения длин линий находятся в пределах ошибок [Василенко, Богданова, 1986; Захаров и др., 1982; Косыгин и др., 1980; Монахов и др., 1981; Сапрыгин, Василенко, 1990; Сергеев и др., 1989].

На **Южном ГДП** в 1975 – 1978 гг. в широтном направлении (т.е. вкрест основных структур) проявилось сжатие, а в восточной части полигона еще и субмеридиональное растяжение. Вследствие небольшого количества измеренных линий в этом периоде сдвиговые смещения не выявлены. В 1978 – 1980 гг. продолжилось субширотное сжатие с интенсивным субмеридиональным расширением. В 1980 – 1983 гг. продолжается сжатие в том же направлении, максимально до $2{,}5 \times 10^{-6}$ и левостороннее смещение со скоростью 7 мм/год. В периоды 1983 – 1984 и 1984 – 1987 гг. на этом полигоне проявилась самая интенсивная за время измерений деформация, причем при равной интенсивности в оба периода с чередованием, соответственно, растяжения и сжатия до 25×10^{-6}. В 1987 – 1988 гг. продолжается широтное сжатие с уменьшившейся вдвое-втрое интенсивностью, а затем в 1988 – 1989 гг. изменения линий находятся в пределах ошибок [Василенко, Богданова, 1986; Захаров и др., 1982; Косыгин и др., 1980; Монахов и др., 1981; Сапрыгин, Василенко, 1990; Сергеев и др., 1989].

На **Орловском ГДП** измерения были начаты в 1982 г., и до 1983 г. фиксировалось расширение вкрест разлома и сжатие на его крыльях с направлением вдоль него, а также левосторонний сдвиг в пределах 5 мм/год. В 1983 – 1984 гг. интенсивность деформации возросла более чем в 10 раз. Наблюдалось растяжение вкрест разлома 10×10^{-6} и левосторонний сдвиг 52 мм. В 1984 – 1987 гг. деформация такой же интенсивности поменяла знак на противоположный, и далее измерения 1987 – 1988 гг. показали значительное снижение интенсивности до $(2 \div 3) \times 10^{-6}$, но со сменой знака деформации – получилось растяжение. В период почти до 1991 г. измерения не показали заметных величин, изменения длин линий оказались в пределах ошибок [Василенко, Богданова, 1986, 1988; Захаров и др., 1977; Сапрыгин, Василенко, 1990; Сергеев и др., 1989].

На всех трех ГДП деформация носит колебательный характер, меняя знак практически от цикла к циклу. В последние 1-2 цикла перед 1991 г. деформации оставались в пределах ошибок. Аномально высокие значения горизонтальных деформационных параметров отмечались на Тепловодском ГДП в 1977 – 1979 – 1980 гг. со сменой знака между ними; на Южном ГДП в 1983 – 1984 – 1987 гг.; На Орловском ГДП в 1983 – 1984 гг. растяжение, а в 1984 – 1987 гг. – сжатие. Обращает на себя внимание тот факт, что "всплеск" аномальных значений деформации почти полностью компенсируется изменениями противоположного знака в следующий период.

На Южном ГДП с 1975 (начало измерений) до 1983 г. наблюдались сжатия разной интенсивности, в то время как на Тепловодском постоянно фиксируется смена сжатие–растяжение. Сравнивая Орловский и Южный полигоны в интервале 1984 – 1987 гг. можно сказать, что тип движений на них в целом подобен.

Таким образом, СГДЗК в зоне Центральносахалинского разлома в 1974 – 1990 гг. имеют знакопеременный характер. Существенного накопления смещений по шовной зоне в целом не происходит. Однако интенсивность горизонтальных движений достаточно велика: максимальные скорости смещений могут достигать 50 мм/год.

Результаты измерений в зоне Северосахалинского разлома

На **Пильтунском ГДП** измерения выявили активные возвратные (колебательные) движения по разрыву [Василенко и др., 1995]:

1) за 1932 – 1983 гг. фиксировался левосторонний сдвиг со средней скоростью 3 мм/год, сопровождаемый значительным субширотным сжатием (4 мм/год). Скорость относительного опускания восточного крыла разрыва 13 мм/год. Это, по мнению Н.Ф. Василенко и др. [1995], в целом согласуется с Картой современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин [1981], но значение полученной относительной скорости больше в 3–5 раз;

2) за 1983 – 1984 гг. горизонтальные смещения приобрели характер правостороннего сдвига (с амплитудой порядка 13 мм) с небольшим субширотным растяжением (около 7 мм). Продолжалось относительное опускание восточного крыла разрыва (на 6 мм);

3) за 1984 – 1990 гг. горизонтальные и вертикальные смещения при практически тех же величинах изменились на противоположные. По разрыву происходили левосторонние смещения, сопровождаемые сжатием в разрывной зоне и опусканием западного крыла относительно восточного [Василенко и др., 1995].

На **Нефтегорском ГДП** горизонтальные смещения пунктов 13 и 17 свидетельствуют о левостороннем сдвиге с амплитудой около 0,8 м по Пильтунскому разлому, а их вертикальные смещения – о сбросе с опусканием восточного крыла примерно на 0,3 м. Соответствующие средние скорости можно было бы оценить приблизительно в 160 и 60 мм/год. Однако такое осреднение вряд ли целе-

сообразно, поскольку основная часть смещений, вероятно, сейсмогенна, т.е. единовременна. Но главное заключается в том, что движения до землетрясения происходили с противоположным знаком, чем после, и полученная результирующая за период 1990 – 1995 гг. заведомо меньше движений, произошедших при главном толчке.

Смещения по сейсмогенно обновленному Верхне-Пильтунскому разрыву, напротив, отвечают правому сбросо-сдвигу с амплитудой горизонтальных смещений до 3,1 м (при смещении его юго-восточного крыла относительно восточного крыла Пильтунского разрыва на 1,3 м в юго-восточном направлении) по перемещению пунктов 8, М01. Северо-западное крыло разрыва в результате землетрясения поднято до 1,1 м (пункт 10). Характерно, что эти величины примерно в 2–2,5 раза меньше амплитуд непосредственно измеренных сейсмотектонических дислокаций – около 8 и 2 м [Рогожин, 1996].

Анализ полученных материалов позволяет сделать следующие выводы.

1) Сейсмотектонические движения по Пильтунскому разрыву, включающие криповые смещения за 1990 – 1995 гг. и сейсмогенные смещения при землетрясении 27(28) мая 1995 г., фиксируют унаследованность ориентировки горизонтальных сдвиговых смещений по Северосахалинскому региональному разлому, которые в это время продолжали оставаться (с 1984 г.) левосдвиговыми.

2) Вертикальные сейсмотектонические движения по Пильтунскому разрыву, напротив, фиксируют смену знака разрывных смещений в 1984 и 1990 гг.

3) На этом полигоне подтверждается асинхронность смены знака вертикальных и горизонтальных смещений.

4) Разрывы разной плановой ориентировки при сейсмотектонической активизации могут характеризоваться противоположными ориентировками сдвиговых смещений (левосторонний сдвиг по Пильтунскому разрыву и правостороний сдвиг по Верхне-Пильтунскому разрыву).

Кроме того, анализ косейсмических деформаций в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения фиксирует более сложную картину движений, трактуемую как правосторонний сдвиг с амплитудой 5,3 м и левосторонний сдвиг с амплитудой 1,4 м [Тахакаси и др., 1995].

в. Современные вертикальные тектонические движения земной поверхности на геодинамических полигонах в зоне Центральносахалинского разлома

Вертикальные движения на Тепловодском и Южном ГДП получены высокоточным нивелированием, СКО которых не превышает 0,5 мм/км [Василенко, Куделькина 1995]. На графике (рис. 6.11) отражены экстремальные смещения во времени реперов, находящихся на разных приразрывных структурных элементах. Отчетливо виден колебательный характер изменения превышений от цикла к циклу.

На **Тепловодском ГДП** период 1975 – 1976 гг. характеризуется смещениями реперов в пределах первых миллиметров. Позднее наблюдаются знакопеременные смещения порядка 10 мм и более от цикла к циклу. В периоды 1977 г. май – 1977 г. июль, 1984 г. май – 1984 г. сентябрь и 1988 г. июнь – 1988 г. август, когда нивелирование выполнялось с интервалом в два – четыре месяца, максимальные изменения, соответственно, были –12,1, +19,6, –12,6 мм (см. рис. 6.11). И при

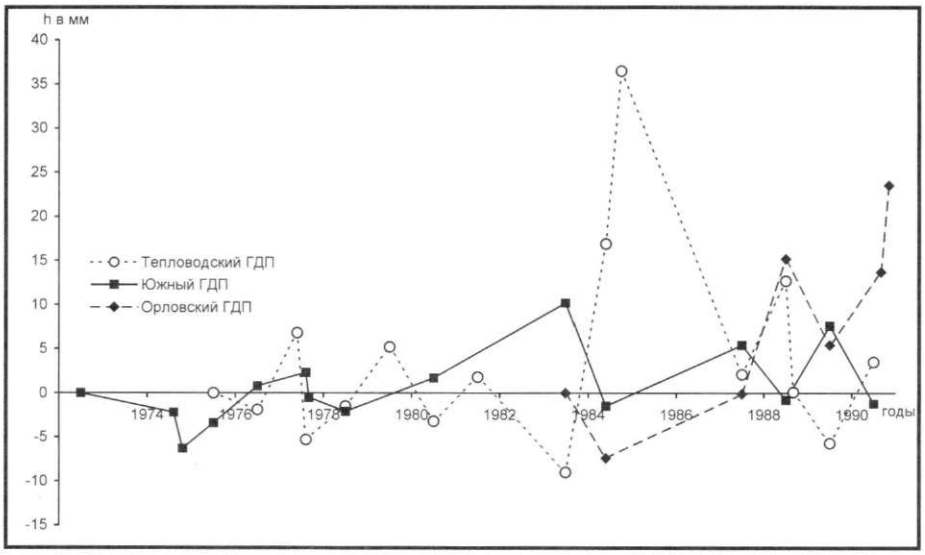


Рис. 6.11. Графики экстремальных значений изменения превышений в области Центральносахалинского разлома по циклам измерений на разных ГДП

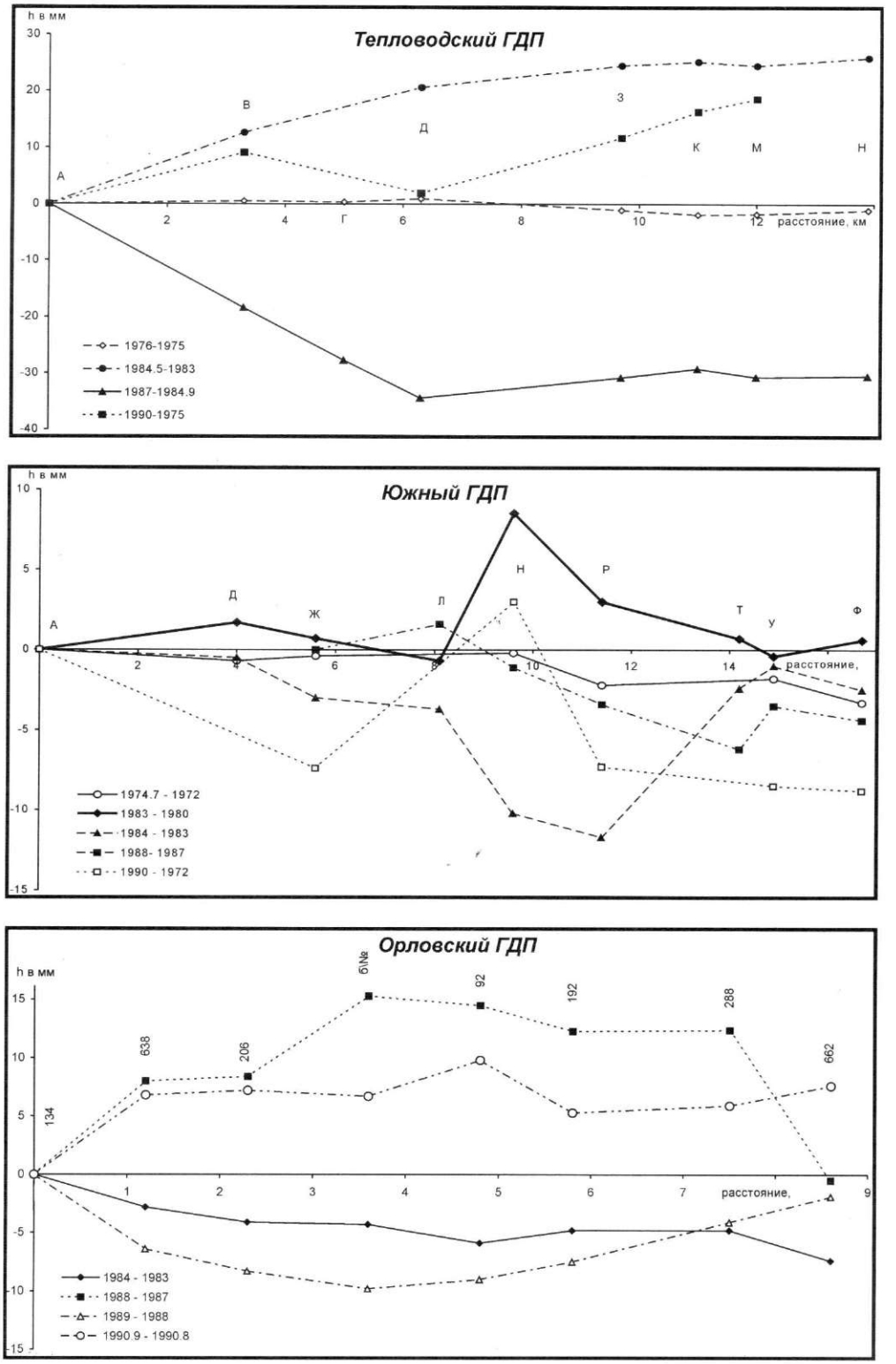


Рис. 6.12. Графики изменения превышений по линиям на разных ГДП

пересчете на годовые скорости получились бы нереальные значения для годовых скоростей – 60–120 мм/год. На рис. 6.12 приведены графики смещений реперов относительно начального репера "А", расположенного в пределах Сусунайского прогиба. В эпоху максимальных скоростей движений (1984 – 1987 гг.) отчетливо видно различие движений в пределах прогиба и шовной зоны. На суммарном графике (1975 – 1990 гг.) намечается последовательное воздымание Новодеревенской ступени и Южнокамышового поднятия. На временном графике (рис. 6.13) резкими воздыманиями фиксируются два землетрясения – 1985 и 1988 гг. (Синегорское).

На рис. 6.12 и 6.13 приведены соответствующие графики по результатам нивелирования на

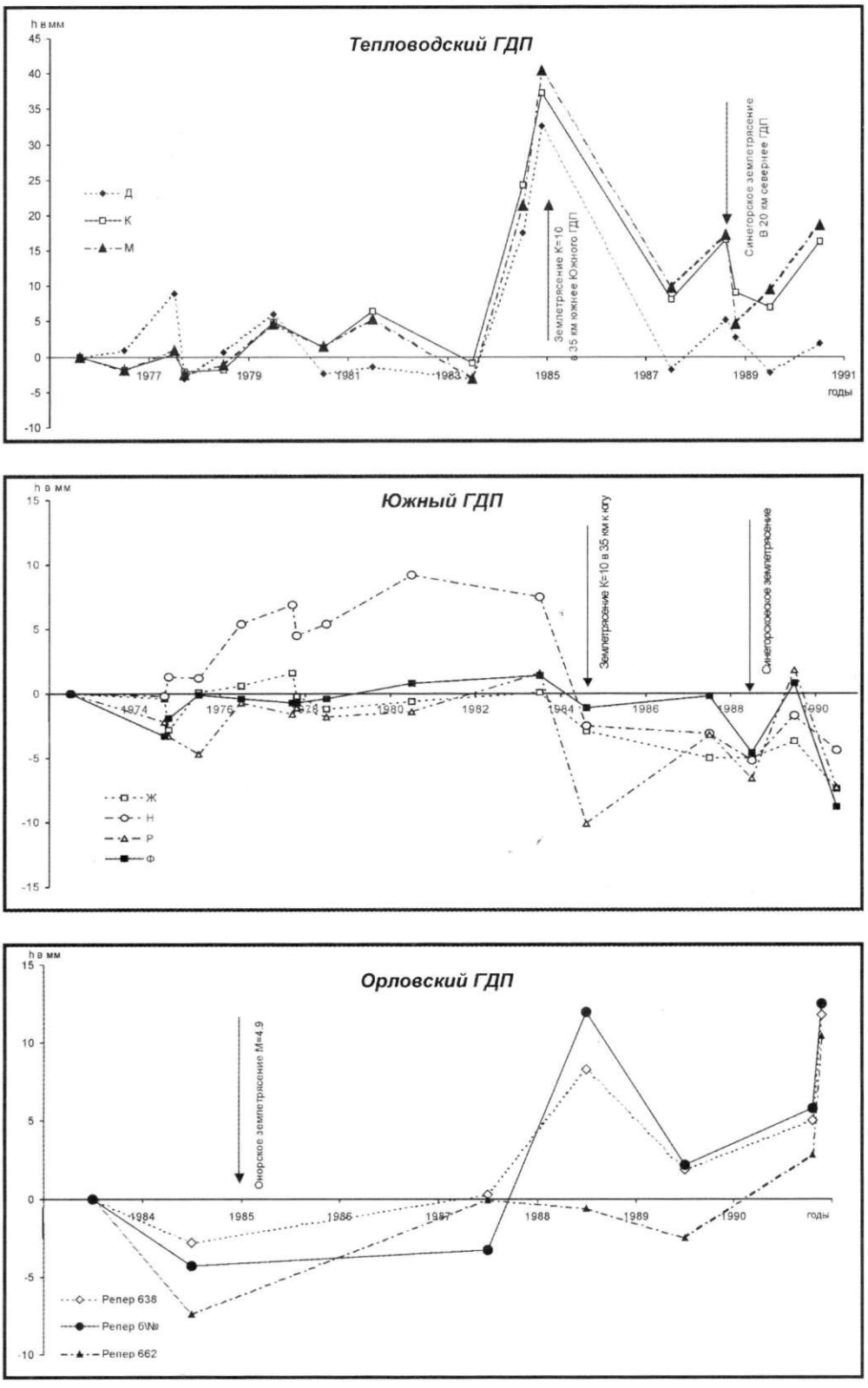


Рис. 6.13. Графики изменения превышений во времени на разных ГДП

Южном ГДП. На них отчетливо выделяются смещения Краснодонского грабена (пункты "Ж", "Л", "Р") относительно Малинового горста (пункт "Н"). На временном графике, на фоне аналогичного различия движения указанных структур проявились те же землетрясения, что и на графиках Тепловодского полигона. Но смещения здесь противоположны по знаку тем, которые были зафиксированы на Тепловодском полигоне.

На рис. 6.12 и 6.13 приведены, соответственно, графики изменения превышений по линиям и во времени для **Орловского ГДП,** где наблюдения

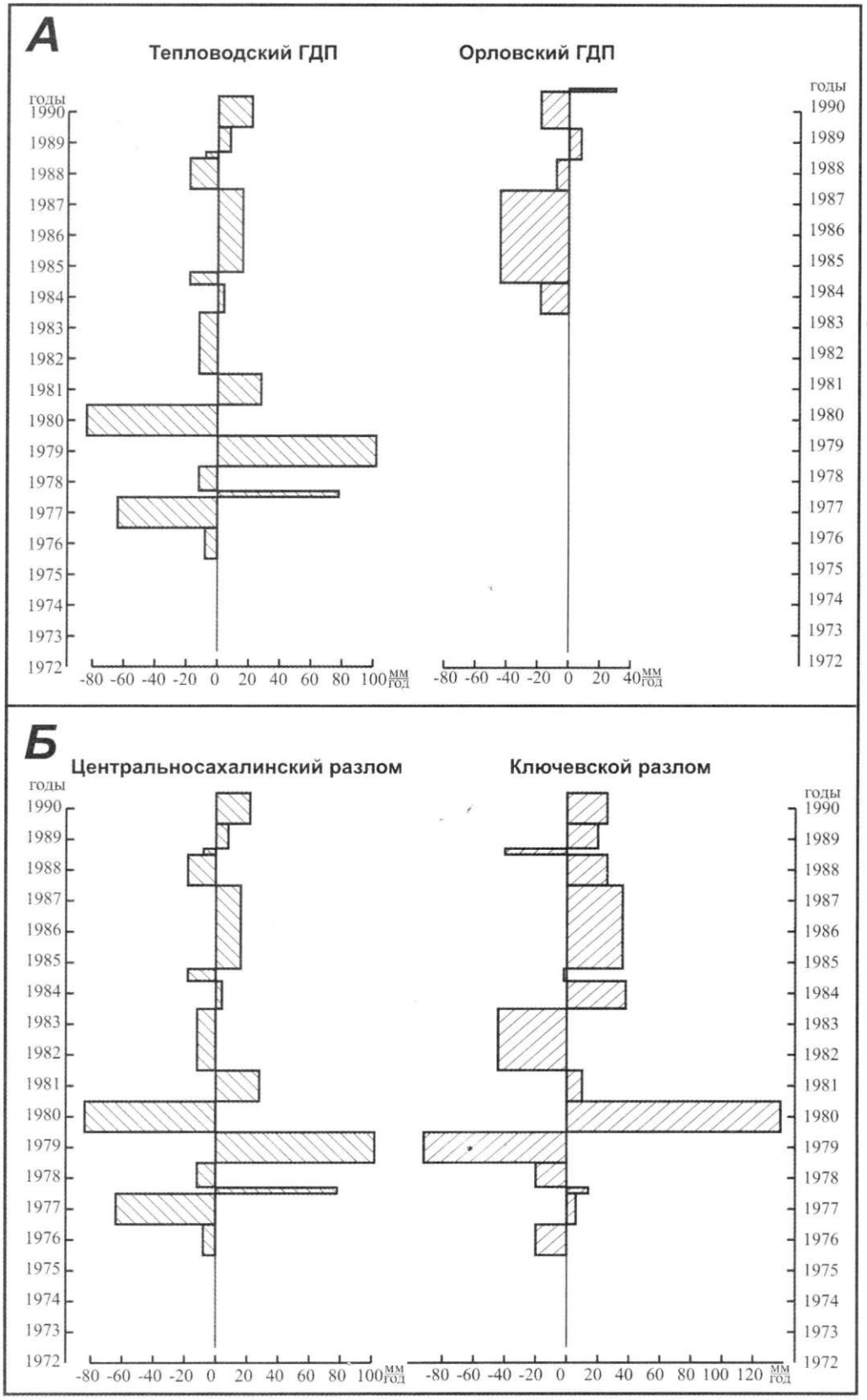


Рис. 6.14. Современные вертикальные движения по надвигам (относительные движения поднятого крыла). *А* – сопоставление движений в разных частях главного сместителя Центральносахалинского разлома. *Б* – сопоставление движений по Центральносахалинскому и Ключевскому разломам на Тепловодском ГДП

велись с 1983 г. Наибольшие аномалии здесь проявились в 1987 – 1989 гг. и в конце 1990 г. Они, скорее всего, связаны с сокращением интервала между измерениями. Смена знака вертикальных и отмечавшихся ранее интенсивных горизонтальных деформаций приходящаяся на 1984 г., возможно, так или иначе связана с Онорским землетрясением 22.12.1984 г. Увеличение интенсивности воздыманий в 1987 – 1988 гг. также сопровождалось сменой знака горизонтальных движений.

Анализ распределения вертикальных движений вдоль трассы нивелирования (см. рис. 6.8 и 6.12) свидетельствует о малой подвижности главного и оперяющих сместителей Центральносахалинского разлома. Временное распределение движений (см. рис. 6.13) свидетельствует об однотипных перемещениях обоих крыльев основного сместителя (репера 638, 662). Некоторые различия в характере движений в 1987 – 1990 гг. намечаются для свода антиклинальной складки (репер б/№).

г. Общий характер тектонических смещений на геодинамических полигонах

Геодезические наблюдения позволяют сделать вывод о том, что в зоне **Центральносахалинского глубинного разлома** все движения имеют знакопеременный характер. За период 1972 – 1990 гг. накопления значительных горизонтальных и вертикальных смещений не наблюдалось. В отдельные периоды времени скорости горизонтальных смещений по этому разлому могут достигать 50, а вертикальных – 44 мм/год.

Сравнение одновозрастных данных (рис. 6.14) позволяет графически отразить важные соотношения:

– движения блоков поднятого крыла главного сместителя Центральносахалинского разлома нередко оказываются в противофазе (см. рис. 6.14А);

– движения по Ключевскому разлому, который обычно считается оперяющим главный сместитель Центральносахалинского разлома, существенно интенсивнее (см. рис. 6.14Б). Это может подтверждать предположение о том, что в настоящее время наибольшая активность дифференцированных движений перемещается с восточного борта мегаподнятий в пределы смежных мегавпадин.

Для **Северосахалинского разлома** верны в целом близкие положения:

1) вертикальные, а главное, горизонтальные (сдвиговые) разрывные смещения характеризуются возвратностью, т.е. встречными разновременными смещениями крыльев разрыва; смещения подтверждают сбросо-сдвиговую кинематику Пильтунского разрыва; встречные смещения отражают существование правосдвиговых и левосдвиговых движений, признаки которых отмечались при дешифрировании топографических и аэрокосмических материалов; наличие подобных смещений и возможность преобладания правосторонних и левосторонних сдвиговых движений в разные геологические эпохи противоречит представлениям тех исследователей, которые именовали изучаемый разлом правым (В.С. Рождественский) или левым (Ю.Н. Гололобов) сдвигом;

2) увеличение в несколько раз скорости сдвиговых смещений при сокращении (до 1 – 6 лет) интервалов между повторными измерениями позволяет предполагать, что в пределах первого 50-летнего интервала между измерениями происходили встречные, взаимно компенсировавшиеся перемещения. Это подтверждает отмеченное на других геодинамических полигонах сокращение скоростей средних суммарных тектонических движений с увеличением интервала осреднения;

3) смены знака вертикальных и горизонтальных движений не всегда одновременны.

Очевидно, такой стиль разрывных смещений характерен для большинства региональных разрывных нарушений рассматриваемого региона.

Следует отметить, что все вышеизложенное касается, по-видимому, преимущественно относительных тектонических смещений. На карте современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин [1981] большая часть юга острова (за исключением западного побережья к северу от Невельска и Холмска) показана опускающейся со скоростями 1–8,2 мм/год. Это в целом противоречит приведенным выше геоморфологическим материалам, свидетельствующим о достаточно интенсивных молодых воздыманиях большинства новейших структур. Не исключено, что данное обстоятельство объясняется выбором временного интервала при обработке материалов в условиях движений с переменным знаком, т.е. колебательных.

д. Результаты трансрегиональных космогеодезических измерений

В настоящее время с помощью GPS-измерений анализируются две геологические модели движения плит относительно о. Сахалин [Kogan et al., 2003]. По одной – меридионально вытянутый Сахалин является границей взаимодействия Евроазиатской и Северо-Американской мегаплит, по другой – регион Охотского моря, включающий в себя Сахалин, представляет собой Охотоморскую микроплиту, взаимодействующую с Евроазиатской. При этом одна из границ плит совмещается с Центральносахалинским разломом, что, как показано ниже, противоречит районированию современных тектонических структур (см. главу 8).

По данным повторных GPS-измерений на Сахалине, выполненных при международном сотрудни-

честве российских институтов ИФЗ и ИМГиГ РАН, Колумбийского и Калифорнийского университетов США и др., были определены смещения территории острова в рамках тектоники плит [Kogan et al., 2003]. В первом случае на основе наблюдений в 1995 – 2000 гг. 24-часовыми сеансами относительно постоянно действующих пунктов сети IGS, расположенных в стабильных областях материковых плит, были получены смещения трех пунктов, расположенных на Южном (Южно-Сахалинск), Центральном (Углегорск) и Северном (Оха) Сахалине. Вполне согласованно эти три пункта показывают смещение острова в целом относительно Евроазиатской плиты к западу со скоростью 3–4 мм/год и одновременно относительно Северо-Американской плиты к востоку примерно с такой же скоростью (3–5 мм/год).

Данные по смещению острова, вероятно, подтверждают величину скорости относительного сближения Евроазиатской и Северо-Американской плит, которая по существующей модели равна примерно сумме относительных смещений острова от этих плит. Однако в настоящее время нет возможности пролить свет на правомерность той или иной модели относительно места острова во взаимодействии этих плит.

е. Геодезические материалы о связи современных тектонических движений с сейсмичностью

Обычно современные движения носят унаследованный от неотектонических движений характер, и нарушение такого хода движений (инверсия) может, как считают геодезисты, служить долгосрочным предвестником землетрясений [Певнев, 1988]. Колебательные движения на разломах могут, по их мнению, использоваться для среднесрочного прогноза. Несмотря на то что после 1977 г. в рассмотренных выше линиях ГВО практически не было измерений, результаты анализа повторного нивелирования дают представления о характере изменения скоростей движений, конкретных их величинах, связи с тектоническими структурами и сейсмичностью.

В частности, по линиям Южно-Сахалинск – Холмск четко прописалось аномальное инверсионное опускание (1959-60 – 1968-70 гг.) Южнокамышового мегаподнятия относительно окаймляющих его впадин. К 1974 г. опускание сменяется поднятием. Данная инверсия движений может быть связана с Монеронским 6.09.1971 г. землетрясением с M = 7. О связи вертикальных движений по этой линии с Монеронским землетрясением писали и специалисты СахКНИИ [Захаров и др., 1972].

По И.Н. Тихонову [1997, с. 18, 19], "Характер высвобождения упругих деформаций в недрах юга Сахалина за 1906 – 1996 гг. крайне нестационарен: около 80% от общего их количества было зарегистрировано в течение месяца с момента возникновения Монеронского землетрясения 1971 г. После данного события сейсмический режим претерпевает стадию постепенного затухания... Спад активности привел к образованию двух зон сейсмического затишья: на западном шельфе острова и восточнее простирания Апреловского разлома". И далее: "В пределах этого разлома наблюдается относительная регулярность в наступлении фаз активизации сейсмичности (средняя длительность спокойных интервалов между соседними фазами составляет 13,73±3,05 года). Однако количество условной упругой деформации, высвобождаемой в активные периоды, крайне неравномерно. В течение наиболее активного периода (1949 – 1951 гг.) выделилось около 52% от общего их количества".

По геодезическим данным, проявились тектоническая изолированность Северного Сахалина относительно других его сегментов и крупномасштабная инверсия тектонической структуры Северного Сахалина за 30–35 лет до сильнейшего землетрясения. В частности, прогибание, выявленное по линиям Оха – Погиби и Оха – Альба (см. рис. 6.4) и нашедшее отражение на карте СВДЗК (см. рис. 6.2), подтверждает, что весь изолированный Северосахалинский блок подвергся аномальному опусканию. Максимальная скорость опускания достигала 7,5 мм/год.

Подобные деформации проявлялись в крупных внутриконтинентальных структурах перед Спитакским и Горно-Алтайским землетрясениями. Примерно за 30–40 лет до Спитакского землетрясения весь Малый Кавказ, унаследованно от голоцена испытывавший поднятие, опустился с максимумом опускания в месте будущего эпицентра землетрясения. Явление было обнаружено при составлении карты СВДЗК на территорию Восточной Европы в 1971 г. Тогда ряд ученых высказывал мнение о том, что подобных опусканий не может быть на территории структуры, унаследованно воздымающейся. Однако в следующий период картина на Малом Кавказе коренным образом изменилась. При составлении карты СВДЗК на территорию СССР, по данным следующих по времени циклов измерений [Карта..., 1986], было установлено, что вся структура испытала поднятие. Как впоследствии оказалось, максимум скорости поднятия, как и опускания в предыдущий период, располагался в месте будущего эпицентра землетрясения. Примерно такие же закономерности колебательных движений в масштабе крупной структуры Горного Алтая наблюдались по данным нивелирования линий, секущих район эпицентральной зоны Горно-Алтайского землетрясения [Серебрякова, Кузнецов, 2005].

Для большинства полигонов имеются данные по деформациям земной поверхности в эпицентральных зонах ряда землетрясений, зафиксированные

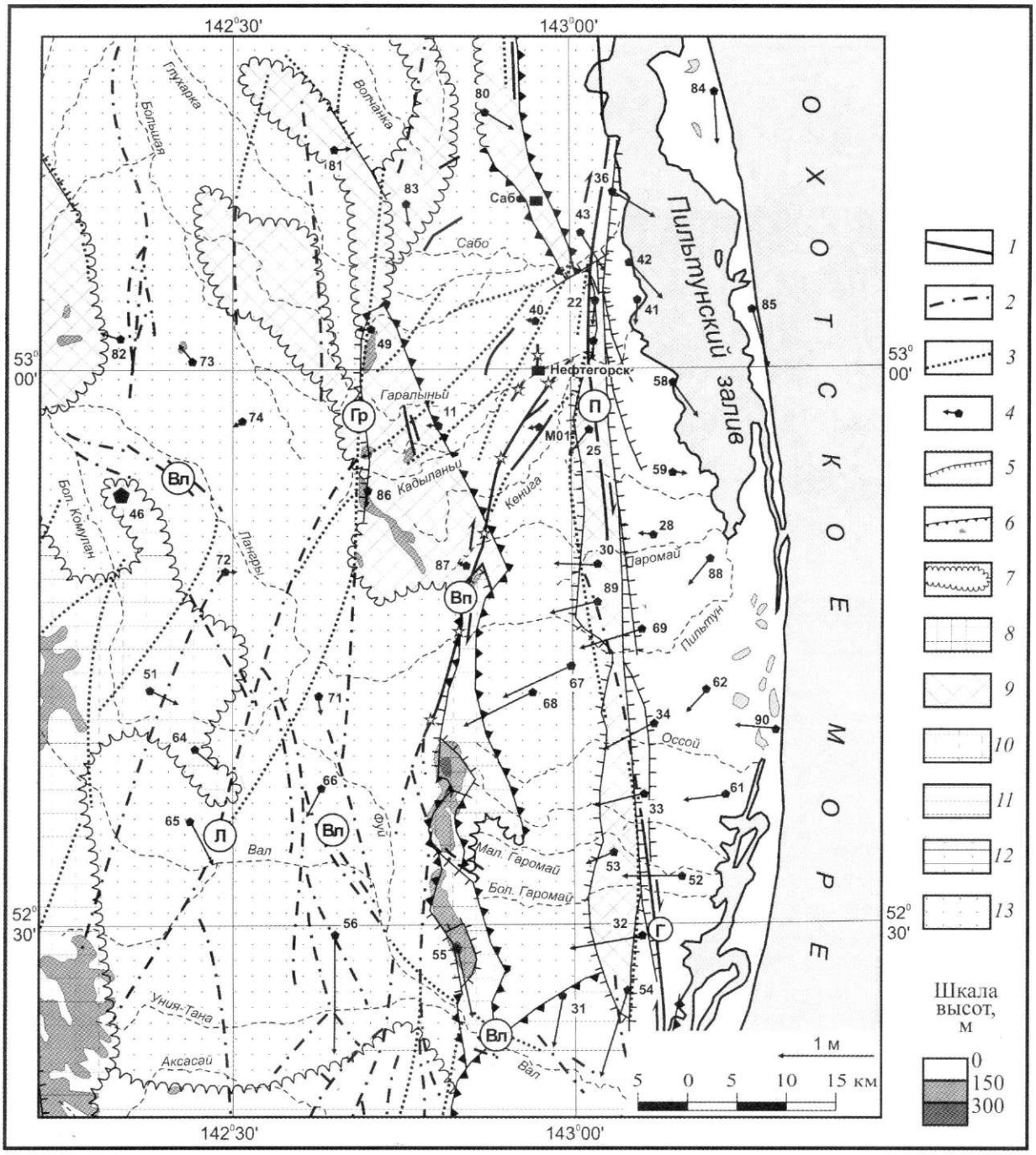


Рис. 6.15. Схема горизонтальных деформаций земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28).05.1995 г. за период 1941–1970 гг. (по [Василенко и др., 2001] с дополнениями)

1–4 – по Н.Ф. Василенко и др.: *1* – разломы, для которых достоверно установлена активность в голоцене (стрелками показано направление смещений), *2* – разломы, установленные по данным геологических съемок и выражающиеся на космических снимках в виде линеаментов, *3* – наиболее значимые линеаменты, видимые на космических снимках, основные разломы (ВП – Верхне-Пильтунский, вскрывшийся в результате землетрясения, звездочками отмечены поверхностные сейсморазрывы, Гр – Гыргыланьи-Дагинский, Л – Лангрийский, ВЛ – Вал-Лангрийский), составляющие Северо-Сахалинского разлома (П – Пильтунский, Г – Гаромайский) (схему основных разломов и линеаментов составил М.И. Стрельцов), *4* – смещение пункта геодезической сети относительно фиксированного пункта № 46; *5–13* – по О.А. Воейковой и С.А. Несмеянову – структуры, выраженные на поверхности: *5* – сбросы, *6* – флексуры, *7* – структурные перегибы, *8–12* – типы структур (*8* – поднятия, *9* – пологие поднятия, *10* – ступени-поднятия, *11* – структурные ступени, *12* – ступени-впадины), *13* – впадины

в период измерений. **Онорское землетрясение** (22.12.1984 г., M=4,9) с эпицентром в 30 км к северу от Орловского ГДП нашло отражение в горизонтальных деформациях. Ему предшествовал левосторонний сдвиг аномальной величины (около 50 мм) и растяжение вкрест разлома [Василенко, Богданова 1988]. Небольшое **коровое землетрясение** с K=10, в 35 км южнее Южного ГДП между измерениями 1983 и 1984 гг. зафиксировано на обоих южных полигонах. На Южном оно выражено общим аномальным прогибанием, на Тепловодском (см. рис. 6.13) – резким воздыманием реперов

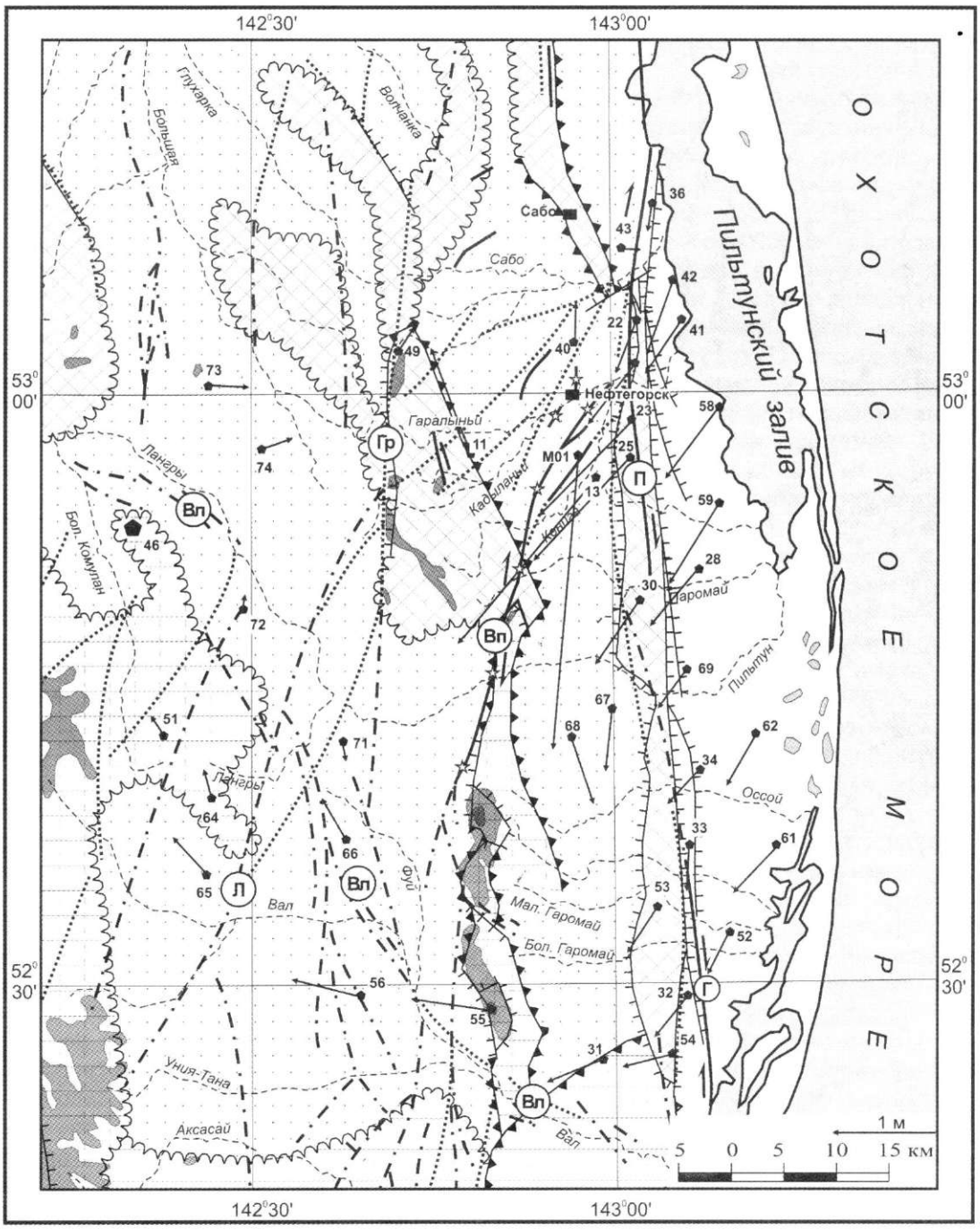


Рис. 6.16. Схема горизонтальных деформаций и смещений земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28).05.1995 г. за период 1970–1997 гг. (по [Василенко и др., 2001] с дополнениями)
Условные обозначения см. на рис. 6.15

(более 30 мм). **Синегорское землетрясение 16.08. 1988 г.** с эпицентром в 20 км севернее Тепловодского ГДП также зафиксировано на этих полигонах [Василенко, Куделькина 1995], но проявилось менее отчетливо.

По данным GPS-измерений [Kogan et al., 2003], для определения смещений трех пунктов – Южно-Сахалинска, Углегорска и Охи (см. выше) в 1995 – 2000 гг. величина смещения пос. Углегорск относительно Южно-Сахалинска составила 13±2 мм/год в меридиональном направлении. Это смещение авторы считают связанным с **Углегорским землетрясением** (4.08.2000 г., M=6,8). На рисунке в этой работе приведены векторы смещений и эллипсы ошибок их величин для пунктов, расположенных в районе Углегорского землетрясения. Сеть из 7-ми пунктов GPS пересекает остров с востока на запад на широте землетрясения. Измерения 2000, 2001, 2002 гг. показали, что в постсейсмический период на одном из оперяющих разрывов в поднятом крыле Западносахалинского разлома произошло левосдвиговое смещение

в 5–6 мм/год. Правосдвиговое смещение в 4–5 мм/год и деформация сжатия зарегистрированы на Центральносахалинском (Тымь-Поронайском) разломе.

Повторные GPS-измерения в эпицентральной зоне **Нефтегорского землетрясения** (27–28.05.1995 г., M=7,2) выполнялись в 1995–97 гг. на площади около 5 000 км^2 [Василенко и др., 2001]. На рис. 6.15–6.17 приведены векторы смещений, полученные при сравнении данных триангуляции 1941, 1970, 1988 гг. (повторные измерения только в северо-восточной части эпицентральной зоны) и данных GPS-измерений 1995–97 гг.

На рис. 6.15 видно, что в период 1941 – 1970 гг., предшествующий Нефтегорскому землетрясению, наблюдается большая неоднородность деформаций. "На северо-востоке, включая окрестности Пильтунского разлома, горизонтальные смещения имели характер правостороннего сдвига величиной до 40–90 см. Смещения такого же направления, но большей величины (55–90 см), наблюдались на юго-востоке района исследований в непосредственной близости к Вал-Лангрийскому разлому. В то же время между зонами правосдвиговых смещений в окрестностях Гаромайского разлома резко выделяется область преобладающих деформаций интенсивного сжатия, достигающего 70 см... Возможно, именно эти деформации интенсивного субширотного сжатия препятствовали снятию накопленных в зоне Верхне-Пильтунского разлома деформаций правостороннего сдвига путем медленных криповых смещений. В этот же период деформации северной части западного крыла Гыргыланьи-Дагинского разлома были пренебрежительно малы" [Там же, с. 49].

По мнению авторов приводимой работы, "в результате землетрясения в эпицентральной зоне в целом произошли значительные правосторонние смещения земной поверхности (рис. 6.16; 6.17). В окрестностях разрушенного землетрясением пос. Нефтегорск для пунктов, расположенных в непосредственной близости от сейсморазрыва по разные стороны от него, величина правостороннего сдвига превысила 4 м. При удалении от сейсморазрыва величина векторов правосторонних смещений достаточно быстро убывает" [Там же, с. 49]. Как и в предыдущий период, горизонтальные деформации западного крыла Гыргыланьи-Дагинского разлома в результате землетрясения были минимальными. На восточном крыле Северосахалинского разлома относительно пунктов западного крыла Гыргыланьи-Дагинского разлома за период 1941 – 1997 гг., включающий землетрясение, средний правостороний сдвиг пунктов составил около 80 см.

Как отмечено выше, в вертикальных деформациях, отраженных на карте вертикальных движений Сахалина [Карта..., 1981], в районе эпицентра наблюдается общее опускание всего

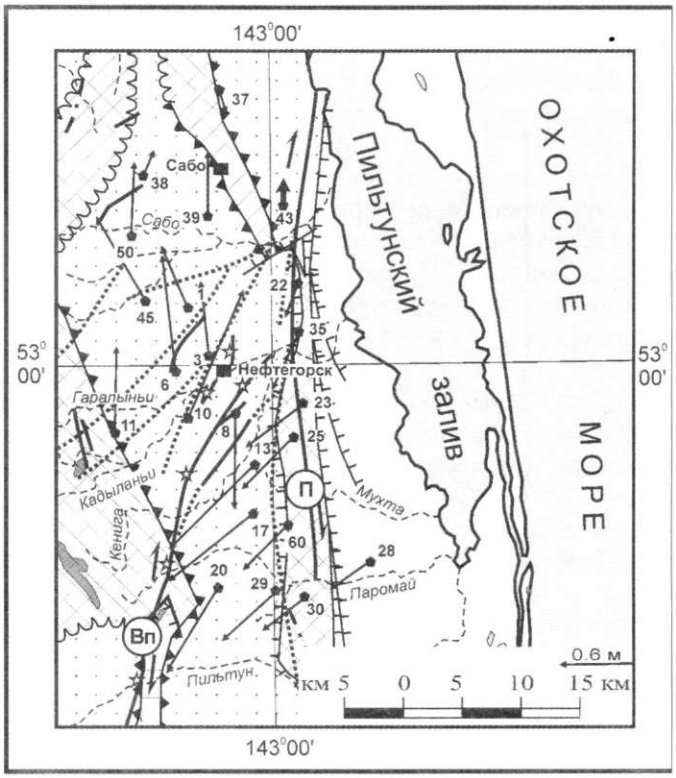


Рис. 6.17. Схема горизонтальных деформаций и смещений земной поверхности северо-восточной части эпицентральной зоны Нефтегорского землетрясения 27(28).05.1995 г. за период 1988–1996 гг. (по [Василенко и др., 2001] с дополнениями)
Условные обозначения см. на рис. 6.15

блока Северного Сахалина. Однако получившуюся картину опускания района Н.Ф. Василенко и его соавторы [2001], как и в отмеченном выше случае с Малым Кавказом, считают результатом недостатка исходных данных для составления карты.

На рис. 6.18 видно, что наиболее значительные постсейсмические деформации приурочены к северной части западного крыла Верхне-Пильтунского разлома. В непосредственной близости к Нефтегорску они достигают 1 м. Н.Ф. Василенко и др. считают, что "характер вертикальных смещений в зоне вскрывшегося Верхне-Пильтунского разлома и его линеаментов на севере и юге существенно различен. В районе пос. Нефтегорск западное крыло разрыва взброшено относительно восточного в среднем на 75 см. В то же время в зоне сочленения южного линеамента Верхне-Пильтунского разлома с Гыргыланьи-Дагинским и Вал-Лангрийским разломами наблюдается общее поднятие земной поверхности с величиной около 40 см. При этом в непосредственной близости от южного окончания поверхностного сейсморазрыва взброшено на 30–40 см (в пределах 2,5 ошибок определения) восточное крыло Верхне-Пильтунского разлома" [Василенко и др., 2001, с. 52]. Следовательно, в целом деформации имеют пропеллерообразный характер.

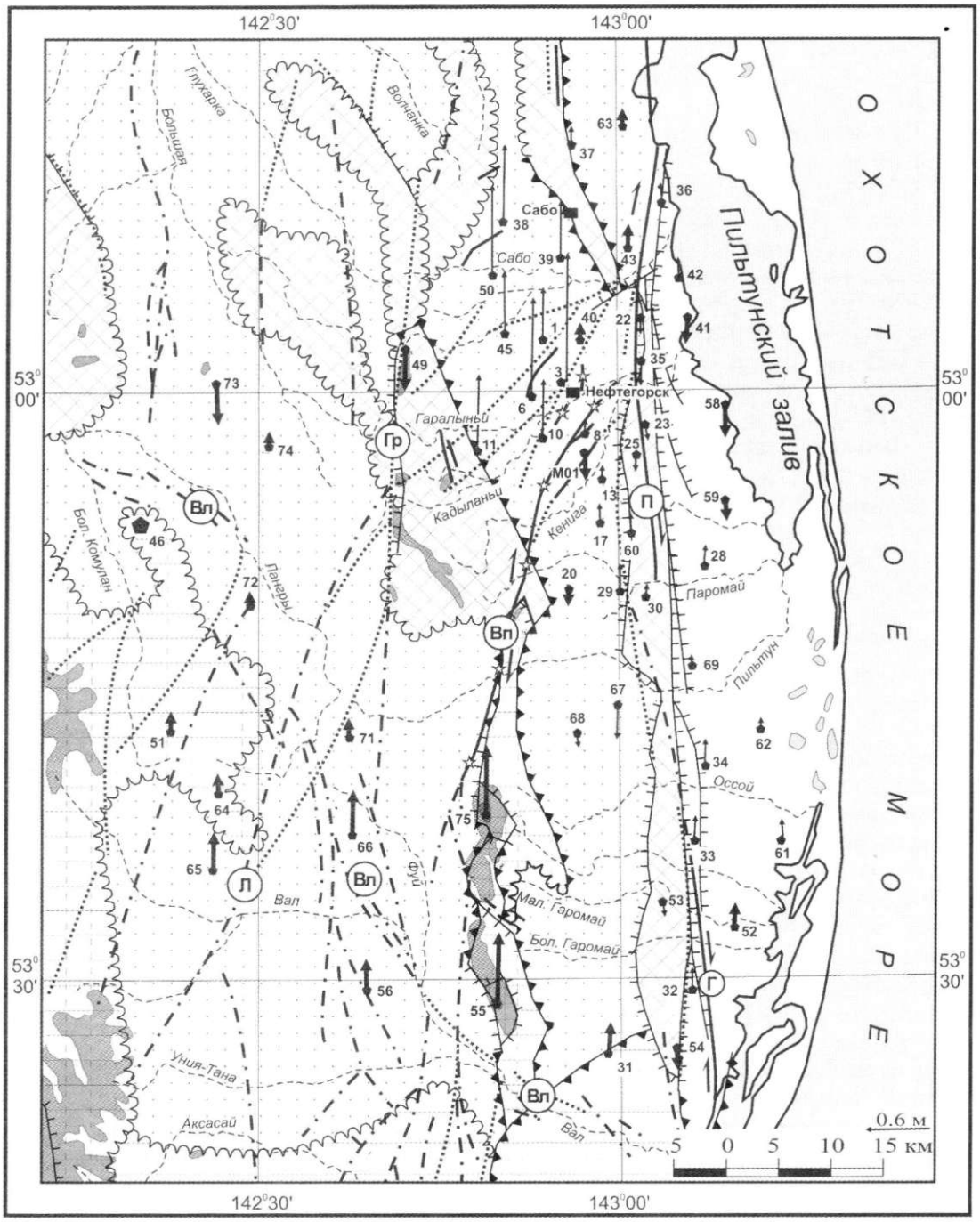


Рис. 6.18. Схема косейсмических вертикальных смещений земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28).05.1995 г. (по [Василенко и др., 2001] с дополнениями)

Тонкими стрелками показаны вертикальные смещения пунктов, высоты которых до землетрясения были определены геометрическим нивелированием; толстыми стрелками – вычисленные на основе данных спутниковой радиоинтерферометрии и горизонтальных деформаций земной поверхности в результате землетрясения

Условные обозначения см. на рис. 6.15

Развернутая сеть временных сейсмостанций позволила установить, что "в пространственном распределении афтершоков Нефтегорского землетрясения выделяется основная протяженная часть, вытянутая вдоль сейсморазрыва. Ее длина составляет около 80 км. Подавляющее большинство афтершоков произошло в западном крыле Верхне-Пильтунского разлома... На вертикальных разрезах, построенных вкрест простирания главной области, облако афтершоков на севере можно охарактеризовать плоскостью, наклоненной на запад, а на юге – наклоненной на восток. Хотя, в целом, точность определения координат повторных толчков на юге несколько ниже, чем на севере, можно предполагать, что плоскость сейсморазрыва при Нефтегорском землетрясении имела сложную форму, близкую к пропеллерообразной, что характерно для разрывов сдвигового типа" [Там же, с. 52, 53].

По мнению тех же авторов, "для оценки повторяемости таких сейсмических катастроф вполне

естественно сопоставить среднюю скорость правосдвиговых смещений в регионе по геодезическим данным (около 15 мм/год) с максимальной величиной правостороннего сдвига на вскрывшемся Верхне-Пильтунском разломе (8,1 м)... В этом случае период повторяемости может быть оценен величиной около 500 лет. Эта значение хорошо согласуется с оценками Е.А. Рогожина (400 лет), полученными на основании определения абсолютного возраста палеопочв радиоуглеродным методом при тренчинге Верхнепильтунского разлома" [Там же, с. 55].

ж. Соотношение геолого-геоморфологических и геодезических материалов по современным тектоническим движениям

Как показано выше, геолого-геоморфологические материалы позволяют оценить следующие варианты скоростей вертикальных разрывных смещений:

1) в неоплейстоцене при осреднении на геологические промежутки времени средние поэтапные скорости обычно составляют десятые доли, а максимальные достигают первых мм/год (см. таблицы 6.5, 6.6);

2) скорости подобных смещений, приведенные к стандартному сроку службы инженерных сооружений (100 лет – A_{100}), составляют обычно первые мм/год (см. табл. 6.7);

3) их скорости, приведенные к среднегодовым оценкам (A_{max}), достигают нескольких см/год (см. табл. 6.7).

В геодезических материалах:

– второму из приведенных выше вариантов соответствуют скорости современных вертикальных движений (до нескольких мм/год), зафиксированные на региональной нивелирной сети, где повторные измерения обычно проводятся через десятки лет;

– а третьему их варианту (до первых см/год) – скорости, измеряемые на геодезических полигонах с повторяемостью в несколько месяцев, через год или через несколько лет.

Таким образом, надежность предлагаемой методики расчета современных разрывных смещений на основе геолого-геоморфологических материалов вполне подтверждается весьма качественными материалами геодезическими.

При этом следует иметь в виду, что при прогнозе будущих разрывных смещений оцениваются лишь порядки ожидаемых максимальных смещений. Это связано не только с нестабильностью скоростей и сменой ориентировки разрывных смещений, но и с отмеченной выше малой точностью оценок их амплитуд (в значительной мере вследствие особенностей геоморфологии рассматриваемого региона) и продолжительности геологических этапов.

Глава 7

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СТРОИТЕЛЬСТВА И ОПАСНОСТИ РАЗРЫВНОГО КРИПА

При инженерно-геологическом районировании и сейсмическом микрорайонировании повсеместно анализируются тектонические структуры. Они определяют сейсмотектонические условия строительства, которые должны учитывать пассивное и активное тектоническое влияние [Несмеянов, 2004].

Пассивное тектоническое влияние на условия строительства оказывают древние и наиболее молодые тектонические структуры. При этом учитывается общая дислоцированность пород и типизация конкретных разномасштабных складчатых, блоковых, разрывных и инъективных структур. Обычно разнообразные варианты ухудшения условий строительства связаны с разрывными структурами и обусловлены их шириной и степенью тектонической раздробленности пород в их зонах. Это ухудшение обусловливается пониженной прочностью и повышенной подверженностью выветриванию и проницаемостью пород основания. В отдельных случаях на условия строительства могут влиять инъективные и складчатые тектонические структуры, ухудшая или улучшая эти условия. Среди инъективных тел особенно опасны диапировые внедрения солей, гипса и пр., связанные с разрывами.

Активное тектоническое влияние на условия строительства сказывается в пликативных (при современном развитии складок и флексур), дизъюнктивных (крип) и инъективных (например, солянокупольных) относительно медленных современных тектонических движениях и практически мгновенных сейсмотектонических смещениях. Последние в сейсмических районах часто связываются с активными тектоническими разрывами.

Следует отметить два обстоятельства:

1) по мере детализации соответствующих структурно-геоморфологических исследований неотектонические элементы определяют все более высокие порядки подразделений инженерно-геологических;

2) комплексность инженерно-геотектонических исследований в горно-складчатых и платформенных областях зависит от общей неотектонической обстановки и конкретных задач, решаемых при разных видах инженерных изысканий (табл. 7.1). В таблице приведены наиболее типичные ситуации. В специфических случаях набор методов и их относительная значимость могут меняться. В таблицу не включены некоторые виды опасных процессов (например, мерзлотные), для которых набор инженерно-геотектонических исследований еще не выяснен. Пустые клетки в таблице часто обозначают не столько нецелесообразность проведения соответствующих исследований, сколько неясность возможности рационально использовать их результаты. Кроме того, значимость перечисленных в таблице опасных процессов неодинакова для разных видов и объектов строительства. Соответственно, могут меняться характер и детальность отдельных видов инженерно-геотектонических исследований.

Поскольку разные типы инженерных сооружений характеризуются неодинаковыми предельными допустимыми деформациями и особенностями в размещении (приуроченность к определенным формам рельефа, необходимость скальных грунтов в основании, степень заглубления и т.п.), постольку опасность разрывного крипа оценивается дифференцированно.

Вопрос этот разработан слабо. В нормативных документах обычны лишь ограничения типа: располагать сооружения вне зон тектонических разломов (например, для мостов, тоннелей, гидротехнических сооружений в СНиП II-7-81* [2000]). Нет и стандартной типизации объектов строительства применительно к оценке опасности разрывных смещений. Тем не менее, величины разрывных смещений, установленные в рассматриваемом регионе, достигают опасных значений для многих типов инженерных сооружений. Поэтому здесь при проектировании строительства должно быть обращено пристальное внимание на активные разрывы.

Таблица 7.1

Комплексность инженерно-геотектонических исследований при изучении различных опасных и вредных геологических процессов (типичные ситуации)

Опасные и вредные процессы / Виды инженерно-геотектонических исследований	Сейсмогенерирующие структуры СГС (зоны ВОЗ)	Опасные разрывные смещения	Микродеформации	Опасные тектонические наклоны	Экзогенные процессы							
					Карст, суффозия,осадки	Склоновые процессы (оползни, обвалы и др.)	Сели	Эрозия и овражкообразование	Абразия	Заболачивание, затопление и подтопление	Повышенная фильтрация и геопатогенность	Вулканизм
Неоструктурное районирование с классификацией разрывных структур, использование АКС и других дистанционных методов	о	о	о	о	о	о	о	о	о	о	о	о
Выявление и типизация шовных зон	о	о	в	о	о	в	в	в	в	в	в	о
Изучение строения разрывных зон	в	о	о	о	о	о	в	в	о	в	о	о
Геофизические исследования по выявлению погребенных разрывов и определению параметров разрывных зон	в	о	в	о	о	в	–	–	–	–	о	о
Геофизические исследования проницаемости разрывных и трещинных зон и для диаклазовых швов	–	в	–	в	о		–	–	–	–	о	о
Формационно-литологический анализ	о	о	в	в	о	о	о	о	о	о	о	о
Возрастное расчленение рельефа и анализ этапности рельефообразования	о	о	о	о	о	о	о	о	о	о	в	о
Анализ деформаций речных и морских террас	о	о	о	о	о	о	о	о	о	о	в	о
Анализ стадий формирования морфоструктур	о	о	о	в	о	о	о	о	о	о	в	о
Количественные реконструкции палеорельефа	о	в	в	в	о	о	о	о	о	о	в	о
Историко-тектоническое районирование с выявлением зон структурных перестроек	о	о	в	в	о	о	в	о	о	в	в	о
Анализ соотношения приповерхностных структур с глубинными	о	в	в	в	–	–	–	–	–	–	–	о
Геодезические исследования по региональной оценке современных движений земной коры	о	о	о	о	в	о	–	о	о	о	–	о
Выявление активных разрывов геолого-геоморфологическими методами	о	о	о	о	о	о	в	о	о	о	в	о
Геодезическое изучение современной активности разрывных структур	о	о	о	о	о	о	в	–	–	–	в	о
Выявление сейсмотектонических дислокаций и палеосейсмодислокаций	о	о	о	о	–	–	–	–	–	–	–	о
Оценка возможных величин сейсмотектонических дислокаций	о	о	в	о	–	в	–	–	–	–	–	–
Оценка возможных величин сейсмоактивизированных разрывных смещений	в	о	в	о	–	в	–	–	–	–	–	–
Режимные геодезические наблюдения за микродеформациями	о	в	–	о	–	–	–	–	–	–	–	–
Режимные геофизические наблюдения за микродеформациями	о	в	–	о	–	–	–	–	–	–	–	–

Виды исследований: о – основные; в – второстепенные.

Целесообразно кратко остановиться на некоторых наиболее представительных типах инженерных сооружений (типовая застройка, мосты, АЭС, магистральные трубопроводы и т.п.).

В последующем изложении делается акцент на нестандартные тектонические исследования и подходы, подчеркивающие специфику рассматриваемых типов сооружений.

7.1. Типовое градостроительство в сложных тектонических условиях

Тектонические условия оказываются сложными для типового градостроительства преимущественно в горно-складчатых областях с относительно маломощным чехлом рыхлых недислоцированных отложений и значительной глубиной эрозионного расчленения. Особенно сложны тектонические условия для строительства в приморских орогенах, где в четвертичном периоде побережье подвергалось неоднократным эвстатическим колебаниям уровня моря. Здесь наиболее выпукло проявлены такие факторы, как молодая активность разрывов, сложная деформированность пород, часто не связанная с новейшими структурами, большое разнообразие сочетаний уклонов земной поверхности и наклона слоев и т.п.

Поэтому детальный анализ структурных условий участка нацелен на выявление соотношений новейшего и более древнего структурных планов. Новейшие структуры определяют главные геоморфологические, а более древние – главные литологические особенности локализации опасных геологических процессов. Кроме того, новейший структурный план обусловливает расположение наиболее подвижных разрывных зон, а древний – распределение наклона слоев в скальных массивах. Следовательно, для детального инженерно-геологического районирования важен именно комплексный структурно-геоморфологический анализ. Особенно важно учесть соотношение углов наклона смятых в складки доновейших отложений с распределением углов современных склонов, определяющее устойчивость откосов при строительстве.

Для последующего анализа важно наметить "каркасные" линии рельефа: водоразделы и тальвеги разных порядков, бровки перегибов склонов, уступы продольных и формы поперечных профилей долин, генезис рыхлых грунтов на участках их повышенной мощности и т.п.

Выявление соотношений углов наклона пород с уклонами рельефа имеет разное значение на склонах, где скальные породы обнажены или погребены под чехлом разной мощности: а) при незначительной (до более 2 м) мощности рыхлого покрова скальные породы находятся в пределах глубины заложения ленточных фундаментов; кроме того, при планировочных работах рыхлый покров может быть снят; б) при мощности рыхлых отложений до 5 м часто используются сваи-стойки, передающие техногенные нагрузки на подстилающие скальные грунты; в) при большей мощности рыхлого чехла (особенно более 10 м) дополнительные нагрузки от сооружений обычно не выходят за пределы рыхлой толщи. Следовательно, при оценке устойчивости склонов на схемах условий и районирования важно отметить районы с мощностями рыхлых грунтов более 5 и более 10 м. При залегании мощного рыхлого покрова на относительно крутых (более 17°) склонах вероятно возникновение оползней течения по контакту рыхлых и скальных грунтов под влиянием техногенной нагрузки. На таких участках уклоны рельефа должны учитываться в качестве самостоятельного фактора, а не только в сочетании с наклоном слоев скального основания.

Детальное районирование участка строительства по условиям строительства на структурно-геоморфологической основе обычно предусматривает выделение таксономических единиц четырех уровней (области, районы, подрайоны, участки) и опирается на комплекс признаков, так или иначе связанных с характером склонов и склоновых процессов. При этом на разных уровнях ведущими традиционно служат различные признаки. Так, на первом уровне (области) ведущим является наиболее общий неоструктурный признак, а границами областей обычно служат новейшие разрывы и флексуры, контролирующие блоковое строение территории.

На втором уровне (районов) целесообразно выделять геоморфологические элементы (выположенные водоразделы, склоны различной крутизны, террасы, поймы и пляжи, конусы выноса и шлейфы), каждый из которых характеризуется не только однотипными уклонами поверхности, но и главным образом типом геологического разреза в зоне влияния сооружений. Для некоторых районов третий уровень таксонов (подрайоны) учитывает пространственное взаимоотношение падения пластов и ориентировки склонов. На четвертом уровне производится выделение участков по соотношению величин углов склонов (β) и падения пород (α).

Районирование завершается типизацией участков по степени благоприятности для строительного освоения на основе набора признаков, определяющих развитие склоновых процессов. При этом в числе факторов, влияющих на устойчивость склонов, в каждом конкретном случае дополнительно учитываются подверженность пород выветриванию и гравитационному смещению; наличие выходов подземных вод на склонах и в их основании; развитие процессов эрозии и абразии, стимулирующих оползнеобразование; возможное влияние техногенных факторов (подрезки склонов, вибрации, утечки из водопроводных и канализационных сетей) и др. Особо важную роль играет наличие разрывных структур, с которыми могут быть связаны зоны тектонического дробления и "сбрасывающей" трещиноватости, снижающие устой-

чивость пород. Трассы молодых разрывных нарушений могут быть зонами локализации тектонических смещений, в том числе сейсмогенных.

Таким образом, структурно-геоморфологические исследования для градостроительства в сложных тектонических условиях предусматривают составление целого ряда схем (неоструктурного районирования, до новейших структур, строения образований бассейнового и террасового генетических комплексов, мощностей рыхлых грунтов, распределения уклонов земной поверхности и углов наклона слоистых толщ и пр.), набор которых меняется в соответствии с конкретной геолого-геоморфологической ситуацией. Схема районирования по условиям строительства чаще всего строится на основе комплексной схемы структурно-геоморфологических условий. Последние определяют типизацию инженерно-геологических областей, районов, участков. Районирование завершается типизацией выделенных единиц высших порядков по степени благоприятности для строительства. Зоны активных разрывов часто выделяются особым знаком как не рекомендуемые к застройке.

При оценке опасности для строительства разрывных тектонических смещений и пликативных деформаций предельно допустимые деформации в основании объектов массового строительства не должны превышать относительное горизонтальное сжатие и растяжение – 1 мм/м, радиус кривизны – менее 20 км, наклон – 3 мм/м, уступ – 1 см, относительная неравномерность осадок – 0,006, крен фундамента – 0,005 [СП 11-104-97, 1997]. На крупных ответственных объектах для наблюдения за современными тектоническими движениями целесообразно создавать геодинамические полигоны.

7.2. Атомные станции

Существует ряд методических документов, касающихся тектонических и сейсмических условий строительства особо ответственных объектов типа атомных и тепловых электростанций, аварии на которых могут привести не только к экономическому ущербу, но и тяжелым экологическим последствиям.

При оценке сейсмичности атомных электростанций обычно используется разнообразная тектоническая информация [Кириллов, Абрамишвили, 1985, с. 23, 24]. "Сейсмогенерирующими зонами, подлежащими определению, являются: сейсмически активный разлом – разрывное нарушение, к которому приурочены прошлые или современные сейсмогенные проявления (очаги землетрясений, палеосейсмодислокации, сейсмодислокации). Тектонически активный разлом – разрывное нарушение, установленное по геологическим или географическим данным, по которому осуществлялось смещение в четвертичном периоде (1 млн лет) или установленные современные смещения". "На площадях с интенсивностью МРЗ (максимальное расчетное землетрясение – СН) 9 баллов и более, а также на тектонически активных разломах строительство АЭС не допускается". К зонам, неблагоприятным для строительства АЭС, относятся в том числе "береговые приморские зоны с интенсивностью медленных вертикальных опусканий берега более 10 мм/год; зоны тектонических нарушений, в которых отмечены контрастные новейшие медленные (геологические) или быстрые (сейсмические) движения". Уточнение сейсмических условий района проводится в период изысканий к обосновывающим материалам и под проект. "В случае установления по результатам анализа фондовых материалов для площадки АЭС балльности МРЗ более 7 баллов уточнение сейсмотектонических условий площадки строительства должно выполнятся на основе исследований по ДСР и СМР. Сейсмичность площадки для конкретных зданий и сооружений определяется по данным сейсмического микрорайонирования".

Но при этом отмечается, что работы по детальному сейсмическому районированию (ДСР) должны выполняться в два этапа. На первом этапе, когда изучается **район строительства**, составляется схема зон возможного возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ), дается сравнительная оценка сейсмической опасности пунктов строительства, собираются тектонические материалы. Проводятся работы по следующим направлениям: новейшей четвертичной и современной тектонике, истории геологического развития, современному структурному плану и современным тектоническим движениям, геоморфологии, сейсмодислокациям, глубинному строению, быстрым геологическим и сейсмотектоническим процессам, распределению зон разрывных нарушений, контрастных сочленений, флексур и других элементов, ранжированных по порядку структур, степени подвижности на различных этапах развития, амплитудам движения, степени изменения направленности тектонических движений, выделению участков относительной стабильности и т.п. с использованием масштабов в интервале 1 : 1 000 000–1 : 200 000 [Кириллов, Абрамишвили, 1985, с. 24, 25].

На втором этапе, когда изучается **пункт строительства**, необходимая тектоническая информация должна включать материалы (1 : 50 000–1 : 10 000) по определению положения выбранного пункта по отношению к зонам ВОЗ, выявлениям участков, наиболее благоприятных относительно тектонических элементов, разрывных нарушений в пределах пункта строительства с использованием различных геофизических (сейсморазведочных, электроразведочных, магнитометрических и др.) методов, оконтуриванию целиковых тектонических блоков [Кириллов, Абрамишвили, 1985, с. 25, 26].

Сходные в целом рекомендации с упоминанием необходимости уточнения исходной сейсмичности, сейсмического микрорайонирования, выявления активных разрывов, геодинамических исследова-

ний и т.п. даны и в ведомственных строительных нормах Минтопэнерго (ВСН 34 72.111–92) по инженерным изысканиям для проектирования тепловых электростанций [Инженерные..., 1992].

При оценке опасности разрывных смещений для ответственных сооружений считается, что предельно допустимый крен в основании реакторных отделов АЭС составляет 0,001, а при особых воздействиях – 0,003 [СП 11-104-97, 1997].

7.3. Мосты и мостовые переходы

Мосты и мостовые переходы наиболее ответственные сооружения в дорожном строительстве, сейсмостойкости которых посвящена обширная литература [СНиП 2.05.03.84, 1985; Шестоперов, 1984, 1989; Шестоперов, Лапшин, 1990; Исследования..., 1990; Павлов и др., 1980; и др.]. Гораздо меньше уделено внимания собственно неотектоническим движениям и структурам [Быкова, 1998].

Как указывают Г.С. Шестоперов и Л.Л. Лапшин [1990], в строительной практике известны примеры возведения больших мостов вблизи тектонических разрывов и даже пересечения с ними. В этом случае эти исследователи рекомендуют специальные мероприятия, направленные на повышение безопасности движения транспорта (например, устройство сигнализации) и на сокращение сроков восстановительных работ для ликвидации последствий тектонических подвижек. При разработке мероприятий они предлагают учитывать, что в разрывной зоне во время землетрясения возможны значительные перемещения фундаментов и наклон опор, а также разрушение фундаментов, площадки строительства которых непосредственно пересекаются разрывными сместителями, в том числе трещинами. Поэтому при строительстве моста, пересекающего разрыв, рекомендуется перекрывать нарушенную зону (т.е. подзону сместителя) одним пролетом, располагая опоры на крыльях разрыва (можно добавить – или на тектонических клиньях) в сужениях разрывной зоны. Соответственно, для проектирования специальных мер защиты, по их мнению, важно правильно оценить ширину разрывной зоны и амплитуду возможных тектонических подвижек в месте мостового перехода.

Учитывается и сейсмическая опасность. Г.С. Шестоперов, Л.Л. Лапшин [1990] предлагают при оценке сейсмических ускорений учитывать расчеты: 1) балок на опрокидывание; 2) фундаментов опор на сдвиг; 3) стоек опор на трещиностойкость; 4) фундаментов опор на устойчивость против опрокидывания. Они делают вывод о необходимости проверки сейсмостойкости мостов: 1) на воздействие от удаленных очагов землетрясений, когда вертикальная компонента сейсмического воздействия примерно в два раза меньше горизонтальной, и 2) воздействие местных очагов, когда вертикальные ускорения значительно превышают горизонтальные.

Совершенно ясно, что при проектировании мостов в сложных тектонических условиях полезны многие исследования, рассмотренные выше для территорий градостроительства.

7.4. Магистральные трубопроводы

Выше рассмотрены методики неотектонического районирования и трассировки активных разрывов на разных стадиях инженерных изысканий, а также материалы по количественной оценке криповых и сейсмотектонических разрывных смещений.

Наиболее сложным остается вопрос об оценке степени опасности этих смещений для трубопроводов. Решение зависит в первую очередь от типа проектных решений и мероприятий по укладке трубопровода, а также от комплекса параметров самого трубопровода и характера его эксплуатации. Поэтому оценки допустимых тектонических и сейсмотектонических деформаций определяются индивидуально для каждого конкретного сооружения, а в некоторых случаях и для отдельных его частей.

Проектные решения в первую очередь касаются характера укладки трубопроводов (подземная, наземная, надземная). Подземные трубопроводы и трубопроводы в насыпи находятся в толще грунта, наземные укладываются на дневную поверхность, надземные – на различные опорные конструкции, фундаменты которых выполнены из стальных, деревянных или железобетонных стоек, призм из кирпичной или бутовой кладки.

Допустимые деформации магистральных трубопроводов в виде конкретных количественных оценок в современных нормативных документах по инженерным изысканиям отсутствуют. В настоящее время предприняты первые разработки систем подобных оценок [Система..., 2001]. Предложено учитывать допустимые и предельные деформации основания сооружений. Допустимыми считаются деформации, вызывающие такие повреждения в сооружениях, при которых для дальнейшей их эксплуатации достаточно проведения текущих ремонтных и наладочных работ. Предельными являются деформации, превышение которых вызывает аварийное состояние сооружений с угрозой опасности для жизни людей. Для их определения учитывается тип трубопровода, его диаметр, марка стали, величина избыточного давления, характер грунта и др. Многие используемые при этом исходные данные и методические подходы основаны на материалах, полученных на угольных месторождениях [Правила..., 1998; Инструкция..., 1989], а также содержащихся в нормативных документах СНиП 2.05.06-85* [1999] и СНиП 2.02.01-83* [1995]. Применительно к тектоническим деформациям наиболее представительны данные таблиц 7.2 и 7.3. Их использование сопровождается следующими условиями:

Таблица 7.2

Допустимые и предельные показатели деформаций земной поверхности для наружных трубопроводов [Система..., 2001]

Сеть и ее отличительный признак	Допустимые [ε]	Предельные
I. Газопроводы и нефтепроводы с избыточным давлением от 12 до 25 кг/см^2 включительно:		
а) наземные, надземные из стальных труб различных марок	$8{,}0 \times 10^{-3}$	15×10^{-3}
б) подземные:		
1) из стальных труб марок сталей с временным сопротивлением до 35 кг/см^2 и пределом текучести до 25 кг/см^2 при укладке:		
в песок	$2{,}5 \times 10^{-3}$	–
в суглинок	$2{,}0 \times 10^{-3}$	–
в глину средней плотности	$1{,}5 \times 10^{-3}$	–
в плотную глину	$1{,}0 \times 10^{-3}$	–
2) из стальных труб марок сталей с временным сопротивлением свыше 35 кг/см^2 и пределом текучести свыше 25 кг/см^2 при укладке:		
в песок	$3{,}5 \times 10^{-3}$	–
в суглинок	$2{,}5 \times 10^{-3}$	–
в глину средней плотности	$2{,}0 \times 10^{-3}$	–
в плотную глину	$1{,}5 \times 10^{-3}$	–
II. Газопроводы и нефтепроводы с избыточным давлением до 12 кг/см^2 из стальных труб различных марок:		
а) наземные, надземные	$8{,}0 \times 10^{-3}$	15×10^{-3}
б) подземные при укладке		
в песок	$3{,}5 \times 10^{-3}$	6×10^{-3}
в суглинок и глину	$2{,}0 \times 10^{-3}$	4×10^{-3}

– для подземных магистральных нефтегазопроводов приведенные допустимые и предельные показатели деформаций могут использоваться только на стадии перспективного планирования горных работ;

– на стадии оперативного планирования горных работ при известных величинах расчетных деформаций земной поверхности допустимые значения уточняются специализированными организациями;

– допустимые и предельные деформации действующих трубопроводов следует умножать на коэффициент износа, учитывающий срок их эксплуатации; коэффициент износа определяется как отношение времени эксплуатации трубопровода к расчетному сроку его службы.

Конструктивные мероприятия по защите подземных трубопроводов от деформаций основания назначаются по результатам расчета трубопроводов на прочность и обычно осуществляются за счет применения компенсаторов, устанавливаемых в специальных нишах; уменьшения расстояния между компенсаторами; усиления сварных стыков при помощи муфт; разрезки трубопроводов; снижения расчетного защемления трубопроводов путем засыпки малозащемляющим материалом (песок, гравий); уменьшения заглубления трубопровода в зонах возможных деформаций (провалов основания). Для увеличения деформативной способности трубопроводов в продольном направлении устанавливаются компенсаторы (плоские или трапециевидные).

В расчетах на прочность и устойчивость трубопроводов, проходящих через разрывные зоны, необходи́мо в соответствии с разделом 8 СНиП 2.05.06-85* [1999] учитывать дополнительные напряжения от изгиба и продольного перемещения, вызванные возможными неравномерными смещениями основания. Крепление элементов электрохимической защиты здесь должно быть гибким, обеспечивающим их сохранность при неравномерном деформировании грунтовой среды.

Эффективной мерой защиты магистральных нефтепроводов от деформаций считается вскрытие трубопроводов с применением одной из следующих мер:

– перекрытие траншеи железобетонными плитами или деревянными щитами с обваловкой грунтом;

– обвертка труб шлаковатой слоем обычно 10 см и обратная засыпка траншеи вынутым грунтом;

– обсыпка труб малозащемляющим грунтом (песком слоем 20–30 см) с обратной засыпкой траншеи вынутым грунтом.

Для наземных (надземных) нефтепроводов обычно рекомендуются следующие меры защиты: перестановка опор, сместившихся от оси трубопровода; ослабление связи трубопровода и неподвижных опор с последующим перезакреплением; наращивание по высоте опор, имеющих осадку, с помощью прокладок, привариваемых к опорам; приварка ограничителей к ригелям под трубопроводы для обеспечения поперечного смещения трубы только в пределах длины опорного ригеля.

Таблица 7.3

Допустимые показатели деформаций земной поверхности для подземных стальных трубопроводов в местах образования уступов [Система..., 2001]

Сеть и ее отличительные признаки	Деформации земной поверхности	
	$[\varepsilon]_{растяж}$	$[h]$, мм
I. Трубопровод из сталей марок с временным сопротивлением до 35 кг/мм^2 и пределом текучести до 25 кг/мм^2:		
а) при укладке в песок или супесь и наружном диаметре труб, d, мм:		
$50 < d \le 200$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	10
$200 < d \le 400$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	25
$400 < d \le 600$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	30
	$1{,}0 \times 10^{-3}$	50
$600 < d \le 800$	$2{,}0 \times 10^{-3}$	30
$800 < d \le 1000$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	60
б) при укладке в суглинок или глину и диаметре труб, d, мм:		
$50 < d \le 200$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	10
$200 < d \le 400$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	20
	$1{,}0 \times 10^{-3}$	30
$400 < d \le 600$	$2{,}0 \times 10^{-3}$	20
	$1{,}0 \times 10^{-3}$	35
$600 < d \le 800$	$2{,}0 \times 10^{-3}$	25
	$1{,}0 \times 10^{-3}$	50
$800 < d \le 1000$	$2{,}0 \times 10^{-3}$	30
II. Трубопровод из сталей марок с временным сопротивлением более 35 кг/мм^2 и пределом текучести более 25 кг/мм^2:		
а) при укладке в песок или супесь и наружном диаметре труб, d, мм:		
$50 < d \le 200$	$1{,}0 \times 10_{-3}$	30
$200 < d \le 400$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	60
	$2{,}0 \times 10^{-3}$	40
$400 < d \le 600$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	70
	$2{,}0 \times 10^{-3}$	50
$600 < d \le 800$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	80
	$2{,}0 \times 10^{-3}$	60
	$3{,}0 \times 10^{-3}$	30
$800 < d \le 1000$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	90
	$2{,}0 \times 10^{-3}$	70
	$3{,}0 \times 10^{-3}$	40
б) при укладке в суглинок или глину и диаметре труб, d, мм:		
$50 < d \le 200$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	20
$200 < d \le 400$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	30

Таблица 7.3 (окончание)

Сеть и ее отличительные признаки	Деформации земной поверхности	
	$[\varepsilon]_{растяж}$	$[h]$, мм
$400 < d \le 600$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	40
	$2{,}0 \times 10^{-3}$	20
$600 < d \le 800$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	60
	$2{,}0 \times 10^{-3}$	30
	$3{,}0 \times 10^{-3}$	10
$800 < d \le 1000$	$1{,}0 \times 10^{-3}$	70
	$2{,}0 \times 10^{-3}$	40
	$3{,}0 \times 10^{-3}$	15

В наиболее опасных местах рекомендуется создание специальных полигонов для мониторинга деформаций [Система..., 2001].

При пересечении трубопроводом разрывной зоны целесообразно устанавливать на ее краях запорную аппаратуру, оснащенную автоматикой аварийного закрытия с контрольным дистанционным управлением. Для наблюдения за смещениями целесообразна установка геодезических реперов и марок на трубе. В систему мониторинга должны входить также инженерно-сейсмометрические станции для записи колебаний трубопровода и грунтов при землетрясениях.

Важно подчеркнуть, что в приведенных оценках допустимых и предельных деформаций не различаются медленные (криповые) и мгновенные (сейсмогенные) смещения.

Необходимо учесть ударный эффект сейсмогенных воздействий. Так, в описательной части шкалы сейсмической интенсивности MSK-64 указано, что при землетрясениях силой 8 баллов возможны отдельные случаи разрывов стыков трубопроводов; при 9-ти баллах наблюдаются разрывы на некоторых подземных трубопроводах; при 10-ти баллах – многочисленные разрывы и искривления подземных трубопроводов; при 11–12-ти баллах – полное разрушение подземных трубопроводов [Сейсмическое..., 1968; Сейсмостойкость..., 1980].

7.5. Районы разработки месторождений

Районы разработки месторождений полезных ископаемых чрезвычайно разнообразны. Среди них встречаются объекты, расположенные на поверхности и заглубленные в рыхлые или в скальные грунты. Поэтому часть подобных объектов тяготеет к наземному строительству с традиционным инженерно-геологическим районированием, а другая – к объектам, требующим объемного изучения скальных массивов.

Традиционная типизация приповерхностных массивов скальных грунтов предусматривает их

Глава 8

ШОВНЫЕ ЗОНЫ И СТРОЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО САХАЛИНСКОГО БЛОКА

Морфоструктурный анализ строения островных дуг (Курильской и Японо-Сахалинской) показывает, что все крупные острова в них представляют собой самостоятельные положительные новейшие блоковые структуры [Несмеянов, Воейкова, 1997]. Данная точка зрения наиболее перспективна для неоструктурного анализа. Она по существу принимается и составителями последних тектонических карт, например тектонической карты Охотоморского региона [2000]. На ней единая микроплита Сахалин–Хоккайдо граничит на западе с Татарским прогибом, а на востоке – с Охотоморской плитой [Объяснительная..., 2000].

8.1. Строение шельфового обрамления Сахалина

Подавляющая часть рассматриваемой территории занята разнообразными элементами Японо-Сахалинской дуги (ЯСД), т.е. крупного положительного структурного элемента, к которому с запада и востока примыкают морские депрессионные структуры (рис. 8.1; табл. 8.1). На юго-западе это край Южнотатарского рифтового грабена (ЮТГ), служащего северным ответвлением Япономорской депрессии (ЯМД). На востоке к дуге торцово причленяется Южно-Охотская глубоководная впадина (она же часто именуется Курильской котловиной), являющаяся южной частью Охотоморской депрессии и вытянутая вдоль северо-западного борта Курило-Камчатской дуги.

В Японо-Сахалинской дуге (ЯСД) наиболее крупными структурами являются: 1) Татаро-Устьамурская система прогибов (ТУП), к югу от которой находится 2) Западно-Хоккайдская шельфовая ступень (ЗХС); обе эти структуры граничат с 3) Хоккайдо-Сахалинской системой дифференцированных островных поднятий (ХСС), которая в целом может рассматриваться в качестве положительной структуры.

Таблица 8.1

Крупнейшие структуры по периферии Сахалина

Планетарные	Субпланетарные	Мегарегиональные
Континент Евразия (**КЕА**)		
Переходная зона Континент – океан (**ПЗКО**)	Япономорская депрессия (**ЯМД**)	Южнотатарский рифтовый грабен (**ЮТГ**)
	Японо-Сахалинская островная дуга (**ЯСД**)	Западно-Хоккайдская шельфовая ступень (**ЗХС**)
		Татаро-Устьамурская система прогибов (**ТУП**)
		Хоккайдо-Сахалинская система островных поднятий (**ХСС**)
	Охотоморская депрессия (**ОМД**)	Дерюгинская впадина (**ДВ**)
		Система широтных поднятий (**СШП**)
		Южноохотская впадина (**ЮОВ**)
	Курило-Камчатская островная дуга (**ККД**)	

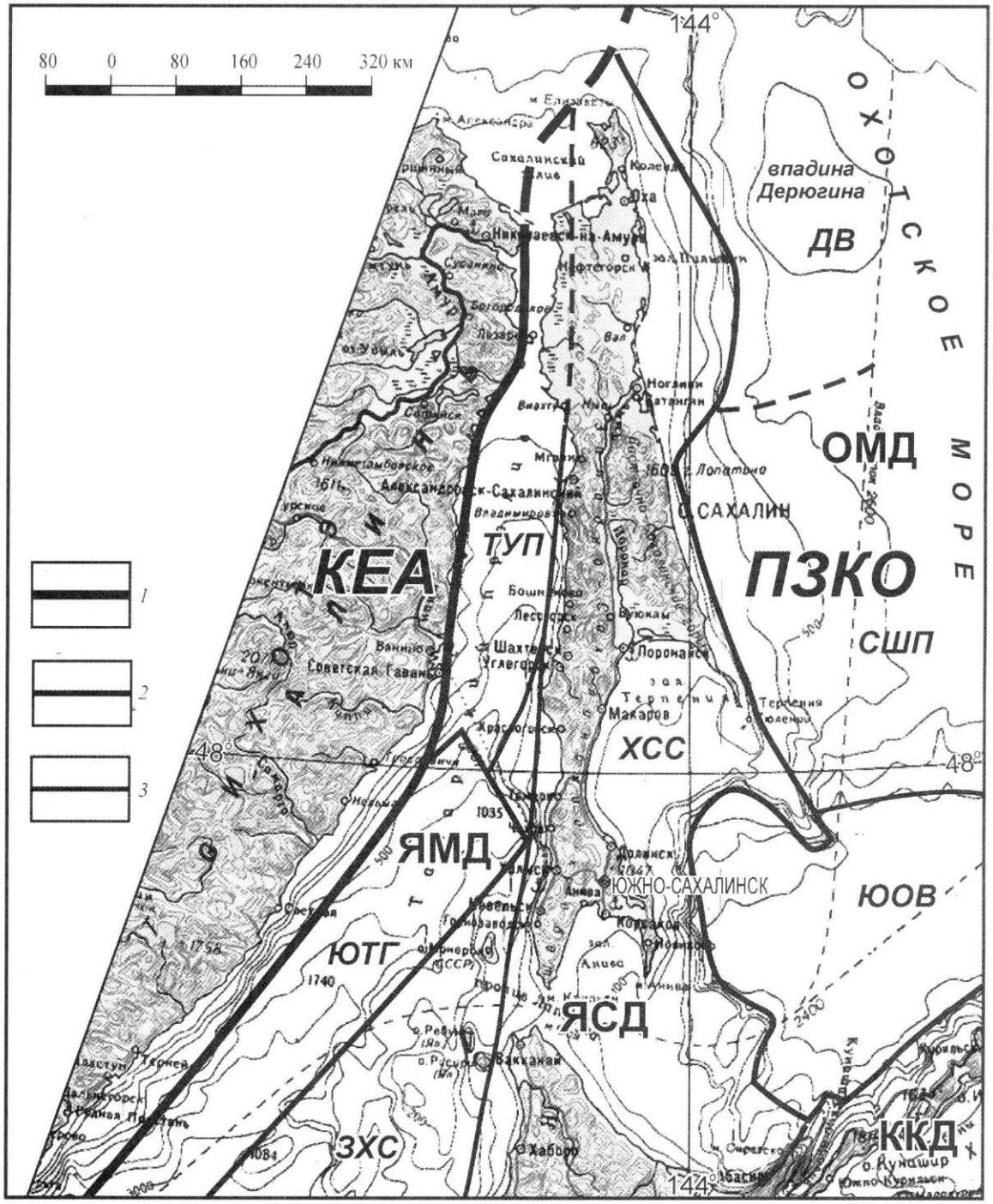


Рис. 8.1. Крупнейшие структуры по периферии Сахалина
1–3 – границы структур: *1* – планетарных, *2* – субпланетарных, *3* – мегарегиональных
Индексы структур см. в табл. 8.1

Для оконтуривания шельфов и их районирования большое значение имеют основанные на сейсмических материалах и различающиеся в деталях, но в целом весьма информативные, структурные карты поверхности фундамента (рис. 8.2) [Харахинов и др., 1979] и карты мощности осадочных неконсолидированных отложений (рисунки 8.3, 8.4) [Терещенко и др., 1982; Сычев, 1997; Тектоническое..., 2006].

Следует, однако, отметить, что на указанных картах суммированы результаты тектонических движений за весьма длительный отрезок времени, существенно превышающий продолжительность новейшего этапа геологического развития. Движения позднеорогенной стадии этого этапа, представляющей основной интерес, обычно так или иначе проявляются в батиметрии морских акваторий. Важными могут оказаться и другие региональные геологические, геофизические данные. Поэтому для неотектонического районирования необходимо комплексное рассмотрение всех имеющихся материалов.

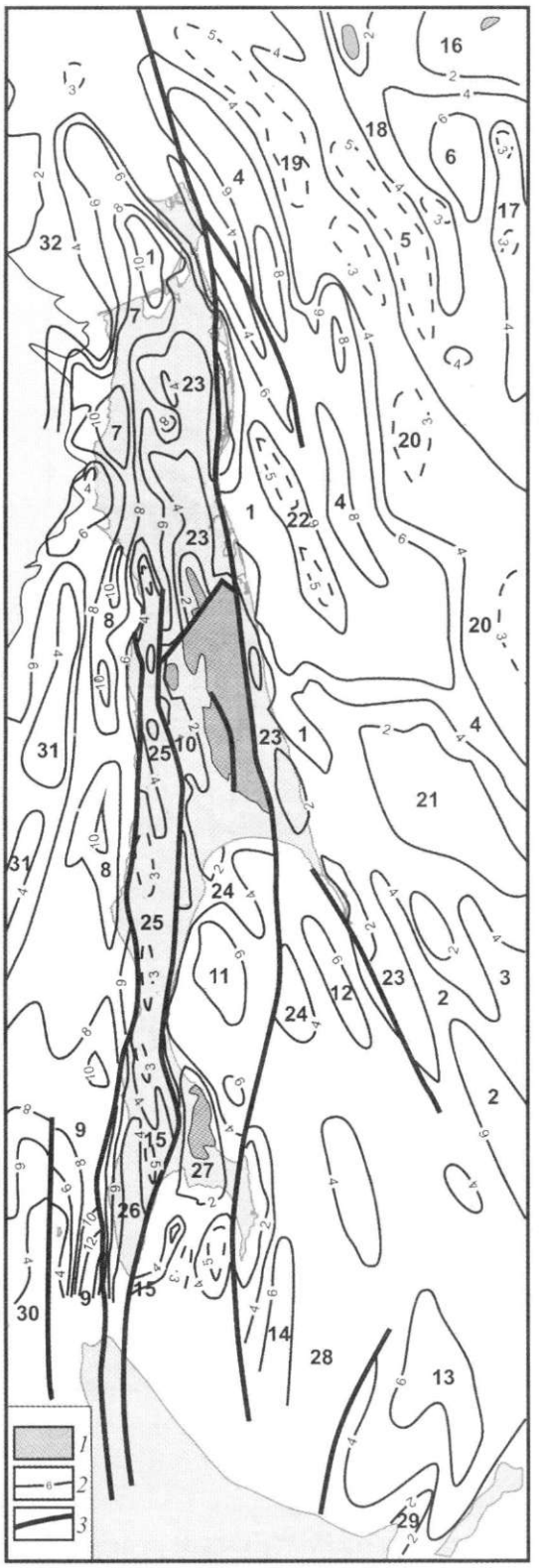


Рис. 8.2. Схематическая структурная карта поверхности фундамента о. Сахалин (составили В.В. Харахинов, И.М. Альперович, В.Э. Кононов, А.А. Терещенков, В.М. Никифоров) [Харахинов и др., 1979]

1 – выходы фундамента на поверхность; *2* – изогипсы поверхности фундамента, км; *3* – разломы; **прогибы:** 1 – Северо-Сахалинский, 2 – Тюлений, 3 – Пегаса, 4 – Восточно-Сахалинский, 5 – Западно-Дерюгинский, 6 – Центрально-Дерюгинский, 7 – Приамурский, 8 – Западно-Сахалинский, 9 – Исикари, 10 – Центрально-Сахалинский, 11 – Макаровский, 12 – Владимировский, 13 – Абасири, 14 – Китами, 15 – Анивский; **поднятия:** 16 – Кашеварова, 17 – Восточно-Дерюгинское, 18 – Центрально-Дерюгинское, 19 – Тихоновича, 20 – Западно-Дерюгинское, 21 – Полевого, 22 – Шмидтовское, 23 – Восточно-Сахалинское, 24 – Невское, 25 – Западно-Сахалинское, 26 – Крильонское, 27 – Сусунайское, 28 – Китами, 29 – Сиретоко, 30 – Монеронское, 31 – Срединно-Татарское, 32 – Александровское

а. Татарский пролив

Татарский пролив служит естественным продолжением на север акватории Японского моря [Альперович, Чернявский, 1973; Антипов и др., 1979; Мавринский и др., 1972; Маргулис и др., 1977; Милашин и др., 1970; Хведчук и др., 1981; Юнов, 1971; Юнов, Тихомиров, 1968; и др.]. Глубины моря плавно уменьшаются к мелководью северной части пролива и прибрежным зонам от осевой его части. Мощность неконсолидированных осадков имеет наибольшее значение в центральной части пролива, достигая 8 км. К северу их мощность постепенно уменьшается до 1–2 км. Покров малоуплотненных осадков лежит почти горизонтально, характеризуясь средними скоростями сейсмических волн 1,8–2,0 км/сек. Такие значения скоростей сейсмических волн, по-видимому, свидетельствуют о том, что осадочные толщи здесь представлены тонкопереслаивающимися терригенными плиоцен-четвертичного образованиями. Ниже этих осадков располагается слой, характеризующийся скоростями сейсмических волн 2,8–3,0 км/сек. Он, по-видимому, сопоставим с ранненеогеновыми и палеогеновыми образованиями. Основание осадочной толщи Татарского пролива слагают меловые отложения (рис. 8.5, А, Б, В).

Татарский пролив с учетом батиметрии и сейсмических материалов достаточно четко делится на две части: северную – Татаро-Устьамурскую практически субмеридиональную систему прогибов (ТУП) и южную – Южнотатарский рифтовый грабен (ЮТГ), представляющий собой прямоугольной формы трог северо-восточной ориентировки, раскрывающийся на юго-западе в Япономорскую депрессию.

Татаро-Устьамурская система прогибов (ТУП) представлена здесь на юге Северотатарским прогибом, севернее – Устьамурским прогибом и прогибом Сахалинского залива.

На Тектонической карте Охотоморского региона эта система прогибов, часть которой обнажается на севере Сахалина [Объяснительная..., 2000], интерпретируется как крупная грабенообразная структура с фундаментом на глубинах до 8–10 км. Однако данная грабенообразность фиксируется в основном в нижнетретичных и меловых отложениях. В них выделяются раннерифтовый палеоцен-эоценовый и позднерифтовый олигоцен-нижнемиоценовый структурные комплексы.

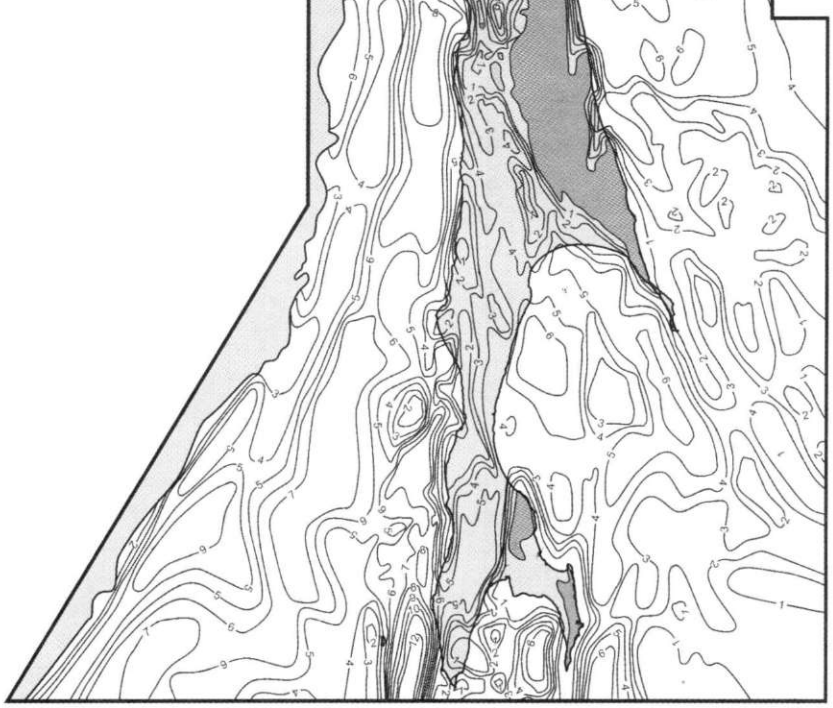


Рис. 8.3. Схема мощности осадочного чехла (составили А.А. Терещенко, С.Д. Гальцев-Безюк, Н.В. Куликов, Ю.С. Мавринский, В.В. Харахинов) [Терещенков и др., 1982]

Собственно новейшие отложения маруямской свиты, относящиеся к пострифтовому структурному комплексу, образуют асимметричный прогиб с более крутым восточным бортом. Последний нарушен системой крутых сбросов, относящихся, повидимому, к системе Западносахалинского разлома – его шовносбросовой зоне.

Татаро-Устьамурская система молодых грабенообразных прогибов – это типичная краевая структура с древним (раннетретичным) западным бортом и молодым (позднеорогенным) восточным. На севере системы отсутствуют характерные черты достаточно полно развитых морских шельфов. Тем не менее, на крутом склоне Татарского прогиба в зоне Западносахалинского разлома можно выделить узкие блоки, которые условно объединяются в западный прерывистый шельф. Характерно, что многие из этих блоков ограничены со стороны суши циркообразными сбросами. Поэтому они могут также рассматриваться и в качестве приразрывных блоков отседания в шовной зоне Западносахалинского разлома.

Но на самом юге шельф расширяется, и в его пределах проявляется складчатость. Складки здесь очень пологие с углами наклона слоев в первые градусы [Объяснительная..., 2000, с. 54]. Однако местами они становятся более контрастными (рис. 8.5 Г) [Гладенков и др., 2002].

Строение Южнотатарского рифтового грабена существенно иное. Здесь под центральной частью Татарского прогиба на глубинах 20–30 км расположен выступ частично расплавленной мантии, такой же, как под Дерюгинским прогибом рядом с краем северо-восточного шельфа Сахалина. Эти выступы "окаймлены узкими градиентными ступенями (или литосферными флексурами) погружения кровли частичного плавления до глубин

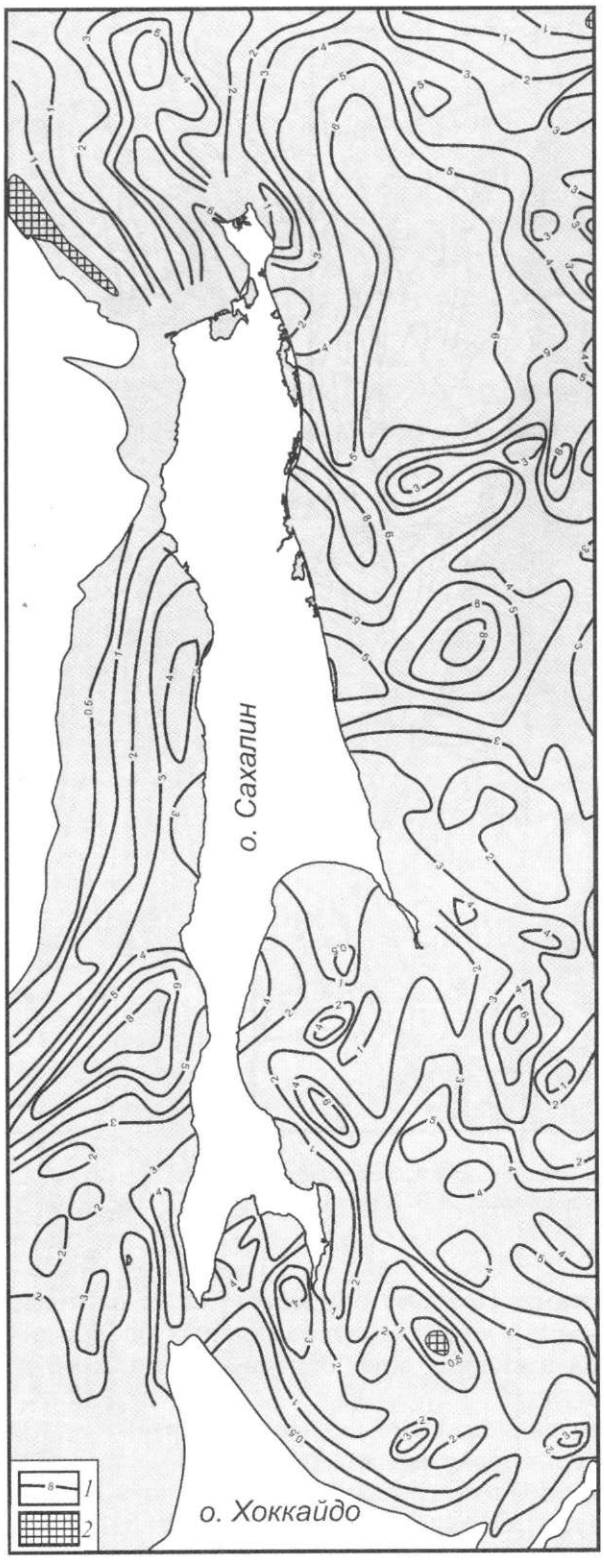


Рис. 8.4. Фрагмент карты-схемы мощности осадочного чехла Охотского моря (по Л.М. Злобиной) [Сычев, 1997]

1 – изопахиты, км; *2* – выступы фундамента или тонкий осадочный слой (< 150 м)

100 км" [Объяснительная..., 2000, с. 73]. Кроме того, под Дерюгинским и Татарским прогибами полностью редуцирована верхняя кора ("гранитный слой") [Там же]. Поэтому данные флексуры безусловно могут считаться глубинным обрамле-

Рис. 8.5. Строение Татарского пролива. *А* – Карто-схема мощности осадочного чехла Татарского пролива (по Л.М. Злобиной) [Сычев, 1997]. ***Б* – Схема неотектоники Татарского пролива. *В* – Геолого-геофизический разрез через Северо-Татарский прогиб по линии А–А** (на ***Б***) [Тронов и др, 1987]. ***Г* – Строение акватории в окрестностях г. Красногорска (схематическая геологическая карта и временной сейсмический разрез)** [Гладенков и др., 2002]

А, Б: *1–3* – разломы (по О.А. Воейковой и С.А. Несмеянову): *1* – трансрегиональный, *2* – региональные, *3* – локальные циркообразные; *4* – изопахиты, км (по Л.М. Злобиной); *5–7* – [Тронов, и др., 1987]: *5* – разрывные нарушения, *6* – изопахиты осадочной толщи, км, *7* – линия разреза, показанного на ***В***; *8–10* – [Гладенков и др., 2002]: *8* – границы районов с разным строением кайнозойского чехла, *9* – участок максимальных мощностей кайнозойских отложений (Слепиковский прогиб), *10* – площади морского бурения; римские цифры: **I** – Средино-Татарское поднятие, **II** – Западно-Сахалинский прогиб [Харахинов и др., 1979]; **ТУП** – Татаро-Устьамурская система прогибов, **ЮТГ** – Южнотатарский рифтовый грабен.

В: *1* – уплотненные верхнемеловые отложения, *2–4* – литологические толщи: *2* – преимущественно глинистые и кремнисто-глинистые, *3* – песчано-глинистые, *4* – преимущественно песчаные и глинисто-песчаные; *5* – поверхность "фундамента" осадочной толщи; *6* – дизъюктивные границы; *7–8* – границы структурных подразделений (*а* – уверенно прослеживаемые по сейсморазведочным данным, *б* – установленные по данным комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов): *7* – комплексов, *8* – подкомплексов. Структурные комплексы (цифры на разрезе): *1* – среднемиоцен-четвертичный (*а* – верхнемаруямский, *б* – нижнемаруямский, *в* – курасийский подкомплексы), *2* – олигоцен-нижнемиоценовый (*а* – верхнедуйский, *б* – хойнджинский подкомплексы).

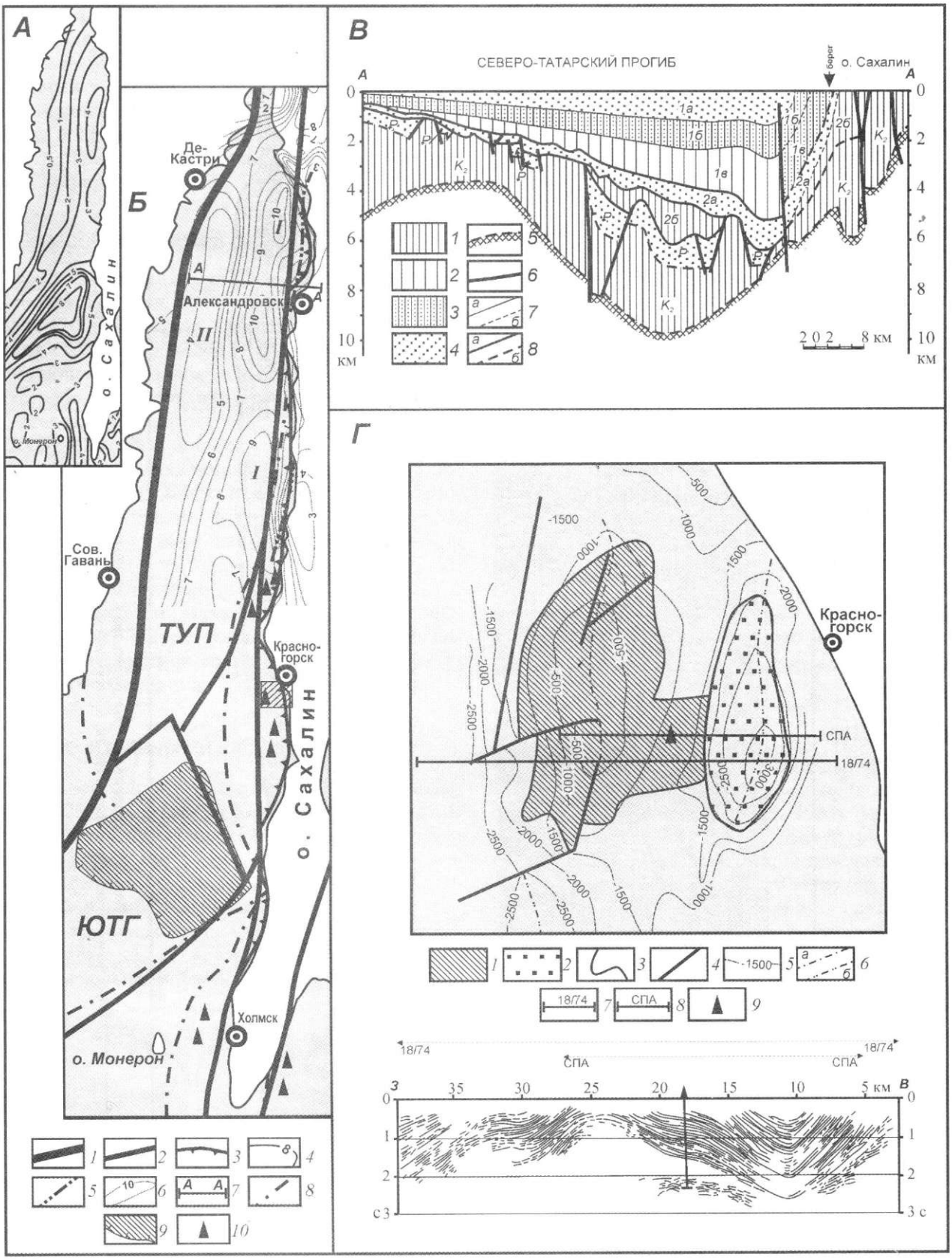
Г: *1* – миоцен-нижнеплиоценовые отложения; *2* – верхнеплиоценовый помырский горизонт и четвертичные отложения; *3* – геологические границы; *4* – разломы; *5* – изогипсы сейсмического горизонта у основания маруямской свиты; *6* – оси Красногорских структур: *а* – антиклинали, *б* – синклинали; *7* – профиль МОГТ; *8* – сейсмоакустический профиль; *9* – глубокая скважина

нием современной Японо-Сахалинской островной дуги.

В батиметрии южной части Татарского пролива северо-западная и юго-восточная шельфовая ступени выражены в рельефе весьма отчетливо. Они разделены глубоким прямоугольной формы трогом. В торцовой его части располагается Слепиковский прогиб с максимальными мощностями кайнозоя (см. рис. 8.5, ***Б***) [Гладенков и др., 2002].

Северо-восточный торец Южнотатарского рифтового грабена, совпадающий с Северохолмской зоной глубинного разлома, приходится на зону существенной структурной перестройки, где преобладающие сложно дифференцированные структуры в кровле акустического фундамента имеют преимущественно запад-юго-западное простирание (см. рис. 8.5, ***А***).

Рифтовая природа грабена подтверждается признаками молодого вулканизма по периферии и повышенным тепловым потоком. Этот трог и смежные ступени хорошо выражены на сейсмических профилях, на которых видна сложная грабеновая структура. Последняя раскрывается в пределы Япономорской впадины и может считаться ее ответвлением. Поэтому разделяющая трог Южнотатарского рифтового грабена и юго-восточную (Западнохоккайдскую) шельфовую ступень Северомонеронская зона глубинного разлома может считаться разграничивающей островодужную и океанического типа структуры.


А
о. Сахалин
о. Монерон
Б
Де-Кастри
Александровск
II
I
Сов. Гавань
ТУП
Красногорск
о. Сахалин
ЮТГ
Холмск
о. Монерон
В
СЕВЕРО-ТАТАРСКИЙ ПРОГИБ
Берег
о. Сахалин
км
Г
Красногорск
СПА
18/74
км
З
В

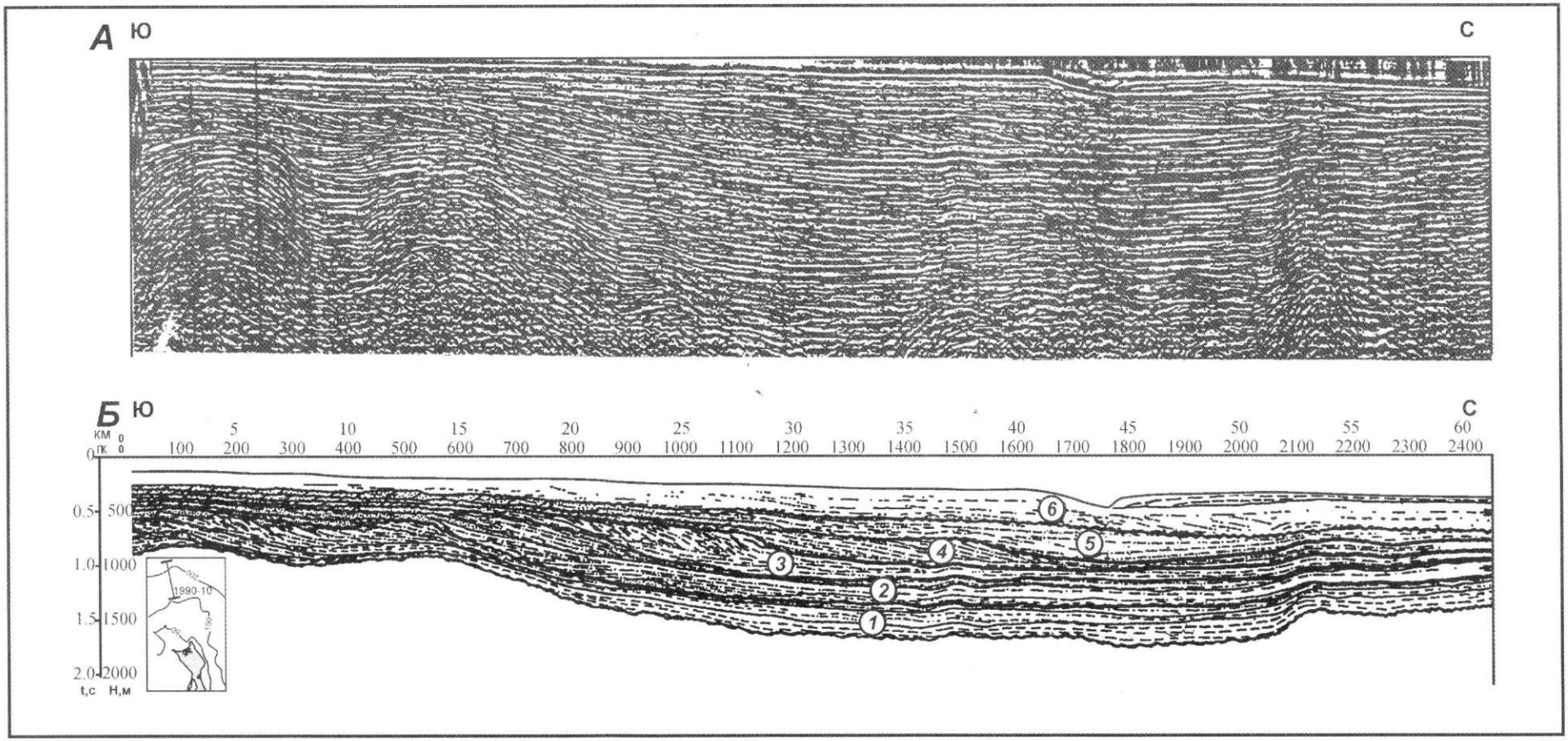


Рис. 8.6. Строение северного шельфа Сахалина [Гладенков и др., 2002]
А – фрагмент временного разреза 1990–10, ***Б*** – седиментационная модель; цифры в кружках – номера секвенсов

Западнохоккайдская шельфовая ступень с запада на восток включает: 1) Мусасинское мегаподнятие, 2) Исикарскую цепь прогибов, 3) Монерон-Рибунскую гряду горстов и 4) Кузнецовско-Рисирийскую цепь прогибов.

Главный рубеж собственно континентальных и переходных к океаническим структур, значительно отличающихся от континента по истории развития на новейшем геологическом этапе, должен, очевидно, трассироваться вдоль западного борта Татарского пролива.

б. Северосахалинский шельф

Северосахалинский шельф изучен наименее детально. На Тектонической карте Охотоморского региона [2000] северная граница Хоккайдо-Сахалинской области проведена непосредственно к северу от полуострова Шмидта. Однако нефтяники и стратиграфы считают, что этот шельф простирается несколько севернее (рис. 8.6) [Гладенков и др., 2002]. Согласно последним данным, северное окончание Северосахалинского шельфа и всей новейшей Японо-Сахалинской островной дуги располагается на значительном удалении от Шмидтовского поднятия. Здесь на широте Шантарских островов фиксируется "субширотный узкий V-образный неотектонический прогиб, ограниченный с юга тектоническим уступом" [Тектоническое..., 2006, с. 89]. Он образует торцовое сочленение с погребенными складками, продолжающими структуры Северного Сахалина.

в. Южносахалинский шельф

По существующим представлениям [Объяснительная..., 2000], к западу от Южноохотской впадины расположен Южносахалинский трог (впадина), образованный двумя прогибами: заливов Терпения и Анива. Их фундамент сложен континентальной консолидированной корой. На периферии прогибов кайнозойская осадочная толща мощностью 1–3 км перекрывает мезозой. В центрах осадконакопления обоих прогибов кайнозойскую осадочную толщу подстилают уплотненные верхнемеловые терригенные отложения мощностью до 4–5 км. Осадочная толща смята в крупные складки. Антиклинали достигают в ширину 30, а в длину – 100 км. Локальные складки отличаются пологими сводами и разрывами на крыльях. Локальные антиклинали представляют собой складки облекания докайнозойских горстов и сложены верхнемиоценовыми и плиоценовыми породами. В отдельных грабенах сохранились олигоцен-нижнемиоценовые отложения. В западной приразломной части впадины осадочная толща мощностью 4–6 км, а в локальных глубоких трогах – до 9 км. К востоку ее мощность сокращается до 1,5–2 км. Верхние среднемиоцен-четвертичные пострифтовые толщи деформированы слабо, практически не пересекаются разрывами и с угловым несогласием перекрывают горсты в более древних интенсивно дислоцированных образованиях.

Некоторые исследователи детально расчленяют осадочную толщу, но в ее дислоцированности не различают новейшие (особенно ранне- и позднеорогенные) и более древние дислокации. Поэтому в данных построениях часто ведущая роль отдается тангенциальным напряжениям и надвиговым структурам, которые не свойственны здесь позднеорогенному этапу. Так, В.В. Куделькин [1986], по данным МОВ ОГТ, выделял в этом осадочном чехле 5 толщ – синтемов, разделенных несогласиями. Их геологический возраст определяется им следующим образом: A – плейстоцен, B – N_2–N_1^3 (интервал примерно 2–7 млн лет), C – N_1^{2-3} (около 7–16 млн лет), D – N_1^{1-2} (примерно 16–19 млн лет), E – P_3^3–N_1^1 (около 19–25 млн лет). Тектонические движения интерпретируются в соответствии с представлениями Х. Ямамото [Yamamoto, 1979, 1983], предполагающими развитие надвиговых структур (рис. 8.7). Скорее всего, надвиговые структуры отвечали ситуации, предшествовавшей новейшему этапу (во всяком случае, его позднеорогенной стадии), и сказывались на деформациях лишь доновейших отложений.

По С.С. Снеговскому [1997], анализ системы сейсмических профилей показал, что мощность

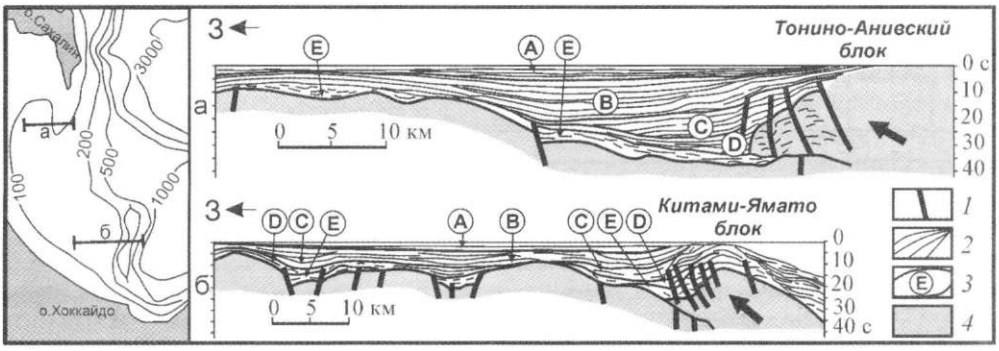


Рис. 8.7. Интерпретация временных разрезов [Куделькин, 1986].
Расположение показано на врезке; профиль "б" по данным [Yamamoto, 1979]
1 – разломы; *2* – отражения; *3* – индексы и границы синтемов; *4* – акустический фундамент; стрелки указывают направление надвигания

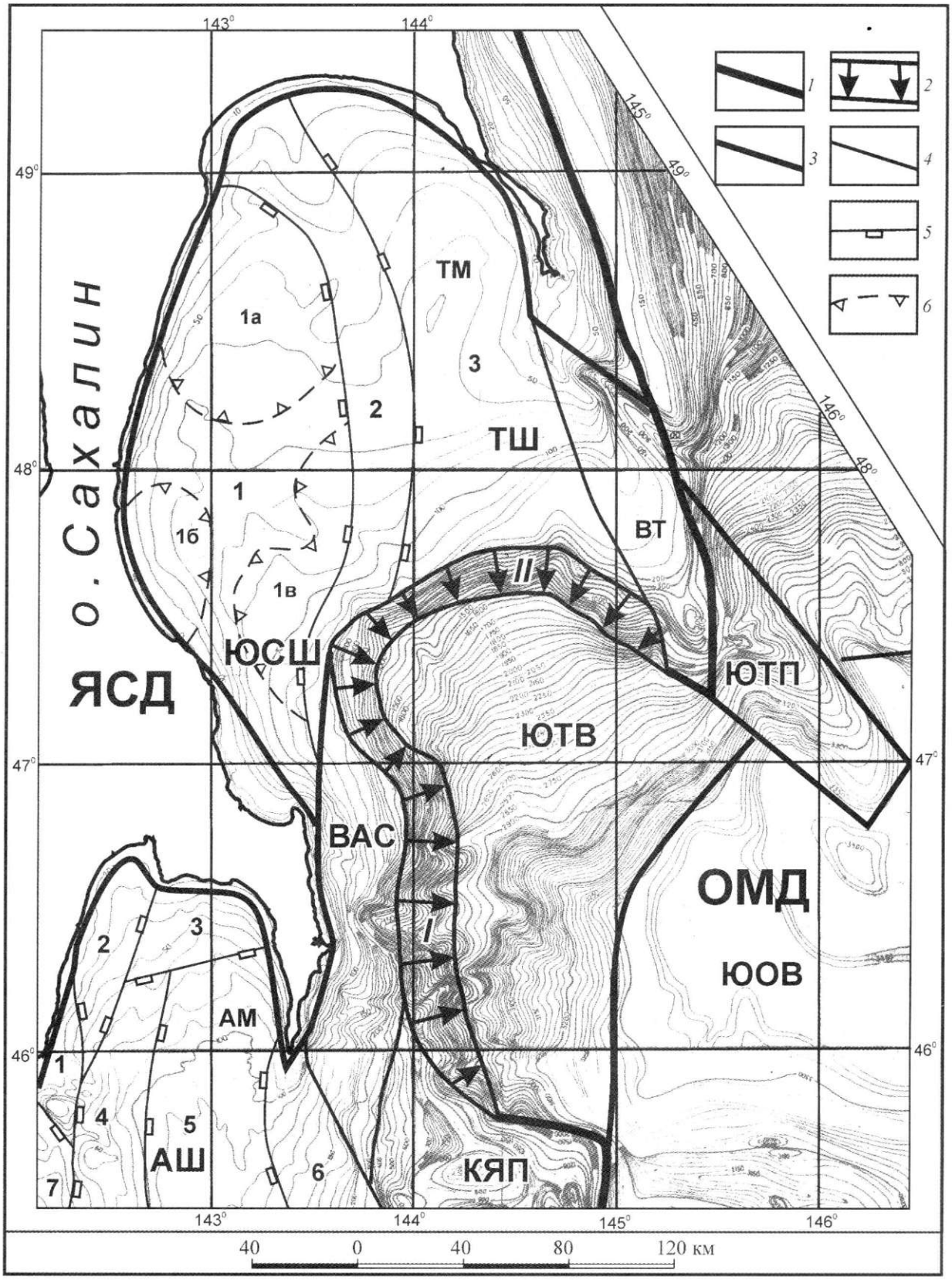


Рис. 8.8. Строение Анивского и Терпеньевского шельфов

1–2 – границы Японо-Сахалинской дуги: *1* – сбросово-сдвиговая, *2* – флексурно-разрывная; *3* – границы шельфов и Охотоморских структур; *4–6* – границы структур трех порядков в пределах шельфов; индексы структур см. табл. 8.2

Таблица 8.2

Складчатые и блоковые структуры

Региональные структуры	Локальные структуры	Название	Тип
ЯПОНО-САХАЛИНСКАЯ			**ОСТРОВНАЯ ДУГА**
ЯСД / ***ЮСШ***		***ЮЖНОСАХАЛИНСКИЙ***	***ШЕЛЬФ***
АШ		**Анивский**	**шельф**
АШ / ***АМ***		***Анивская***	***мегавпадина***
АШ / ***АМ***	1	Восточнокрильонская	ступень
АШ / ***АМ***	2	Устьурюмская	ячея
АШ / ***АМ***	3	Североанивская	ступень
АШ / ***АМ***	4	Среднеанивское	поднятие
АШ / ***АМ***	5	Восточноанивская	впадина
АШ / ***АМ***	6	Сивучинское	поднятие
АШ / ***АМ***	7	Лаперузская	седловина
АШ / ***ВАС***		***Восточноанивская***	***шельфовая ступень***
АШ / ***КЯП***		***Кутами-Яматское***	***поднятие***
ТШ		**Терпеньевский**	**шельф**
ТШ / ***ТМ***		***Терпеньевская***	***мегавпадина***
ТШ / ***ТМ***		Макаровский	прогиб
ТШ / ***ТМ***	1	*Макаровская*	*впадина*
ТШ / ***ТМ***	1	*Фирсовская*	*впадина*
ТШ / ***ТМ***	1	*Владимирская*	*впадина*
ТШ / ***ТМ***	2	Невское	поднятие
ТШ / ***ТМ***	3	Восточнотерпеньевская	впадина
ТШ / ***ВТ***		***Восточнотерпеньевское***	***краевое поднятие***
ОХОТОМОРСКАЯ			**ДЕПРЕССИЯ**
ОМД / ***ЮТВ***		***Южнотерпеньевская***	***впадина***
ОМД / ***ЮТП***		***Южнотерпеньевское***	***поднятие***
ОМД / ***ЮОВ***		***Южноохотоморская***	***впадина***
Флексурно-разрывные зоны			
I		***Анива-Курильская***	
II		***Южнотерпеньевская***	

четвертичных отложений в упомянутых прогибах достигает 1 км. Период активизации тектонических движений начался здесь в среднем миоцене или у рубежа между средним и поздним миоценом. Это соответствует началу новейшего этапа.

Использование всего комплекса сейсмических (см. рисунки 8.2–8.4) и батиметрических материалов позволяет представить сложную схему строения южносахалинских шельфов (рис. 8.8; табл. 8.2).

Важно подчеркнуть также, что, судя по батиметрии, Анивский и Терпеньевский шельфы продолжаются далеко на юг за пределы собственно заливов Анива и Терпения.

г. Залив Анива

Анивский шельф включает элементы, продолжающие смежные наземные Сахалинские структуры, и дополнительные крупные формы, зафиксированные сейсморазведкой (см. табл. 8.2).

Южнокамышовое мегаподнятие наращивается на юго-востоке Восточнокрильонской шельфовой ступенью (1). К северу от нее располагается Устьурюмская ячея (2), служащая непосредственным продолжением Аниво-Сусунайской мегавпадины. Эта единая отрицательная структура выклинивается к югу. К востоку от нее на севере зал. Анива на продолжении Тунайчинской ступени выделяется Североанивская ступень (3). К югу от нее располагаются две меридиональные крупные шельфовые структуры: Среднеанивское поднятие (4) и Восточноанивская впадина (5). Далее на восток находится Сивучинское (Монбецу-Сивучинское) шельфовое поднятие (6), надстраивающее к юго-востоку Тонино-Анивское поднятие. Восточноанивская впадина и Монбецу-Сивучинское поднятие хорошо видны на сейсмическом профиле (рис. 8.9) [Снеговской, 1997].

К востоку от Монбецу-Сивучинского шельфового и Тонино-Анивского наземного поднятий параллельно им протягивается Восточноанивская

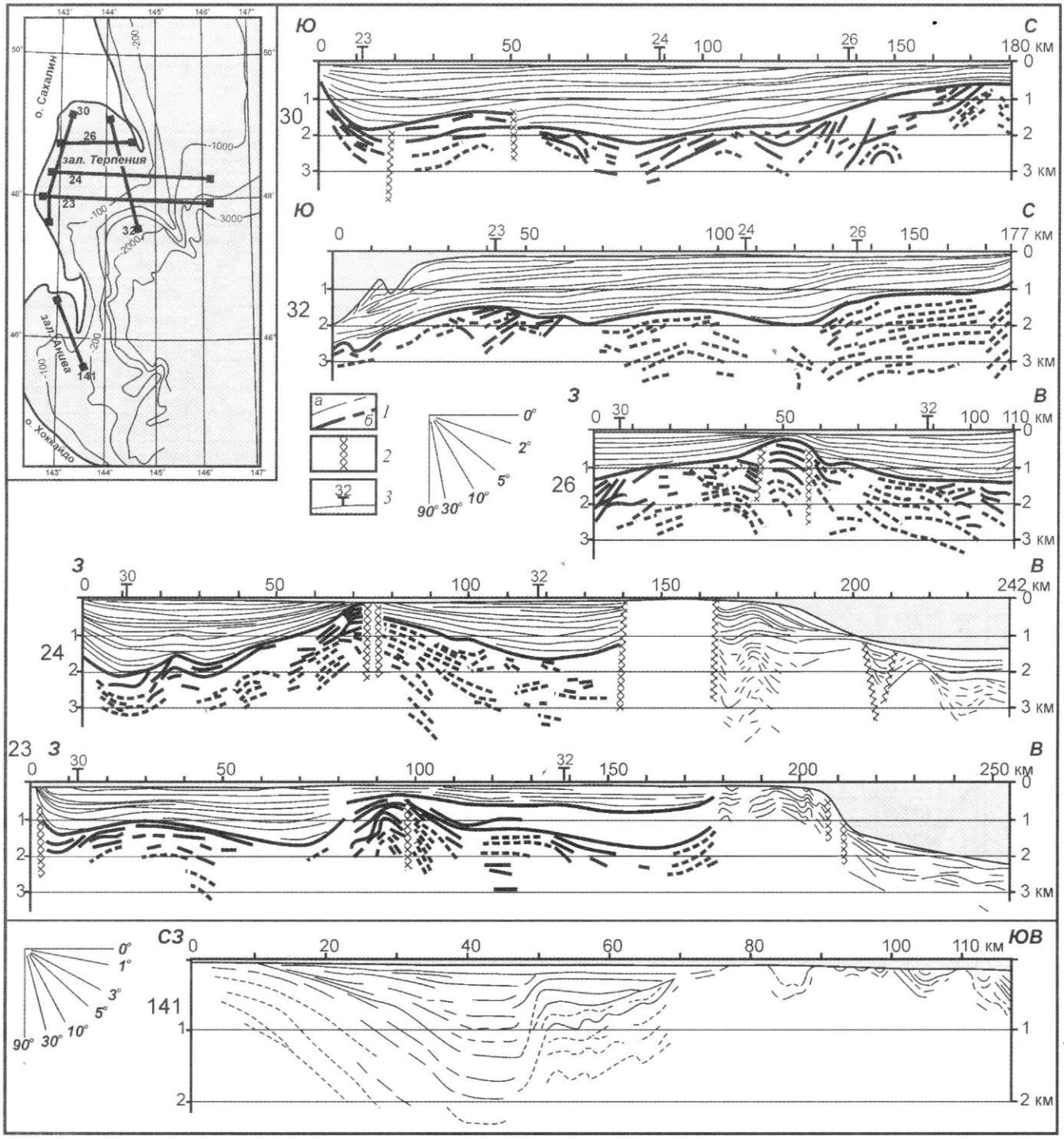


Рис. 8.9. Сейсмические разрезы по профилям НСП в заливах Терпения и Анива. По Соловьеву и др., 1974 г. [Снеговской, 1997]

1 – отражающие границы: *а* – в осадочном чехле, *б* – поверхности акустического фундамента; *2* – предполагаемые разломы; *3* – пересечения с другими профилями; роза – искаженные углы наклона границ, обусловленные различием масштабов по вертикали и горизонтали

шельфовая ступень (ВАС), а к юго-востоку от последней выделяется Кутами-Яматское поднятие (КЯП).

С востока Восточноанивская шельфовая ступень ограничивается Аниво-Курильской флексурно-разрывной зоной (I), которая разделяет Охотоморские и островные структуры, хорошо видные на материалах сейсмоакустической локации [Саваренский, 1982; Тектоническое..., 2006] (рис. 8.10).

На западе принадлежащая Анивскому шельфу Лаперузская седловина (7) разделяет Сахалинский и Хоккайдский островные блоки.

д. Залив Терпения

К югу от Тымь-Поронайской грабен-синклинальной мегавпадины, как отмечено выше (см. главу 3), в зал. Терпения находится широкая,

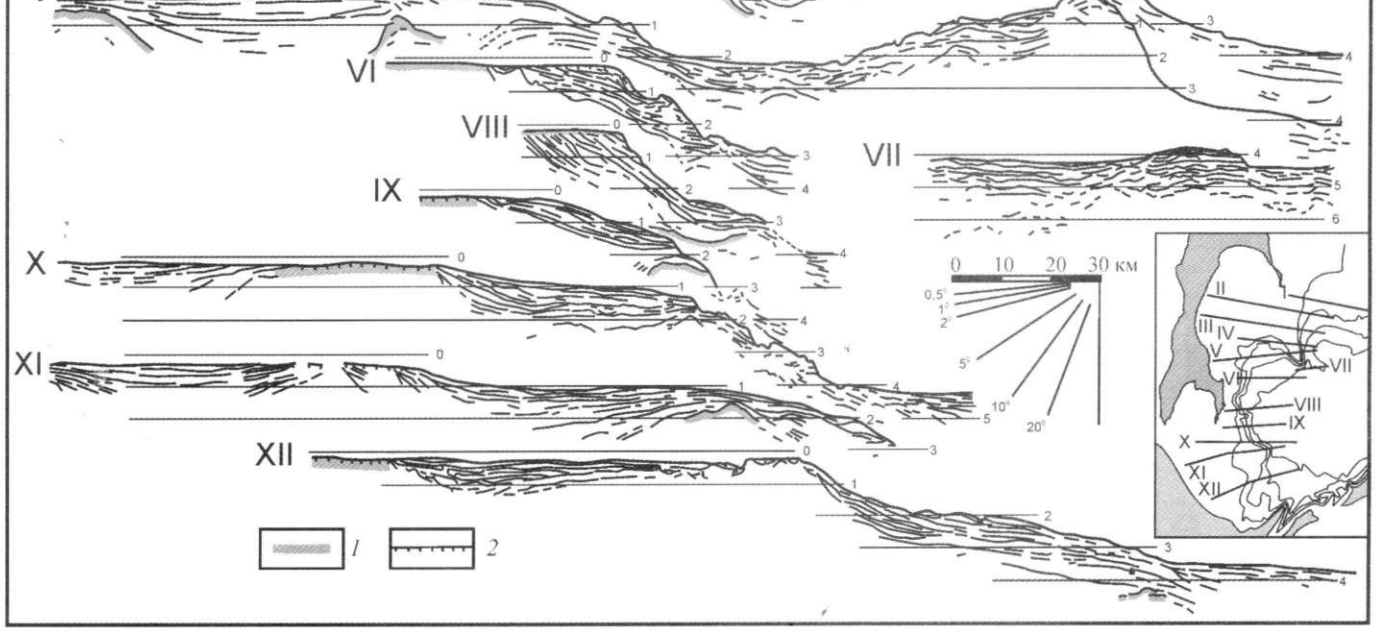


Рис. 8.10. Сейсмоакустические разрезы, фиксирующие флексурно-разрывные и разрывные сочленения на восточных бортах Южнотерпеньевского поднятия (I–V) и особенно Восточноанивской шельфовой ступени (VI–XII) [Саваренский, 1982]
1 – абразионные поверхности; *2* – фундамент

сложно построенная Терпеньевская мегавпадина, в пределах которой выделяется серия шельфовых структур.

Сейсмораведочное профилирование зал. Терпения зафиксировало мощную конседиментационную толщу осадков, которая разделена на две ванны субмеридиональной грядой, осложненной малоамплитудными разрывами (см. рис. 8.9) [Снеговской, 1997]. Гряда эта обычно именуется Невским поднятием – 2 на рис. 8.8. К западу от нее, по данным сейсморазведки (см. рис. 8.4), в пределах Макаровского прогиба (1) можно выделить на севере Макаровскую впадину (1а), а южнее меньшие по размеру Фирсовскую (1б) и Владимирскую (1в) впадины.

Строение западного борта Макаровского прогиба изучено наиболее детально (рис. 8.11). Видна унаследованность ранне- и позднеорогенных структур новейшего этапа геологического развития.

К востоку от Невского поднятия расположена наиболее крупная Восточнотерпеньевская впадина (3). Профили НСП 23 и 24 (см. рис. 8.9) к востоку от Восточнотерпеньевской впадины пересекают Восточнотерпеньевское краевое поднятие, служащее непосредственным продолжением к юго-востоку Терпеньевской системы наземных пониженных блоков Восточносахалинского мегаподнятия. Характерно, что уже за пределами шельфа, т.е. в пределах Охотоморской депрессии, на продолжении Восточнотерпеньевского краевого поднятия находится Южнотерпеньевское поднятие.

Разрывное, местами переходящее во флексурно-разрывное, сочленение здесь островных и охотоморских структур хорошо видно и на сейсмоакустических разрезах (см. рис. 8.10).

Восточнотерпеньевская впадина на юге ограничивается прекрасно выраженной в батиметрии Южнотерпеньевской флексурно-разрывной зоной (II на рис. 8.8), которая отделяет ее от глубоководной Южнотерпеньевской впадины (ЮТВ) [Тектоническое..., 2006]. Последняя как бы наращивает к северо-западу обширную Южноохотоморскую впадину (ЮОВ), расположенную на сочленении Охотоморской депрессии (ОМД) с Японо-Сахалинской и Курило-Камчатской островными дугами.

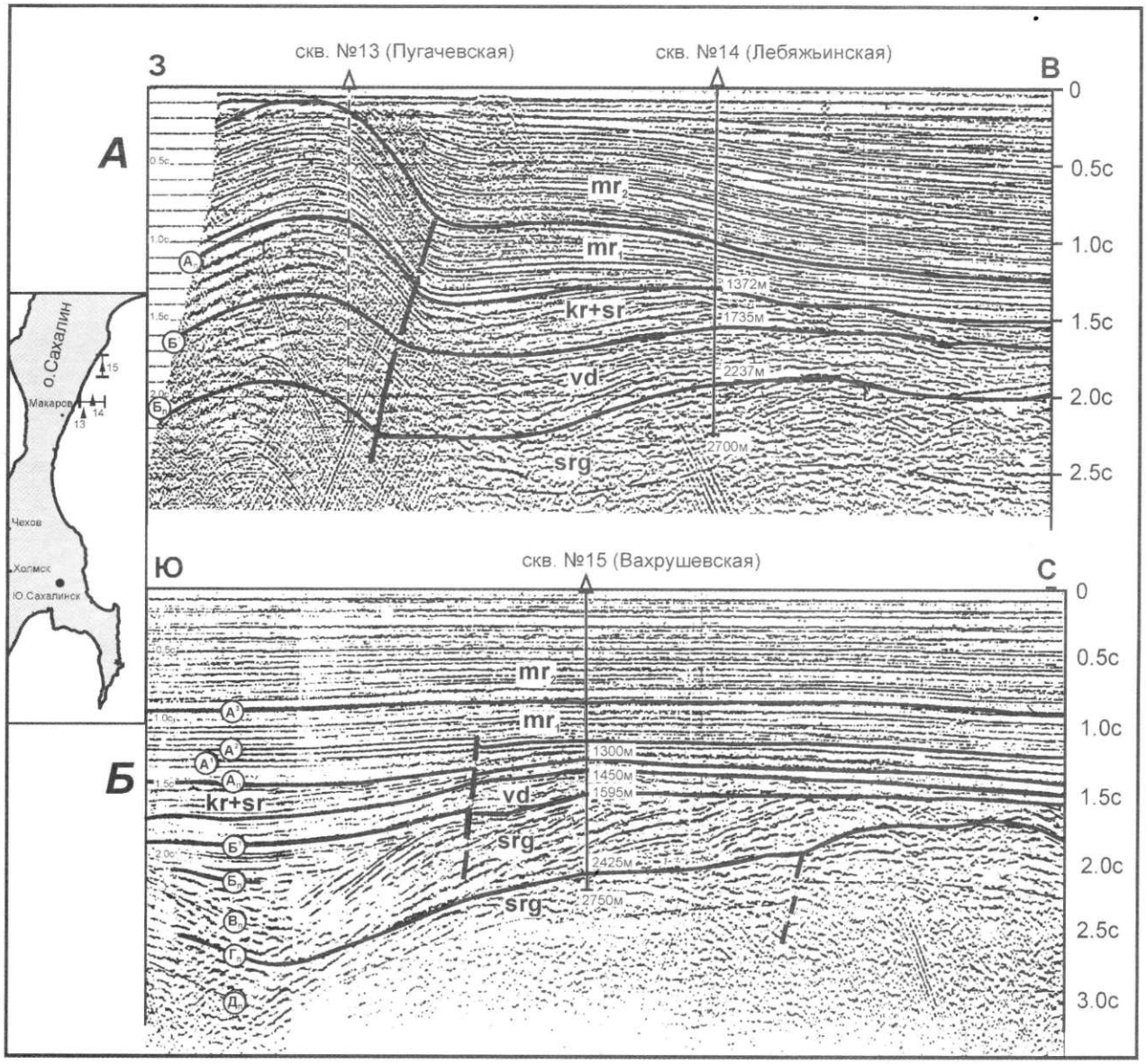


Рис. 8.11. Сейсмогеологические разрезы западной части залива Терпения (по Баханову, Большакову, Позднякову, Выповой, 1990 г. [Гладенков и др., 2002])

srg – сергеевская серия; vd – верхнедуйская свита; kr + sr – курасайская и сертунайская свиты; mr_1 – нижнемаруямская и mr_2 – верхнемаруямская подсвиты. Буквы в кружках – наименования отражающих горизонтов

е. Восточносахалинский шельф

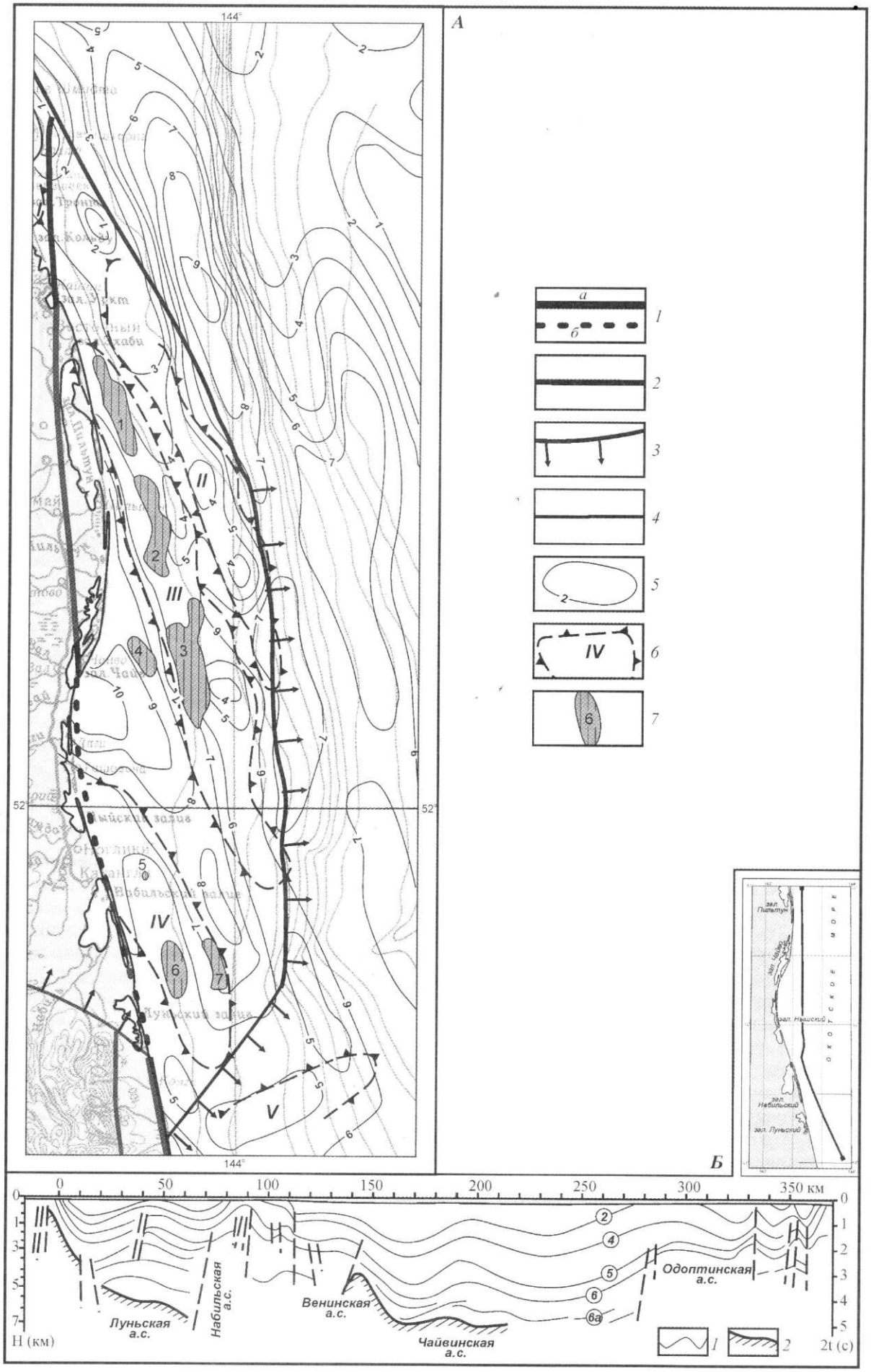
Восточносахалинский шельф, по-видимому, получает широкое развитие преимущественно у Северного Сахалина, где он граничит на востоке с Дерюгинской (ДВ) впадиной (прогибом), относящейся к Охотоморской депрессии. Здесь в структурном отношении шельф представляет собой серию продольных по отношению к общему простиранию острова чередующихся впадин и поднятий (рис. 8.12). Но впадины эти практически полностью компенсированы осадконакоплением.

Дерюгинская же впадина явно недокомпенсирована и отделяется от шельфа перегибом в рельефе. Кроме того, как было отмечено выше, вдоль западного края Дерюгинской впадины проведена литосферная флексура, по которой исчезает "гранитный слой" земной коры и поднимается выступ

Рис. 8.12. Основные структурные элементы северо-восточного шельфа Сахалина (*А*). Схематический разрез по данным МОВ ОГТ (*Б*)

А: *1–4* – крупнейшие разрывные нарушения: *1* – трансрегиональные (>500 км) сбросы (*а* – достоверные, *б* – погребенные), *2, 3* – региональные структуры (500–100 км) (*2* – сбросового типа, *3* – флексурно-разрывного типа), *4* – субрегиональные (100–70 км) сбросы; *5* – изолинии мощности осадочного слоя земной коры (по данным Терещенкова и соавторов [Ким, 1990]; *6, 7* – локальные структурные элементы по [Коблов, Харахинов, 1997]: *6* – антиклинальные зоны (римские цифры: I – Эспенбергская, II – Восточно-Одоптинская, III – Одоптинская, IV – Ныйская, V – Могинская горст-антиклиналь), *7* – месторождения (арабские цифры: 1 – Одопту-море, 2 – Пильтун-Астохское, 3 – Аркутун-Дагинское, 4 – Чайвинское, 5 – Венинское, 6 – Луньское, 7 – Киринское).

Б (по Л.М. Злобиной [Аргентов и др., 1997]): *1* – границы структурно-стратиграфических комплексов и их номера; *2* – граница фундамента


А
144°
52°
I
II
III
IV
V
1
2
3
4
5
6
7
Б
Пильтун
Чайво
Ныйский
Набильский
Луньский
ОХОТСКОЕ МОРЕ
0
50
100
150
200
250
300
350 км
Н (км)
2t (с)
Луньская а.с.
Набильская а.с.
Венинская а.с.
Чайвинская а.с.
Одоптинская а.с.
2
4
5
6
6а

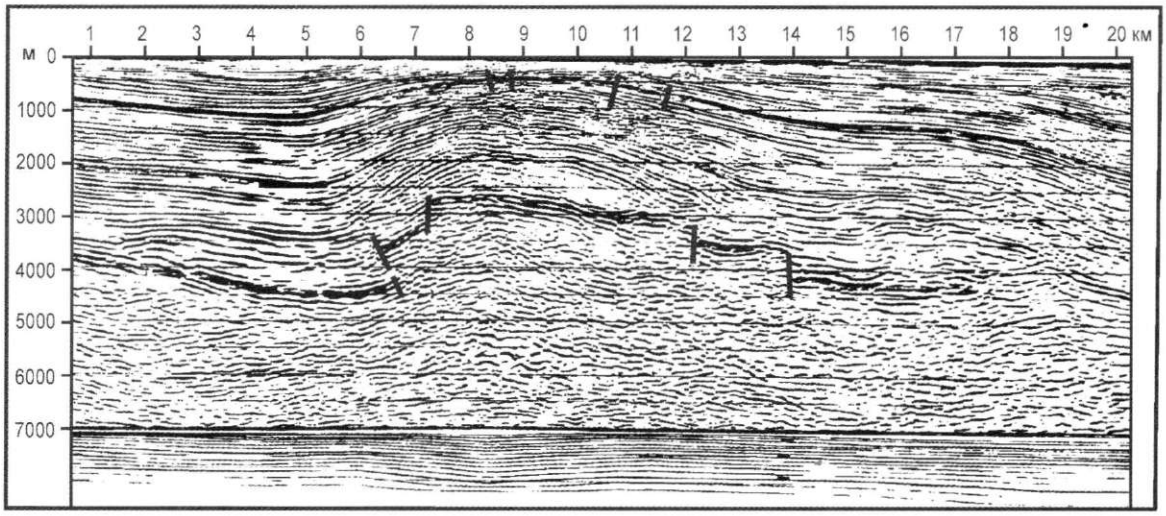


Рис. 8.13. Разновысотные погребенные разрывы на сейсмическом разрезе антиклинальной структуры Одопту, расположенной на шельфе Северного Сахалина [Сычев, 1997]

частичного расплава верхней мантии [Объяснительная..., 2000].

В настоящее время получены материалы по глубинному строению прибрежных антиклинальных зон (см. рис. 8.12, Б) [Аргентов и др., 1997]. На профиле показаны границы: 1 – внутри нутовской свиты, 2 – кровли окобыкайской свиты, 3 – внутри окобыкайской свиты, 4 – кровли дагинской свиты, 5 – кровли верхнемеловых отложений, 6 – кровли гетерогенного комплекса доверхнемеловых отложений. Профилями МОВ ОГТ и МПВ пересечены Луньская, Венинская, Чайвинская и Пильтун-Астохская (юго-западный край) структуры. В двух первых зафиксировано сложное блоковое строение за счет присутствия разрывов в верхах неогена. Чайвинская антиклиналь характеризуется унаследованным развитием и приурочена к зоне максимального позднемиоценового осадконакопления. В низах неогена эта антиклиналь, вероятно, осложнена сбросом.

Характерно, что в ряде случаев антиклинальные структуры оказываются нарушенными погребенными разрывами, которые располагаются разобщенно на разновысотных уровнях и пространственно не совпадают между собой. Это особенно наглядно видно на примере детально изученной Одоптинской антиклинали (рис. 8.13) [Сычев, 1997]. В ее сейсмическом разрезе отчетливо видны два уровня разрывных нарушений, не связанных между собой. Это обстоятельство лишний раз подчеркивает специфику приповерхностной тектоники, которая наиболее важна для строительства. Очевидно, здесь имеет место особый вид частичной перестройки структурного плана. Не исключено, что разновысотные разрывы имеют различную природу. Вопрос этот требует специального исследования.

Приблизительно на широте рубежа между Северосахалинским и Ценральносахалинским сегментами происходит выклинивание обширного северо-восточного шельфа Сахалина, сопровождаемое появлением субширотных структур (см. рис. 8.12). Кроме того, здесь расположен Лопатинский прогиб северо-восточной ориентировки. Вдоль его северо-западного края часто трассируется разлом. Поэтому выклинивание северо-восточного шельфа Сахалина можно связывать с разрывным или, скорее, флексурно-разрывным сочленением. Именно в этом районе меняется характер примыкающих с востока Охотоморских структур. В частности, субмеридиональная Дерюгинская впадина сменяется субширотными (точнее, северо-восточной ориентировки) структурами – западными окончаниями Поднятия Института Океанологии, Прогиба Макарова и Поднятия Академии Наук.

Южнее в основном компенсированный Пограничный прогиб примыкает непосредственно к Центральному Сахалину. Прогиб шириной до 40 км имеет крутой, интенсивно дислоцированный западный борт, осложненный приразломными структурами Пограничного надвига [Объяснительная..., 2000]. Строение прогиба к югу от пос. Пограничное изучено с помощью сейсморазведки (рис. 8.14). Профили начинались в 4–6 км от берега. Предполагается выполнение мощными осадками первичных неровностей акустического фундамента [Снеговской, 1997], который местами не воздымается, а погружается в сторону берега. Поэтому здесь в большинстве случаев сочленение погребенного акустического фундамента с обрывистым побережьем возможно только по разрывам. Сместители восточного оперения указанного регионального сброса зафиксированы на профилях 85 и 79. В прибрежной зоне отмечена интенсивная складчатость осадочной толщи с углами наклона слоев до 20° [Снеговской, 1997], которая вполне естественна в сложных шовных зонах.

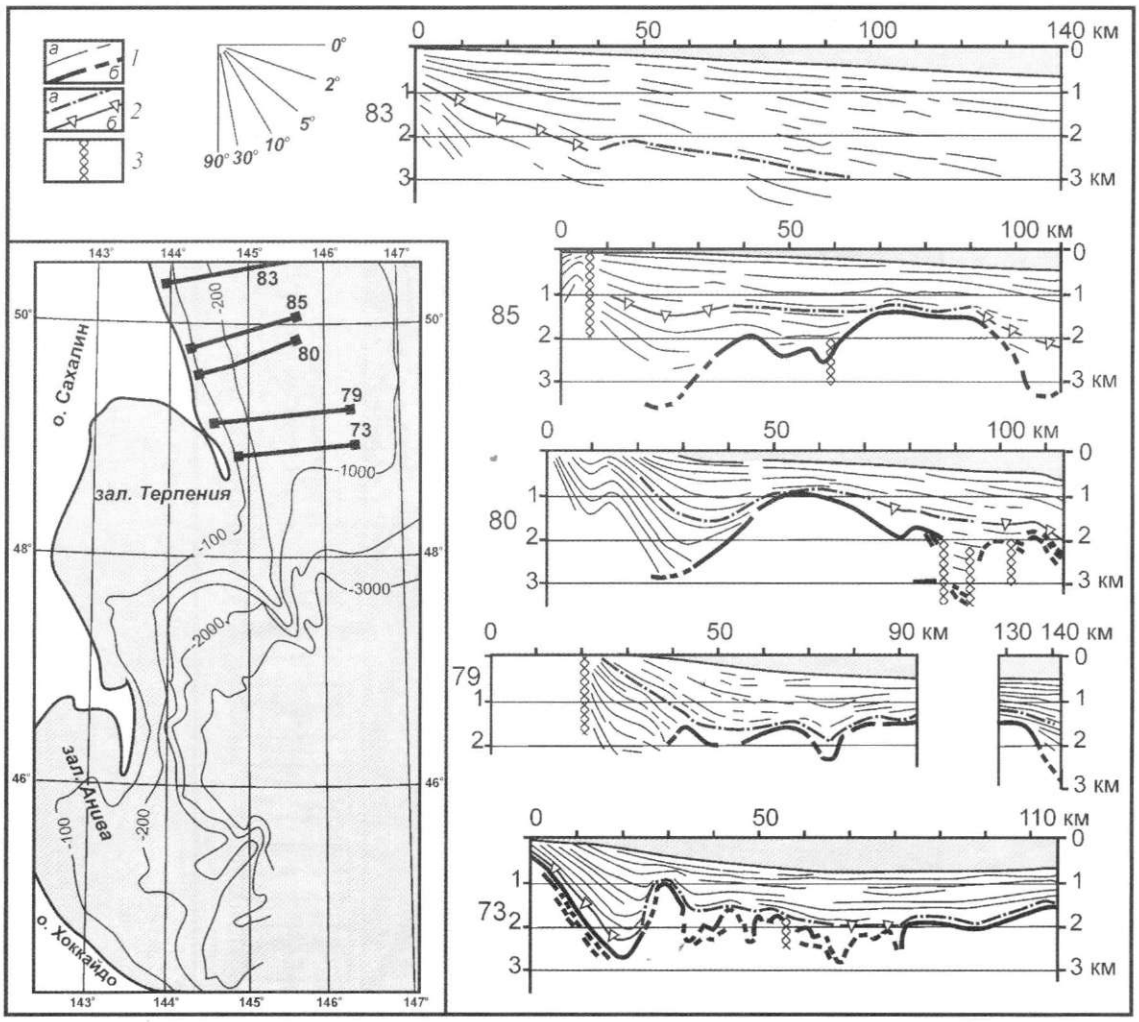


Рис. 8.14. Сейсмические разрезы по профилям южнее пос. Пограничное (по Соловьеву и др. [Снеговской, 1997])

1 – отражающие границы: *а* – в осадочном чехле, *б* – в поверхности акустического фундамента; *2* – условный горизонт: *а* – совпадающий с реальной границей, *б* – коррелятивный; *3* – предполагаемые разломы; роза – искаженные углы наклона границ, обусловленные различием масштабов по вертикали и горизонтали

Учитывая вышеизложенное, Пограничный прогиб на новейшем (позднеорогенном) этапе геологического развития целесообразнее относить не к шельфу Сахалинского блока [Тектоническое..., 2006], а к охотоморским структурам [Тектоническая..., 2000]. Соответственно, восточным ограничением Сахалинского блока являются на севере Дерюгинская флексурно-разрывная зона, а на юге – Пограничная шовная зона. Еще далее к югу, как показано выше, указанный островной блок вновь ограничивается флексурно-разрывными зонами, сначала субширотной Южнотерпеньевской, а затем субмеридиональной Аниво-Курильской.

8.2. Основные шовные зоны

В настоящее время используются различные схемы крупнейших разрывных структур Сахалина. Они опираются обычно на комплекс геолого-геофизических материалов (рис. 8.15; табл. 8.3) [Харахинов и др.,1984]. При этом, как правило, дается дифференциация по возрасту заложения и максимальной активизации, но не обособляются приповерхностные новейшие разломы (шовные зоны), важные для инженерных изысканий. Наиболее молодые разломы учитываются чаще всего при анализе сейсмичности. В этом случае наибольшее внимание уделяется Западносахалинскому, Центральносахалинскому, Хоккайдо-Сахалинскому и Катанглинскому разломам [Злобин, Бобков, 2003]. В данной схеме наиболее спорны представления о строении и соотношении Хоккайдо-Сахалинского и Катанглинского разломов.

Так, Хоккайдо-Сахалинский разлом является составным. Его северным элементом считается Северосахалинский сдвиг, который южнее переходит в Западнолангерийский взбросо-надвиг [Рождественский, 1975, 1982, 1997]. А далее на юг он трассируется или к Западносусунайскому сбросу или непосредственно в меридиональном направлении. Само различие механизмов перечисленных разломов противоречит возможности их объединения, по крайней мере, на новейшем этапе

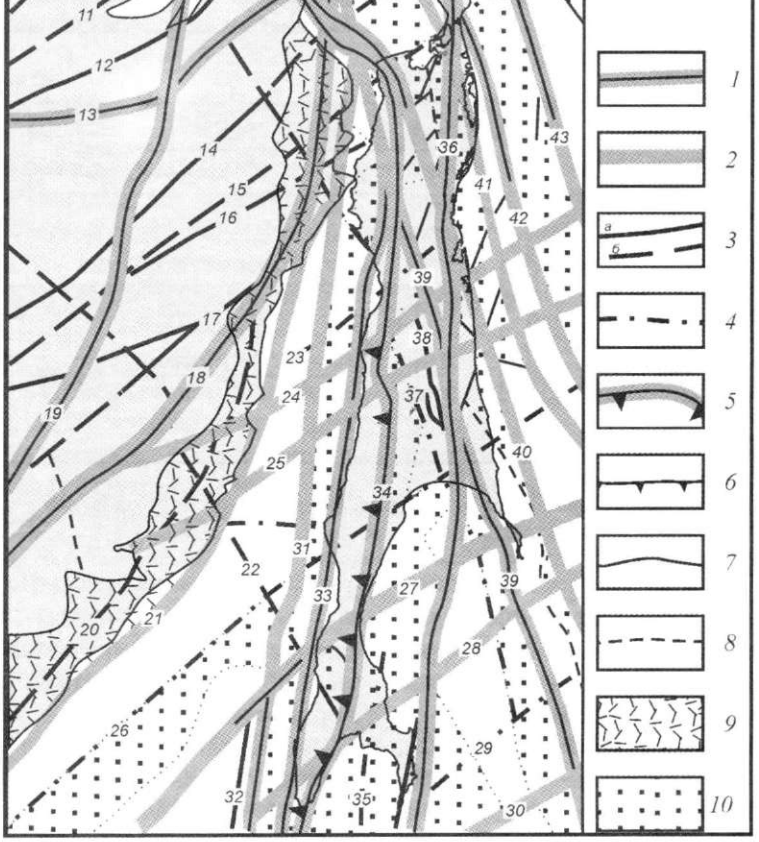


Рис. 8.15. Схематическая карта разломов западной части Охотоморского региона [Харахинов и др., 1984]

1 – литосферные надрегиональные разломы; *2* – скрытые литосферные надрегиональные разломы; *3* – коровые разломы: *а* – по геологическим данным, *б* – по геофизическим данным; *4* – скрытые коровые разломы; *5* – надрегиональные взбросо-надвиги; *6* – региональные взбросо-надвиги; *7* – зональные разломы; *8* – скрытые зональные разломы; *9* – зоны Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов; *10* – позднекайнозойские зоны растяжения. **Разломы** (цифры на карте): *1* – Нелькано-Кыллахский (Западно-Верхоянский) краевой шов, *2* – Бурхалинский, *3* – Минорский, *4* – Юдомский, *5* – Билякчанский, *6* – Кетандинский, *7* – Нют-Ульбейский, *8* – Северо-Удский (Ульинский), *9* – Удский, *10* – Южно-Шантарский, *11* – Ассыни-Тугурский, *12* – Омало-Усолгинский, *13* – Тукурингра-Амурский, *14* – Куро-Бичинский, *15* – Приамурский (Северо-Байкальский), *16* – Удыльский, *17* – Даубихинский, *18* – Центрально-Сихотэ-Алинский, *19* – Нижне-Амурский, *20* – Прибрежный, *21* – Восточно-Сихотэ-Алинский, *22* – Лютогский, *23* – Тымский, *24* – Аукан-Лунский, *25* – Совгаванский (Верхне-Тымский), *26* – Ламанонский, *27* – Слепиковский, *28* – Мордвиновский, *29* – Южно-Анивский, *30* – Южно-Охотский, *31* – Монеронский, *32* – Западно-Монеронский, *33* – Западно-Сахалинский, *34* – Центрально-Сахалинский, *35* – Сусунайский, *36* – Хоккайдо-Сахалинский, *37* – Невский, *38* – Первомайский, *39* – Набильский, *40* – Катанглинский, *41* – Западно-Шмидтовский, *42* – Восточно-Сахалинский, *43* – Западно-Охотский, *44* – Дерюгинский, *45* – Центрально-Охотский

Таблица 8.3

Характеристика основных глубинных (литосферных) разломов Сахалина (по [Харахинов и др., 1984]).

Название	Морфология, тип	Размеры (км)		Амплитуда смещений (км)		Время		Тип преобладающего магматизма			Термальные источники	Грязевые вулканы
		протяженность	ширина зоны	вертикальная	горизонтальная	заложения	max. активизации	кислый	основной	ультраосновной		
Хоккайдо-Сахалинский	В.-СД	>1500	<7	<1,5	<5	K_2	N_2	+			+	+
Центрально-Сахалинский	В-СД	>1000	<10	<2,0	<5–7	K_1	N_2	+			+	+
Западно-Сахалинский	С, В-СД	>1000	<10	<1,5	<3–5	K_1	N_2		+		+	
Монеронский	В, Р	>1100	<5	<1,0	<3–5	K_1	K_2, N_1		+			
Восточно-Сахалинский	В-СД, Р	>1200	3–7	<1,5	<7–10	K_1	Р			+		
Западно-Шмитовский	В	>1200	<5	<0,5	?	K_1	Р		+			
Набильский	В, Р	>1500	<10	<2,0	?	J_2–K_1	K_2, Р			+		
Катанглийский	В, Р	>1500	<5	<1,5	?	J_2–K_1	K_2, Р			+		
Аукан- Лунский (попер.)	С-СД	>700	<3	<1,0	<3-5	J_2–K_1	?		+		+	+
Совгаванский (Верхне-Тымский (попер.)	В-СД	>700	<5	<1,5	<7-10	J_2–K_1	?			+		
Слепиковский	Р, С-СД	>800	<1,5	<1,0	<10	J_2–K_1	?		+			+
Мордвиновский	С-СД	>700	<1,0	<1,0	?	J_2–K_1	?			+		

С – сброс; В – взброс; СД – сдвиг; Р – раздвиг.

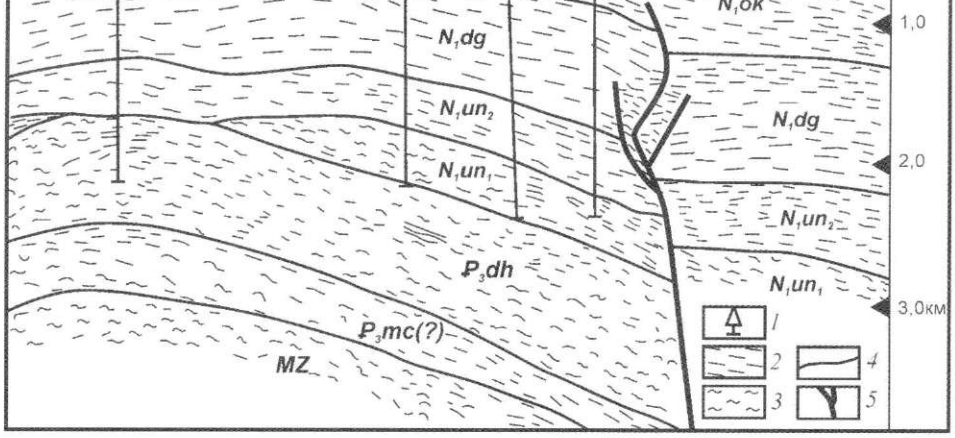


Рис. 8.16. Сейсмический разрез Северо-Сахалинского сдвига в 5 км южнее Набильского залива в районе Междуреченской антиклинали [Рождественский, 1997]

1 – буровые скважины; *2* – четко выраженные субпараллельные отражающие границы; *3* – хаотический неслоистый рисунок многофазных отражений различной частоты и амплитуды; *4* – контакты свит; *5* – разломы

геологического развития. Меридиональный вариант продолжения Хоккайдо-Сахалинского разлома в приповерхностных новейших структурах может считаться проявляющимся в виде разрозненных фрагментов различной морфологии. В частности, одним из таких фрагментов может считаться Аниво-Курильская фрексурно-разрывная шовная зона. Следовательно, Хокайдо-Сахалинский разлом в виде единой новейшей (точнее, позднеорогенной) структуры не фиксируется.

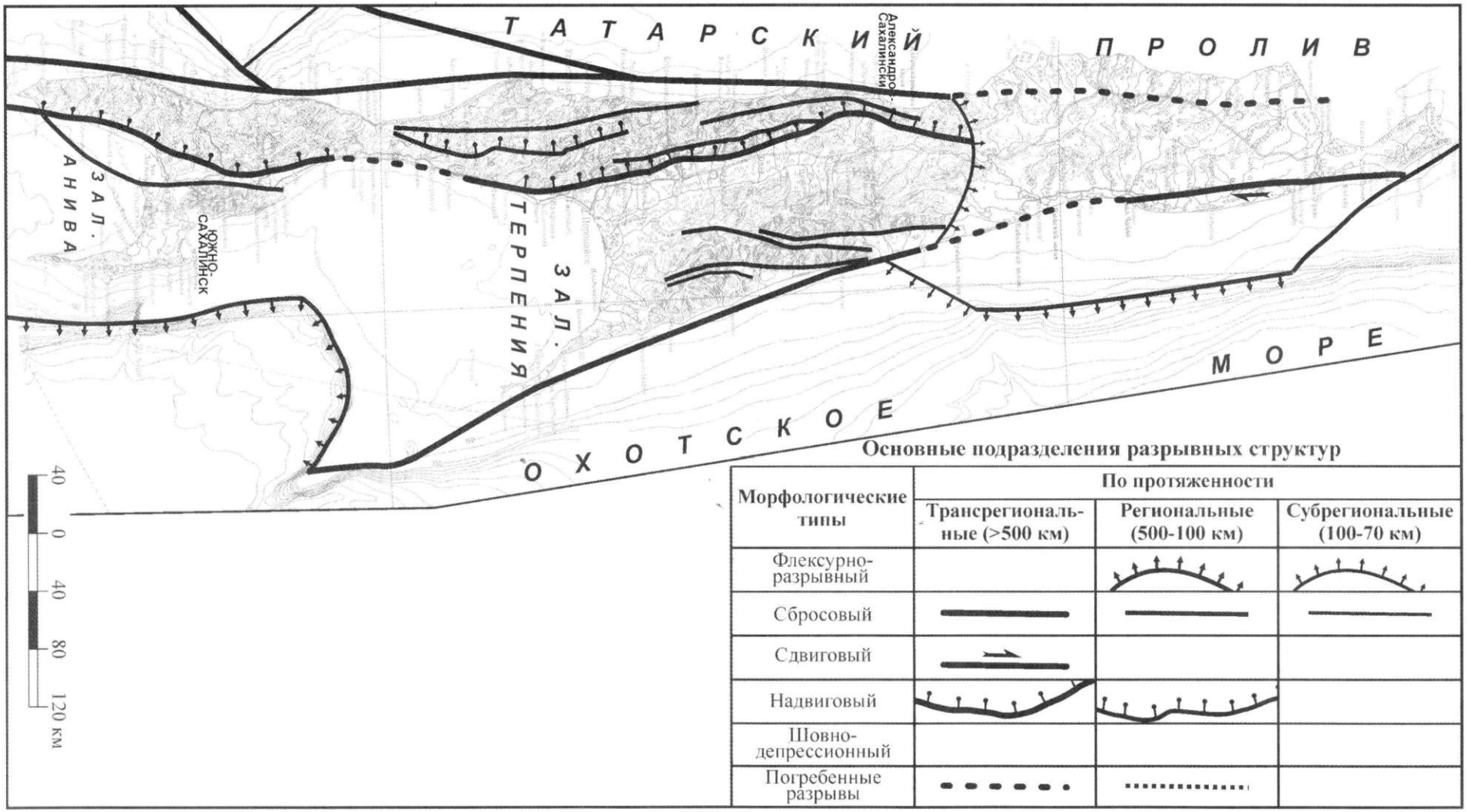
Катанглийский разлом пересекает (без смещения!) Хоккайдо-Сахалинский именно там, где Северосахалинский сдвиг оказывается погребенным (рис. 8.16) [Рождественский, 1997]. В данном случае более правильным кажется представление о том, что Катанглийский разлом входит в состав Северосахалинской зоны [Рождественский, 1997, с. 89]. Однако, поскольку в районе Катангли основные разломы погребены, целесообразно располагающуюся южнее прибортовую разломную (шовную) зону именовать Пограничной [Объяснительная..., 2000, с. 72].

С учетом сделанных замечаний и проведенного анализа новейших приповерхностных островных и шельфовых структур можно предложить следующую схему основных новейших разрывных структур Сахалина представленную на рис. 8.17. В ней на позднеорогенной стадии новейшего этапа геологического развития Сахалинского островного блока трансрегиональными считаются три разлома: Западносахалинский, Центральносахалинский и Восточносахалинский.

При этом Западносахалинский разлом распадается на две ветви, за счет чего резко расширяется Западносахалинский шельф на траверзе сочленения Центральносахалинского и Южносахалинского сегментов. Целесообразно сопоставлять магистральный сместитель восточной прибрежной ветви с разломом, трассируемым по акустическому фундаменту. Выявленные геоморфологическими методами прибрежные разрывы, часто имеющие циркообразную форму, можно считать его оперением. Это указывает на значительную (порядка 10–15 км) ширину зоны этой ветви разлома. Данный разлом является одним из наиболее контрастных. Амплитуда его вертикальных четвертичных смещений даже по оперяющим сместителям почти в полтора раза выше амплитуд по Центральносахалинскому и Сусунайскому глубинным разломам.

Центральносахалинский разлом характеризуется в целом надвиговой природой и весьма широкой зоной (см. рис. 4.12). При такой трактовке в его зону входят Ключевская зона разломов в Южносахалинском сегменте и разрывы, ограничивающие с запада Западнопоронайскую ступень в Центральносахалинском сегменте. В обоих случаях обширная зона Центральносахалинского разлома включает в себя блоковые структуры 4-го порядка.

Восточносахалинский разлом объединяет Северосахалинскую и Пограничную сбросо-сдвиговые ветви. В первой из них более явно проявляются сдвиговые смещения, а во второй – сбросовые. Однако активные сдвиговые смещения фиксируются и в прибрежной зоне Лунского залива, где расположен Лунский геодинамический полигон. Очевидно, эти движения следует связывать уже с Пограничной ветвью Восточносахалинского разлома.



Основные подразделения разрывных структур

Морфологические типы	По протяженности		
	Трансрегиональные (>500 км)	Региональные (500-100 км)	Субрегиональные (100-70 км)
Флексурно-разрывный			
Сбросовый			
Сдвиговый			
Надвиговый			
Шовно-депрессионный			
Погребенные разрывы			

Рис. 8.17. Основные новейшие разрывные структуры Сахалина

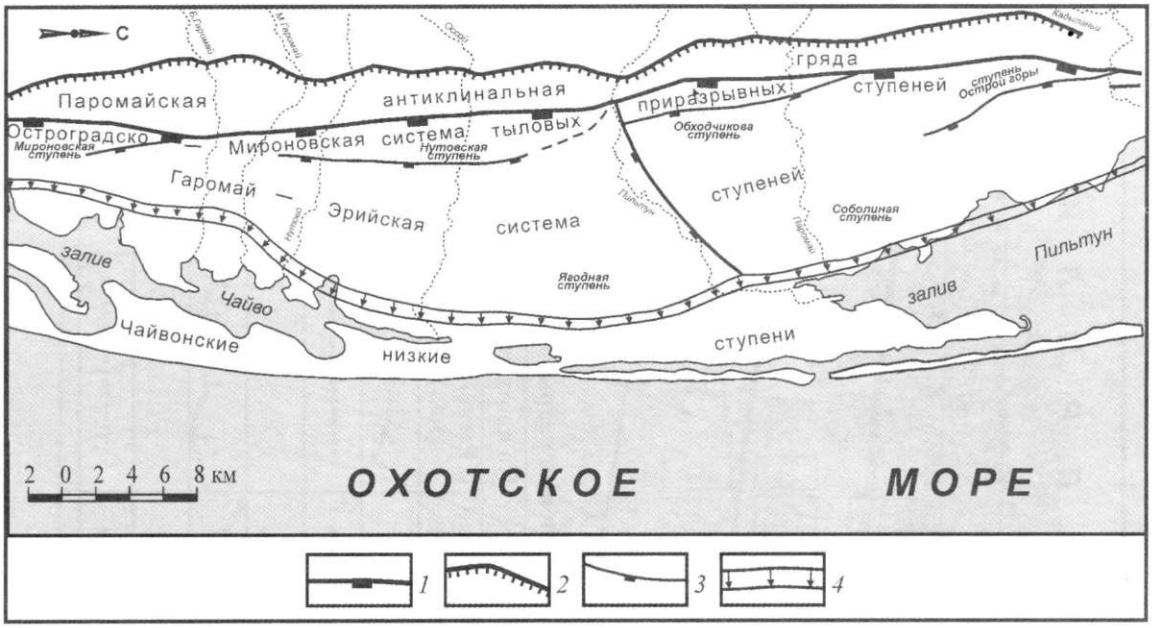


Рис. 8.18. Строение зоны Северосахалинского разлома в районе заливов Пильтун и Чайво

1 – Пильтунский сбросо-сдвиг; *2* – Паромайский взброс; *3* – локальные сбросы и сбросо-сдвиги; *4* – Чайвонская флексура

В настоящее время может быть детализировано строение только Северосахалинской ветви Восточносахалинского разлома. Здесь обычно выделяется несколько крупных субмеридиональных разрывов (Восточно-Эхабинский, Пильтунский, Гаромай-Паромайский, или Паромайский), с различной кинематикой и сопровождаемых множеством оперяющих локальных разрывов [Ведерников и др., 1981; Евсеев и др., 1990; Геология..., 1970, 1974; Рождественский, 1975, 1997; и др.].

В.С. Рождественский [1975, 1997] рассматривает Северосахалинский разлом в качестве глубинного сдвига с широкой (около 10 км) полосой сдвиговых деформаций и приразломной складчатостью. Большие вертикальные смещения (до 1,5 км по Восточно-Эхабинскому разлому и до 0,7 км по Пильтунскому) трактуются как конседиментационные, развивавшиеся, по крайней мере, с начала миоцена. Сдвиговые преимущественно правосторонние деформации часто фиксируются по кулисности в расположении складок и другим косвенным признакам. Но как показано выше (см. главу 6), геодезические материалы свидетельствуют о знакопеременном характере современных сдвиговых движений.

Наиболее представительно строение сложной зоны Северосахалинского разлома в районе к западу от заливов Пильтун и Чайво (рис. 8.18). Здесь осевой частью зоны является Паромайская антиклинальная гряда (южная часть Паромайско-Пильтунского краевого поднятия), ограниченная с запада Паромайским взбросо-надвигом, а с востока – Пильтунским сбросо-сдвигом.

В этом районе, по Г.С. Ведерникову и др. [1981, с. 51], Пильтунская впадина осложняет восточную часть восточной антиклинальной зоны, включающей пять групп антиклинальных складок: Эхабинскую, Паромайскую, Сабинскую, Некрасовскую и Гыргыланьинскую. Непосредственно к западу от Пильтунской впадины находится субмеридиональная Паромайская группа антиклинальных складок, осложненная Паромайским (или Гаромай-Паромайским) разломом. Группа включает Кадыланьинскую, Мухтинскую, Паромайскую, Пильтунскую, Нутовскую, Гаромайскую, Северо-Боатасинскую и другие антиклинальные складки [Ведерников и др., 1981; Евсеев и др., 1990]. Большинство из них выражено в рельефе единой невысокой (с абсолютными отметками до 80–50 м) возвышенностью, которая часто именуется Паромайско-Пильтунским поднятием [Соловьев, Ганешин, 1971]. Наиболее крупными считаются Нутовская, Гаромайская и Северо-Боатасинская гребневидные асимметричные складки с пологими западными (10–35°) и крутыми восточными (50–80°) крыльями [Евсеев и др., 1990, с. 69].

Складки нарушены разрывами, расположение которых трактуется неодинаково. Многие исследователи считают, что большинство складок этой гряды обрамлено крупным разрывом с востока [Рождественский, 1975], другие основной новейший разрыв располагают по западному борту гряды [Соловьев, Ганешин, 1971], третьи полагают, что наиболее важный разрыв с восточного борта на юге перемещается в новую часть гряды, затем переходит на ее западный борт, а потом вновь на восточный [Ведерников и др., 1981]. Такое разнообразие мнений, вероятно, связано с тем, что многие складки нарушены несколькими разрывами, и основными в разных складках можно считать различные сместители.

С востока вдоль Пильтунского разрыва расположено несколько возвышенностей. Последние, как правило, ограничены с северо-востока и востока разрывами, которые, по-видимому, примыкают к Пильтунскому разрыву северным флангом и затухают на южном.

Возвышенности, ограниченные с востока оперяющими разрывами, обычно отделены от Паромайской антиклинальной гряды понижениями шириной 0,5–1,5 км. Ширина этих понижений, по-видимому, больше ширины разрывной зоны Пильтунского регионального разрыва, который на геологических картах масштаба 1:200 000 обычно показан единой линией [Евсеев и др., 1990]. В то же время возвышенности часто имеют более крутые западные борта, но, как правило, бронируются пластами плотных песчаников, наклоненных на восток под углами 10–15°. Можно, поэтому, предполагать, что указанные широкие понижения, местами занятые боковыми притоками основных рек (Нутово, Оссой, Малый и Большой Гаромай и др.), имеют денудационную природу.

Анализ детальных геоморфологических профилей (см. рис. 4.18) показал, что вертикальные четвертичные перемещения по Пильтунскому и оперяющим его разрывам за четвертичный период не превышали первых десятков метров. Это, как отмечено выше, противоречит четкости орографической выраженности разрывной зоны. Поэтому можно предположить, что основные перемещения носили сдвиговый характер.

Для оценки сдвиговых перемещений могут быть использованы разные материалы. Расположение упомянутых выше оперяющих разрывов свидетельствует в пользу левостороннего сдвига. Изгибы молодых долин рек Оссой, Нутово, Малый и Большой Гаромай и др., а также одно из разрывных смещений маркирующих горизонтов плиоцена в низовьях р. Хандуза указывают на правосторонние смещения. Можно, по-видимому, допускать, что в разное время сдвиговые смещения меняли ориентировку.

Определение амплитуд сдвиговых перемещений опирается на косвенные данные. По изгибам рек Оссой, Нутово, Малый Гаромай такая амплитуда правосдвиговых перемещений могла достигать 0,5–2 км с максимумом в районе долин Нутово и Малый Гаромай. По смещению одной из водораздельных возвышенностей на побережье р. Малый Гаромай, правостороннее смещение достигает 300–400 м. По смещению маркирующего горизонта в средней подсвите нутовской свиты в районе долины р. Киусси левостороннее смещение на простирании оси Пильтунского разрыва не превышает 200–300 м.

В целом, можно полагать, что амплитуды горизонтальных движений на два-три порядка величин больше амплитуд суммарных вертикальных четвертичных разрывных смещений. Очевидно, ширина понижений в разрывной зоне Пильтунского разрыва обусловлена преимущественно сдвиговыми деформациями. Не исключено, что эти смещения рассеяны по ряду сместителей в пределах очень широкой разрывной зоны. При подобной трактовке кинематики Пильтунского разрыва его разрывное оперение должно носить сбросо-сдвиговый характер и обладать значительной горизонтальной составляющей разрывных смещений.

Местами трассировка Паромайского разрыва по геоморфологическим материалам масштаба 1:100 000 не может определяться однозначно. Поэтому не исключено, что основные смещения по нему относятся к ранней подстадии позднеорогенной стадии геологического развития. Соответственно, современная активность этого разрыва чрезвычайно низка, но ее нельзя исключать полностью.

Пильтунский разлом сопровождается крупными оперяющими разрывами, с которыми связаны наиболее представительные палеосейсмодислокации. А севернее данной комплексной структуры ответвляется Верхне-Пильтунский разрыв, с которым связаны сейсмотектонические дислокации Нефтегорского землетрясения 1995 г. [Булгаков и др., 2002]. На юг данная региональная зона разлома погружается под четвертичные отложения и между заливами Чайво и Набильским трассируется В.С. Рождественским [1975, с. 89] по приуроченности к побережью Охотского моря термальных источников, грязевых вулканов, многочисленных газо- и нефтепроявлений, даек изверженных пород, линейному расположению магнитных аномалий и гравитационных уступов.

Сложность строения зоны рассматриваемого разлома может характеризоваться разнообразием парагенезов локальных разрывов, детально изученных на нефтяных месторождениях. Так, по данным В.Г. Климова и Ю.Н. Гололобова [1977], на месторождении Восточное Эхаби, приуроченном к зоне Эхабино-Гаромайского разрыва, наблюдается сложный парагенез локальных разрывных структур. Здесь в надвинутом крыле сдвиги трансформированы в пологие надвиги и сопровождаются падающими им навстречу сдвигами отставания. В надвинутых крыльях разрывов развиты гребневидные ундулирующие складки и оперяющие разрывы типа "конского хвоста". При этом волнистая поверхность сместителя основного взбросо-надвига наклонена на запад под углами 20–70° (см. рис. 4.17, 1). Амплитуда вертикального смещения 50–1500 м. Региональный разрыв представляет собой крутой (до 85°) сбросо-сдвиг с наклоном сместителя на восток.

Еще сложнее разрывная тектоника Шхунского месторождения, расположенного на севере Глухарской зоны Гыргыланьинского горст-антиклинального поднятия [Гололобов, 1977]. Шхунская складка на юге примыкает к региональному сдви-

гу с горизонтальной амплитудой около 7 км. Он выражен уступом в рельефе и на отдельных участках контролирует распространение постплиоценовых отложений. Здесь сложное сочетание предплейстоценовых взбросов, сбросов и сдвигов осложнено серией более молодых субширотных разрывов и трещин (см. рис. 4.17, 2).

Следует отметить, что для доказательства приоритета сдвиговых деформаций по Северосахалинскому разлому исследователям приходится прибегать к довольно сложным построениям, иногда опираясь преимущественно на косвенные соображения. Так, В.С. Рождественский [1975, с. 90] пишет: "Разнонаправленное движение блоков по Восточно-Эхабинскому и Пильтунскому разломам и противоположное направление опрокинутости складок в их крыльях на запад, юго-запад в восточном крыле (Паромай), на восток, юго-восток в западном (Восточное Эхаби) можно объяснить, рассматривая эти разрывы как трещины скалывания, образовавшиеся в верхнем структурном ярусе над крупной сдвиговой зоной в фундаменте." Следовательно, по существу, признается, что основные сдвиговые деформации являются глубинными, а в приповерхностных частях земной коры формируются разнонаправленные тектонические движения, в том числе разрывные и складчатые дислокации, служащие лишь отражением глубинных сдвигов.

Таким образом, три наиболее крупные шовные зоны Сахалинского блока существенно различаются между собой по строению и преобладающей кинематике. В то же время сами приповерхностные современные смещения в каждой из этих шовных зон являются сложными и часто знакопеременными. Поэтому определения их как Западносахалинская шовно-сбросовая, Центральносахалинская шовно-надвиговая и Восточносахалинская шовно-сдвиговая зоны могут рассматриваться в качестве самого грубого обобщения – "терминологического ярлыка". Такой "ярлык" удобен лишь для краткости формулировок, но ни в коей мере не отражает истинной сложности рассматриваемых разрывных нарушений.

8.3. Общие черты строения Сахалинского блока

Приведенные выше материалы по строению островной суши, ее шельфового обрамления и расположению разномасштабных шовных зон (см. рисунки 3.1, 8.1, 8.17) позволяют по-новому охарактеризовать строение новейшего Сахалинского блока на позднеорогенной стадии геологического развития.

Этот блок с запада ограничен Западносахалинской шовно-сбросовой зоной, основная ветвь которой продолжается на Хоккайдо. Ветвь сопровождается крупной оперяющей ветвью, отходящей к юго-западу на уровне сочленения Центральносахалинского и Южносахалинского сегментов. Это ответвление расширяет Западносахалинский шельф. Южнее к основной шовно-сбросовой зоне примыкает разлом, ограничивающий с северо-запада Западнохоккайдский шельф. На Северном Сахалине западное ограничение Сахалинского блока трассируется по погребенным разрывным элементам Западносахалинской шовной зоны.

Восточное ограничение Сахалинского блока разнородно. Северосахалинский элемент Восточносахалинской шовной зоны разделяет, по существу, островную и шельфовую части этого блока. Здесь восточным ограничением шельфа служит Западнодерюгинская флексурно-разрывная зона и ее разрывное оперение. Южнее Сахалинский блок ограничивается Пограничным элементом Восточносахалинской шовной зоны, хотя формально батиметрически выраженный шельф простирается и восточнее. Еще южнее, к югу от зал. Терпения, Сахалинский блок отделяется от Южноохотской впадины прекрасно выраженными в батиметрии флексурно-разрывными зонами – Южнотерпеньевской и Аниво-Курильской.

На юге Сахалинский блок довольно тесно связан с островным сооружением Хоккайдо. На западе их разделяет Лаперузская седловина, которая ограничивает только Южнокамышевое мегаподнятие. Расположенные восточнее субмеридиональные элементы Анивского шельфа могут считаться переходными от Сахалинского блока к Хоккайдскому. Здесь, следовательно, особенно с учетом расположения Западно-Хоккайдской шельфовой ступени, подтверждается большое единство Японо-Сахалинской новейшей островной дуги.

Внутри Сахалинского блока достаточно определенно трассируется флексурно-разрывное разграничение северных сегментов: Шмидтовского, Северосахалинского и Центральносахалинского (рис. 8.19). Разграничение последнего и Южносахалинского сегментов Поясковой седловиной проявляется только для Центральнокамышового и Южнокамышового мегаподнятий, т.е. в пределах Западносахалинской гряды новообразованных мегасводов. Восточнее это разграничение сегментов становится менее отчетливым. По-видимому, наиболее приемлемым может быть вариант с принадлежностью всей Терпеньевской мегавпадины к Центральносахалинскому сегменту. В этом случае граница сегментов приобретает северо-западное простирание, параллельное торцовому ограничению Южнотатарского грабена.

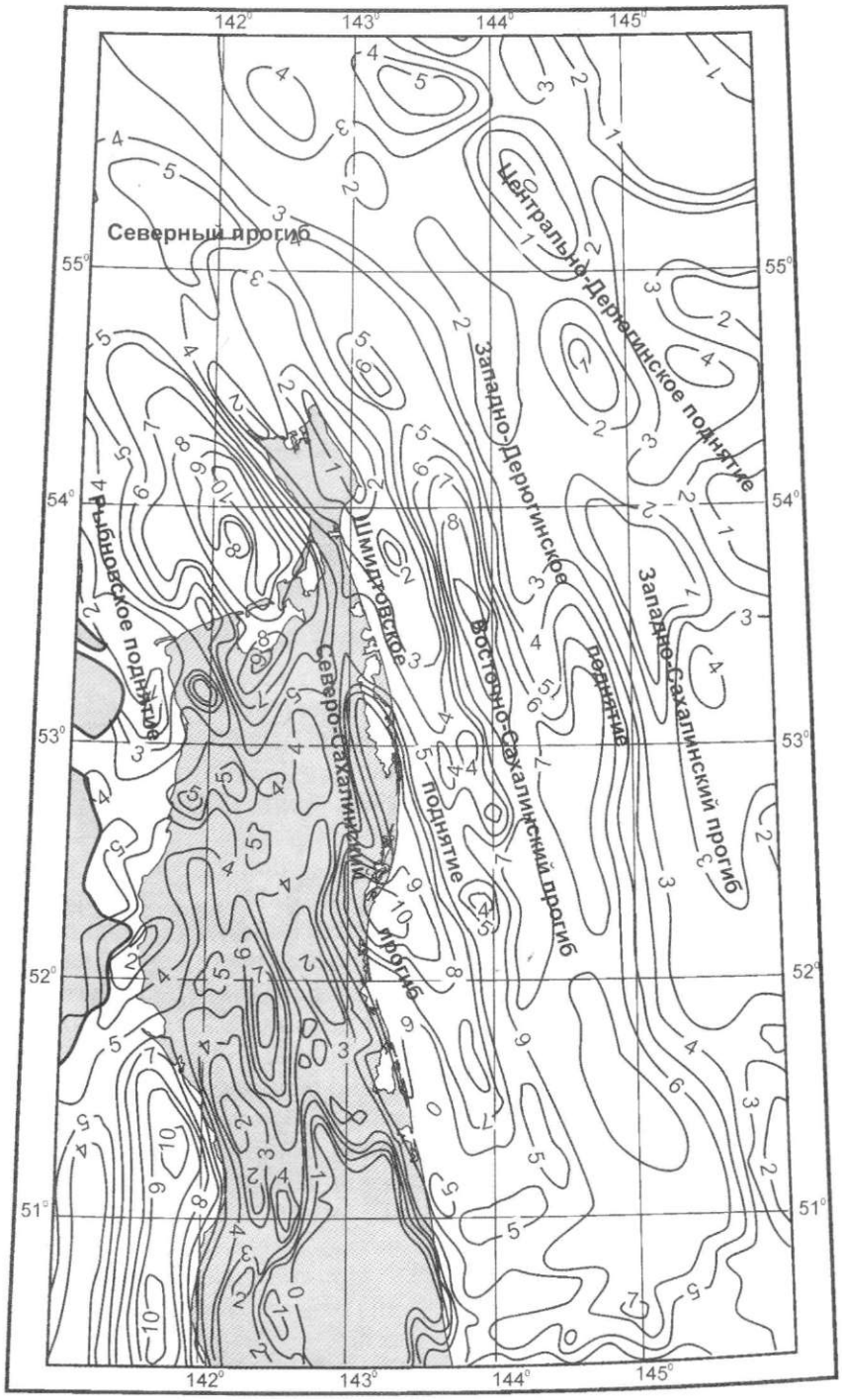


Рис. 8.19. Схема мощности осадочного слоя земной коры Сахалина (по данным Терещенкова и соавторов [Ким, 1990])

8.4. Некоторые структурные сопоставления и аналогии

Ряд выводов, сделанных при неотектоническом районировании Сахалина, подтверждается и при районировании Курильской островной дуги. Это свидетельствует о том, что полученные результаты имеют значение для всей системы островных дуг северо-западной окраины Тихого океана.

Целесообразно провести некоторые структурные сопоставления и аналогии. В частности, важно проанализировать особенности строения раннеорогенных и позднеорогенных структур. Для этой цели наиболее перспективны материалы к основным островам Южных Курил [Несмеянов, Воейкова, 1997; Кофф и др., 1995].

а. Аналогии в новейшем строении и развитии

В первую очередь следует кратко остановиться на строении южной части островной дуги в целом, а также на строении и истории развития о. Кунашир.

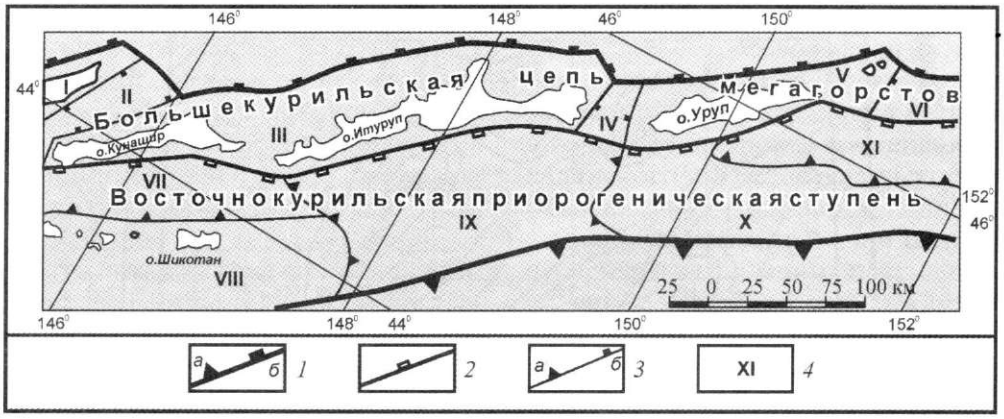


Рис. 8.20. Основные новейшие региональные структуры юга Курильской орогенной гряды

1–3 – границы структур I–III порядков (*а* – дизъюнктивные, *б* – пликативные); *4* – индексы структур: I – мегагорст Сиретоко, II – Кунаширско-Кусирский грабен, III – Кунаширско-Итурупский мегагорст, IV – грабен Фриза, V – Урупский мегагорст, VI – Буссольская грабен-седловина, VII – Восточнокурильская мегавпадина, VIII – Малокурильское мегаподнятие, IX – Южноитурупская мегаступень, X – Южноурупское мегаподнятие, XI – Южнобуссольская мегавпадина

Основные структуры юга Курильской орогенической гряды

Структуры юга Курильской орогенической гряды трактуются неоднозначно. Большинство исследователей традиционно, как и на Сахалине, выделяют здесь складчатые структуры (мегантиклинории, мегасинклинории, антиклинали, синклинали и т.п.), свойственные геосинклинальным областям [Геология..., 1964; Горячев, 1960; Вергунов, 1964]. Другие отмечают присутствие блоковых образований: грабенов, горстов и т.п. [Кропоткин, 1961; Николаев, 1962; Апродов, 1965]. Прямолинейность оротектонических уступов в обрамлении островов и их главных орографически выраженных элементов свидетельствует о преобладании разрывных сочленений основных наиболее молодых структур (рис. 8.20). Это подтверждает их блоковую природу. Соответственно, каждая горстовая гряда состоит из осевой гряды горстов и краевых структурных ступеней. Горсты обычно разделены поперечными грабенами, отвечающими проливам. Структуры разграничены региональными разрывами, среди которых преобладают сбросы. Поперечные грабены часто сопровождаются сдвиговыми смещениями. Некоторые из них заняты озерами. Только отдельные пониженные ступенеобразные элементы гряды имеют пликативные, возможно, флексурные сочленения.

Кунаширский горст

Прямолинейный разрывный характер основных ограничений Кунаширского горста очевиден (рис. 8.21). Его краевые сбросы сопровождаются циркообразными, отделяющими блоки гравитационного отседания на фасах своих поднятых крыльев.

История развития данного островного горста свидетельствует о значительной новейшей структурной перестройке. В течение большей части неогена территория острова была областью прогибания и осадконакопления, сопровождающегося формированием складчатых структур субмеридионального простирания [Королева, Смирнов, 1973, 1974; Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976]. Воздымания, обусловившие появление острова, начались в конце плиоцена, когда здесь возникла наиболее древняя поверхность выравнивания. Ее формирование охватывало конец плиоцена и начало раннего плейстоцена, когда на ней образовалась кора выветривания, перекрытая затем маломощным (от первых десятков до 300 м) покровом андезитобазальтовых и базальтовых лав. Последние несогласно налегают на дислоцированный плиоцен и характеризуются, по крайней мере, в нижней своей части обратной намагниченностью эпохи Матуяма, а потому датируются ранним плейстоценом [Геология..., 1964; Королева, Смирнов, 1973; Камчатка..., 1974].

Прямолинейные краевые сбросовые ограничения секут простирания и складки плиоценовых толщ, особенно в торцовых частях острова. Поэтому плиоценовые пликативные дислокации можно считать раннеорогеническими, а преимущественно четвертичные блоковые дислокации – позднеорогеническими.

Первоначально древнейшая поверхность выравнивания и перекрывающие ее платобазальты были, очевидно, субгоризонтальны и располагались почти на трансгрессивном уровне моря. В настоящее время они интенсивно дислоцированы, располагаясь в интервале высот от плюс 1000 м почти до современного уровня моря. При этом границы разновысотных блоков разных порядков прямолинейные, сбросовые, реже флексурные.

Основные горстовые поднятия острова разделены грабенообразными седловинами, в одной из

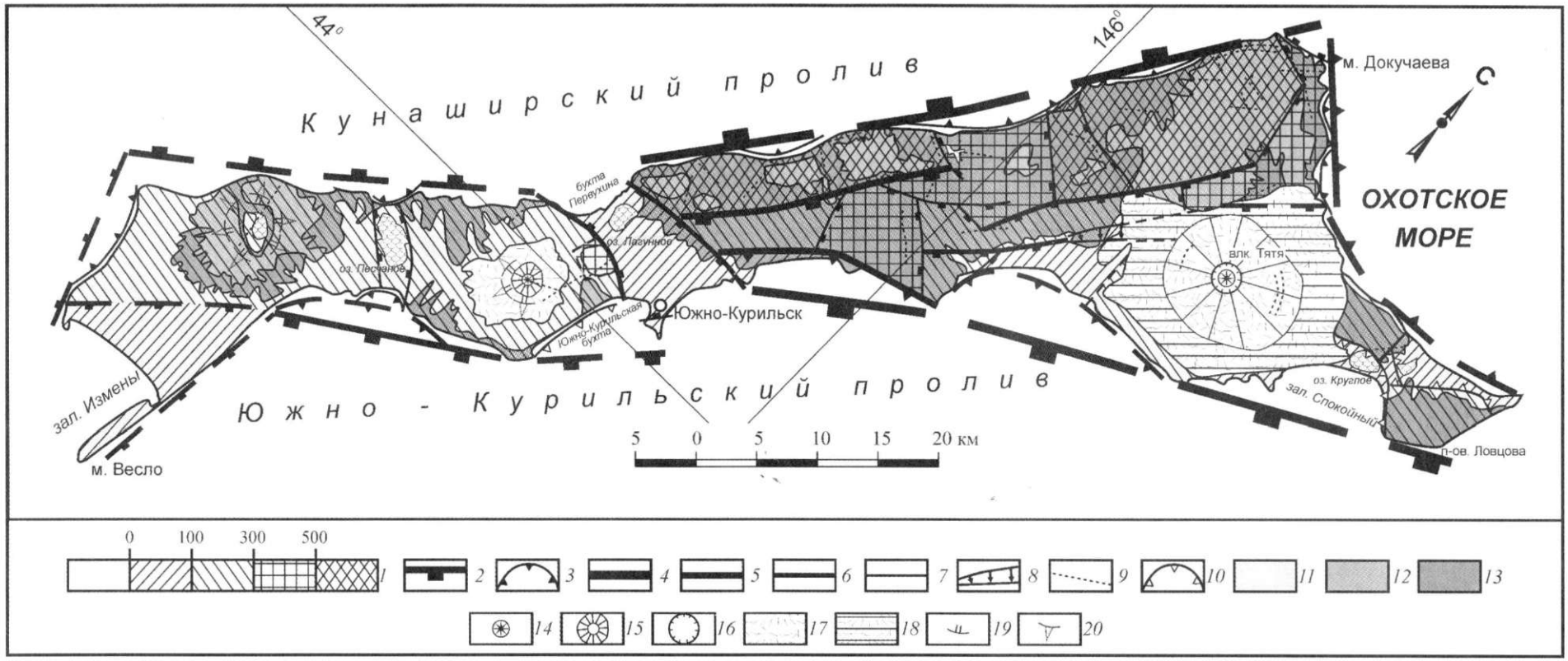


Рис. 8.21. Схема новейших структур о. Кунашир [Несмеянов, Воейкова, 1997]

1 – шкала максимальных амплитуд воздымания четвертичных блоковых и складчато-блоковых структур; *2–8* – разрывные структуры и флексуры (пунктиром показаны предполагаемые участки): *2–7* – позднеорогенные разрывы, выявленные по геолого-геоморфологическим данным: *2, 3* – морфологические типы разрывов: *2* – сбросы, *3* – циркообразные сбросы; *4–7* – по протяженности, км: *4* – более 50, *5* – 50–35, *6* – 35–10, *7* – менее 10; *8* – флексуры; *9* – разрывы неогеновые и четвертичные нерасчлененные, выявленные по геологическим данным; *10* – пликативные границы структур; *11–13* – возрастные комплексы: *11* – четвертичные осадочные образования, *12* – древнечетвертичные вулканические образования, *13* – неогеновые вулканогенно-осадочные образования; *14–20* – вулканические образования: *14–18* – современные и верхне-среднечетвертичные, хорошо сохранившиеся: *14* – кратеры, *15* – конусы, *16* – кальдеры, *17* – молодые вулканогенные образования, *18* – пьедестальные лавовые плато; *19, 20* – разрушенные, преимущественно раннеплейстоценовые: *19* – кальдеры, *20* – конусы

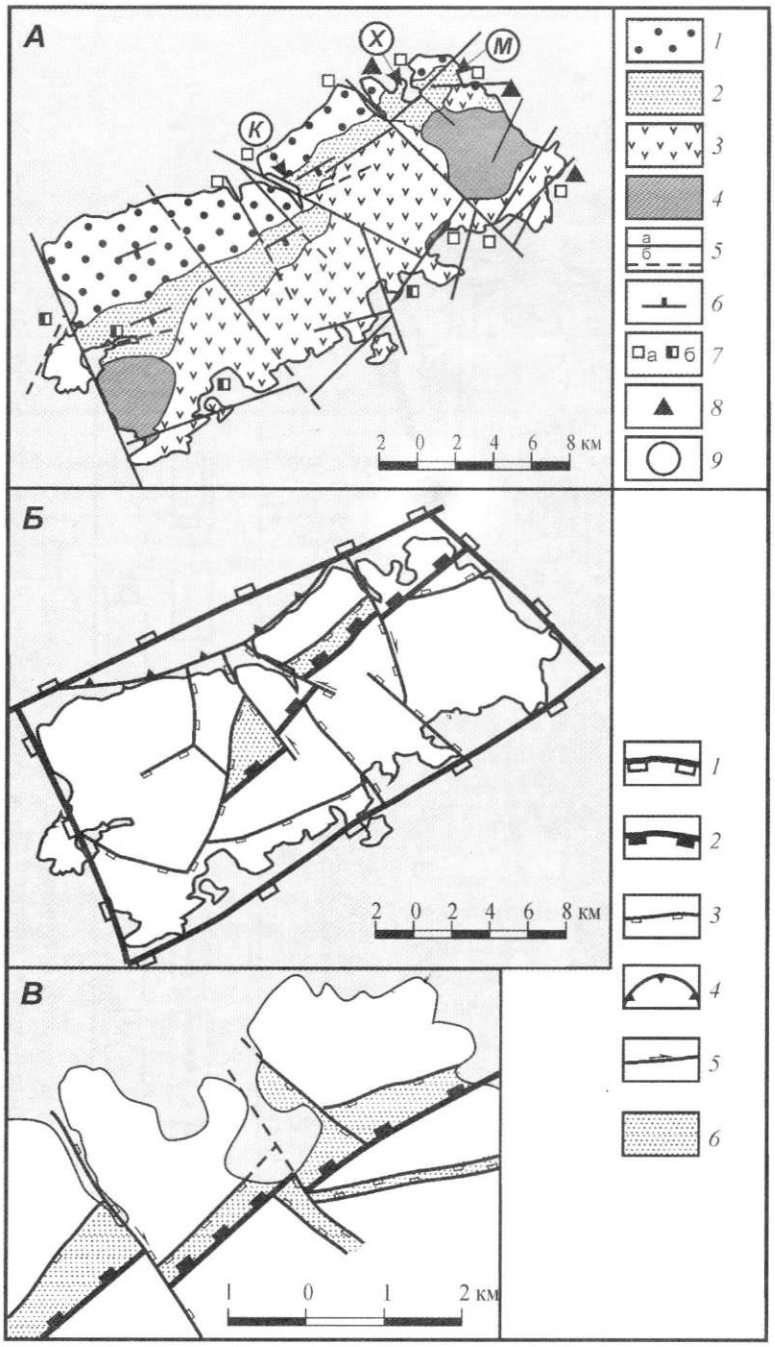


Рис. 8.22. Остров Шикотан. *А* – Схема геологического строения и местоположения основных сейсмогенных накоплением земной поверхности [Стрельцов, 1997]. ***Б, В* – Новейшие разрывы Шикотанского горста (*Б*) и участка Малокурильское (*В*) в его северо-восточной части** [Несмеянов, Воейкова, 1997]

А: *1* – матакотанская свита (кампан): туфобрекчии, туфоконгломераты, пиллоу-лавы; *2* – малокурильская свита (маастрихт): ритмичное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с примесью туфового материала; *3* – нерасчлененные вулканогенные обоазования преимущественно базальтового состава (кампан – палеоцен); *4* – габброиды шикотанского интрузивного комплекса; *5* – разломы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *6* – генерализованные элементы залегания пород; *7* – районы побережья, где зафиксированы опускания острова относительно уровня моря на 0,5–0,7 м (*а*), то же, по устным сообщениям (*б*); *8* – районы проявления тектонических дислокаций; *9* – наиболее крупномасштабные оползни: К – Крабозаводский, Х – Хромовский, М – Малокурильский. *Б, В*: *1–5* – разрывные нарушения: *1* – краевые сбросы, *2* – Малокурильско-Отрадненский разрыв, *3* – локальные сбросы, *4* – циркообразные сбросы, *5* – сдвиги; *6* – приразрывные грабены

которых находятся населенные пункты Южно-Курильск и Лагунное. В подобных грабенах кроме сбросов широко развиты локальные флексуры, подчеркивающие блоковый характер даже мелких молодых структур [Кофф и др., 1995]. Горизонтальные смещения краевых сбросов свидетельствуют о том, что проседание поперечных грабенов сопровождалось относительными сдвиговыми перемещениями более поднятых сегментов острова.

Наиболее крупный вулканический конус Тятя связан с Ловцовско-Тятинским прогибом (грабеном). Более мелкие вулканические аппараты (вулканы Головнина, Мечникова, Менделеева, Руруй и

др.), напротив, приурочены к трещиноватым присводовым частям горстов.

Сказанное позволяет увидеть многие аналогии в строении и развитии Сахалина и Кунашира.

Некоторые общие сопоставления

Изложенное выше позволяет сформулировать ряд принципиальных общих черт в развитии островодужных структур.

1. Четко выделяются раннеорогенная и позднеорогенная стадии новейшего развития, общие для Курило-Камчатской и Японо-Сахалинской островных дуг. В обоих случаях на раннеорогенной стадии формировались преимущественно складчатые, а на позднеорогенной – блоковые структуры. Смена стадий сопровождалась существенной структурной перестройкой.

2. Островные дуги в целом и их отдельные элементы на позднеорогенной стадии представлены в основном блоковыми структурами, имеющими преимущественно разрывные ограничения. Эти ограничения часто секут раннеорогенные складки. Горстовые гряды разделены грабенами проливов и нередко сопровождаются сдвигами. Крупные острова представляют собой сложные блоковые сооружения, включающие горсты, грабены, структурные ступени. Характерны поперечные блоковые седловины, иногда сопровождающиеся сдвиговыми смещениями смежных горстов. Блоковые структуры разделены разрывами или флексурами. По краям поднятий часто развиты циркообразные сбросы, выкалывающие "блоки отседания".

3. Вулканические покровы полуострова Ламанон на Сахалине по своему возрасту и характеру залегания аналогичны обширным лавовым полям Кунашира.

6. Структурные сопоставления для уточнения природы Шмидтовского сегмента

Как показано выше, Шмидтовский сегмент Сахалина весьма своеобразен. Это своеобразие заключается, в первую очередь, в том, что он целиком соответствует только древним восточным элементам двух южных сегментов острова. Во-вторых, он гораздо меньше этих элементов. Наконец, он имеет отличное от них строение. В позднеорогенной своей структуре он представляет собой единое мегаподнятие, в котором четко выделяются два краевых поднятия и разделяющая их впадина.

По размерам и принципиальному строению Шмидтовское мегаподнятие во многом сходно с Шикотанским островным горстообразным поднятием в Малокурильской гряде (рисунки 8.22; 8.23).

Прямолинейные ограничения прямоугольного Шикотанского горста не оставляют сомнений в их разрывной природе (см. рис. 8.23, Б). Шмидтовский мегасвод также прямоуголен и ограничен разрывными или флексурно-разрывными (на юге) зонами (см. рис. 23, А).

Шикотанский горст разделен относительно пониженной приосевой продольной Малокурильско-Отрадненской зоной приразрывных грабенов, разделяющей краевые поднятия.

Очевиден и ряд существенных различий.

Во-первых, в Шмидтовском мегаподнятии осевой прогиб соизмерим с краевыми поднятиями и ограничен частично флексурами. Шикотанское поднятие более сжатое. Его осевое понижение у́же краевых поднятий и теснее связано с разрыв-

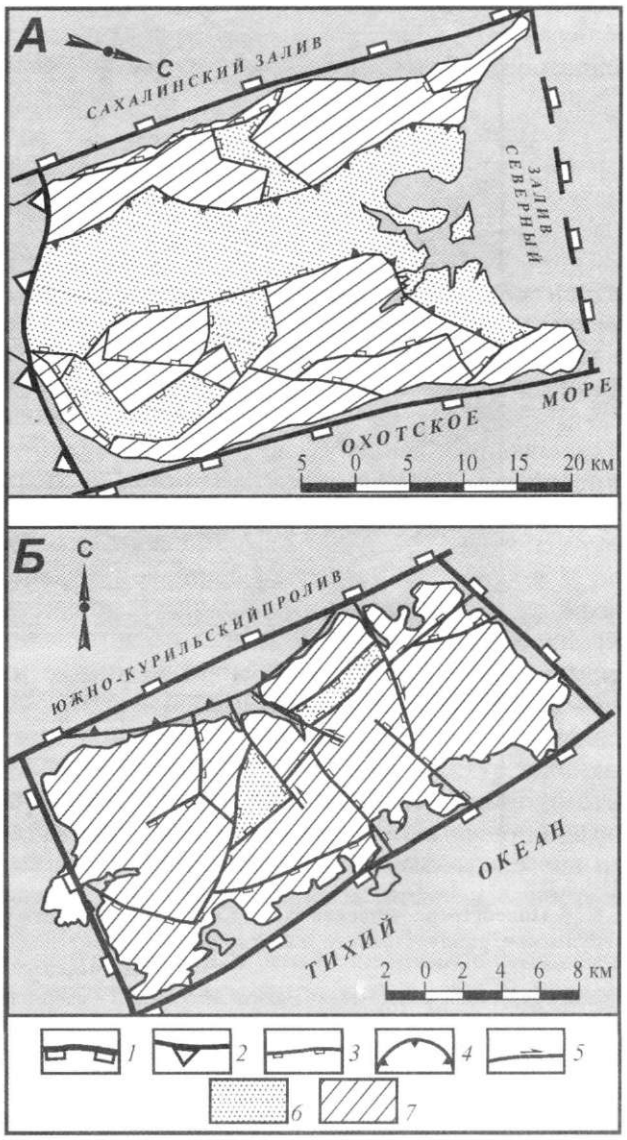


Рис. 8.23. Сопоставление новейших структур Шмидтовского мегаподнятия (*А*) и Шикотанского горста (*Б*)

1–5 – разрывные нарушения: *1* – краевые сбросы, *2* – флексурно-разрывная зона; *3–5* – локальные структуры: *3* – сбросы, *4* – циркообразные сбросы, *5* – сдвиги; *6–7* – типы блоковых структур: *6* – впадины, *7* – горсты

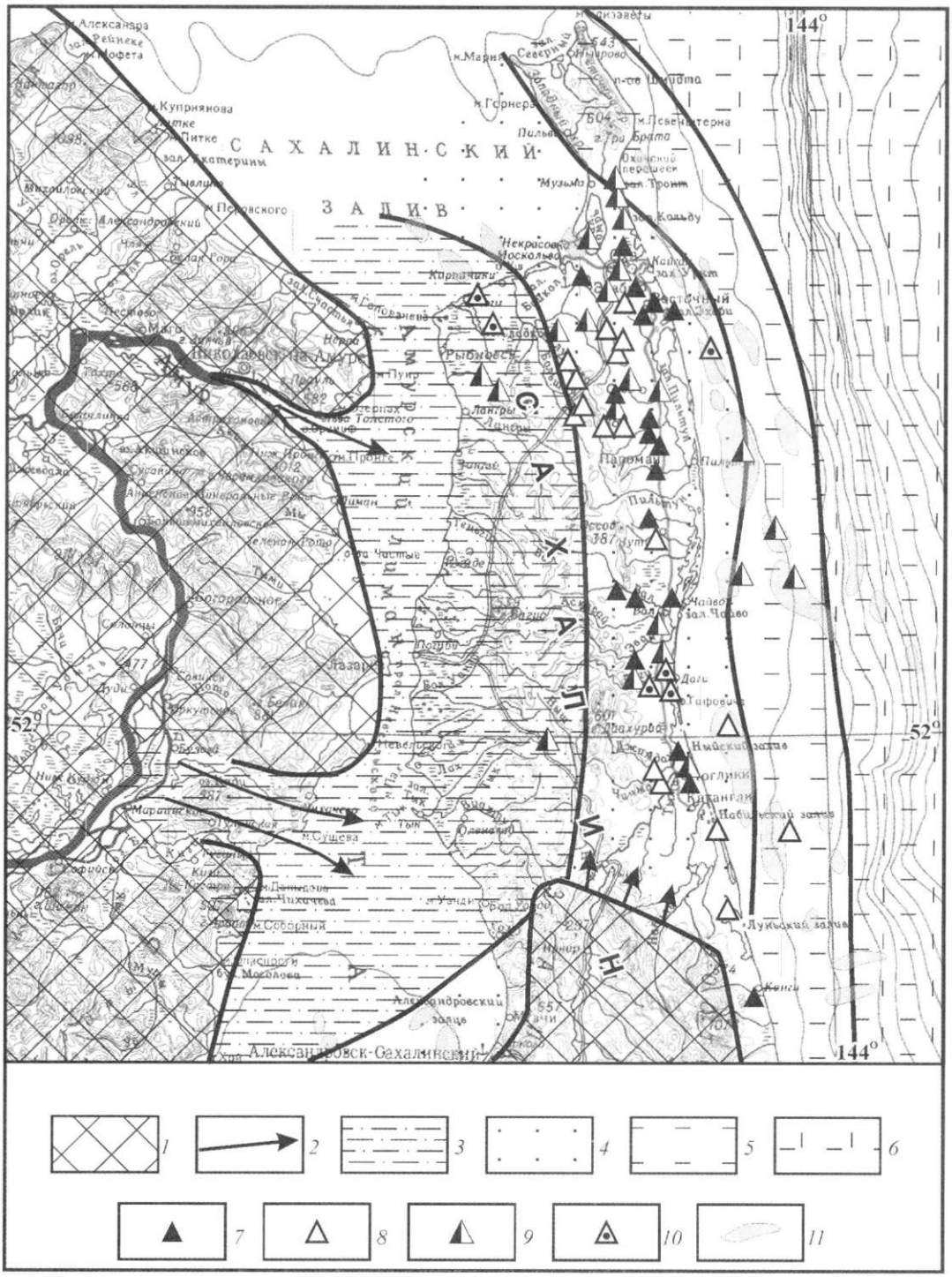


Рис. 8.24. Палеогеографическая схема Северосахалинского региона на раннеорогенной стадии развития (поздний миоцен – раннемаруямское, ранненутовское и венгерийское время) (по [Гладенков и др., 2002]) **и размещение месторождений нефти, газа и газоконденсата** (по [Объяснительная..., 2000])

1 – область денудации и сноса обломочного материала; *2* – направление выноса аллювиального материала; *3* – низменность с накоплением песчано-глинистых отложений и углей; *4* – мелководное море с накоплением песчано-глинистых отложений; *5* – относительно глубокое море с подводными конусами выноса и накоплением преимущественно глинистых отложений; *6* – относительно глубокое море с накоплением кремнисто-глинистых отложений; *7–10* – месторождения: *7* – нефти, *8* – газа, *9* – комплексные – нефтегазоносные, *10* – конденсата; *11* – локальные структуры

ными нарушениями. Более детальное рассмотрение строения участка Малокурильское (см. рис. 8.22, В) позволяет отметить сложное строение Малокурильско-Отрадненской зоны. В ее пределах кроме грабенов характерно присутствие мощных (до 100 м) зон дробления, катаклаза и приразломного смятия верхнемеловых образований. Выделяются разновысотные тектонические клинья. Особенно характерны продольные грабены, формирование которых возможно лишь в условиях

растяжения, сопровождающего воздымание островного блока, "разваливающегося" в процессе воздымания.

Во-вторых, осевое понижение Шикотанского поднятия сечется рядом поперечных разрывных зон, сопровождающихся правыми (например, Бухтоотрадненский сдвиг) и левыми (Бухтокрабовый сдвиг) сдвиговыми смещениями [Сергеев, 1976].

Эти различия, очевидно, связаны со структурным положением Шикотанского поднятия, расположенного в непосредственной близости от приповерхностной части зоны субдукции, с которой связано интенсивное поперечное сжатие.

С учетом данного обстоятельства можно видеть, что Шмидтовское мегаподнятие весьма напоминает самостоятельный островной блок островной дуги. А это, в свою очередь, позволяет по-новому рассмотреть вопрос о своеобразии Северосахалинского сегмента.

8.5. О природе Северосахалинского сегмента

Учитывая приведенные выше материалы по глубинному строению Северосахалинского региона (см. рисунки 8.2, 8.3, 8.5, 8.19), можно прийти к однозначному выводу о том, что в структурном отношении на раннеорогенной стадии геологического развития Северосахалинский сегмент представлял собой межостровное понижение в пределах северо-западной части Японо-Сахалинской островной дуги. Понижение разделяло собственно Сахалинское и Шмидтовское островные палеоподнятия и имело грабенообразный характер, поскольку отделялось от смежных поднятий флексурно-разрывными зонами.

Северосахалинский межостровной прогиб вследствие интенсивного осадконакопления оказался в значительной мере компенсированным и потому лишь частично стал проливом (рис. 8.24). Значительная его западная часть, судя по современным палеогеографическим реконструкциям [Гладенков и др., 2002], оказалась дельтовой платформой – низменностью, сложенной преимущественно песчано-глинистыми отложениями. Эта дельта формировалась палео-Амуром и его притоками. Не исключено, что собственно палео-Амур выходил к морю через понижения в районе озер Большое Кизи и Кади, а его современные низовья принадлежали палео-Амгуни.

На востоке эта дельтовая платформа переходила в мелководное шельфовое море и склон с накоплением вблизи берега песчаных, а на внешнем шельфе и склоне – глинистых осадков. Здесь были развиты подводные конусы выноса песчаного материала. Еще восточнее песчано-глинистые отложения сменялись кремнисто-глинистыми, а за пределами шельфа и склона – диатомовыми илами.

С верхнемиоценовыми отложениями связаны крупные нефтегазовые месторождения. Зона их преимущественного распространения обрамляет миоценовый палеошельф [Объяснительная..., 2000].

Таким образом, Северосахалинский сегмент в структурном отношении представляет собой межостровной грабен, а современный Сахалин объединяет два островных блока и этот грабен. Объединение обусловлено перекомпенсацией указанного грабена и дифференцированными движениями в пределах островной дуги, приведшими к формированию единой суши на позднеорогенной стадии геологического развития. Основное нефтегазонакопление связано именно с межостровным понижением и периферией исходных островных поднятий. Его локализация обусловлена в основном фациальной спецификой раннеорогенной седиментации. Современный островной блок Сахалина является в структурном отношении гетерогенным образованием.

8.6. Сахалинский блок в системе смежных структур

Как показывает опыт последних десятилетий, представление о структурном положении Сахалина и его районировании существенно зависит от общих теоретических позиций авторов структурных построений.

Можно наметить три основных направления, на которые опираются подобные построения: 1) связь и взаимопереход складчатых и разрывных структур Сахалина и Хоккайдо, 2) ведущая роль сдвигов в новейшей тектонике Сахалина и 3) расположение границ литосферных плит по краям или внутри Сахалинского новейшего блока. Все они в данном случае рассматриваются применительно к основной цели данной монографии – выявлению и оценке современной активности приповерхностных позднеорогенных структур, особенно разрывных. Соответственно, очень важно иметь в виду, какая роль отводится использованию разноглубинных материалов и для какого времени или возрастного этапа делаются подобные построения.

Следует отметить, что современные геофизические материалы (см. рисунки 8.2 – 8.4, 8.19 и др.) допускают разноречивые трактовки трассировки разрывных структур и их соотношения со складчатыми структурами. В наибольшей степени это касается трассировки региональных разломов, переходящих с острова на шельф или с острова на остров. В большинстве случаев протяженные разломы не подтверждаются в качестве единых приповерхностных структур. Очень часто они не могут считаться едиными и на глубине при детализации геофизических материалов. Но наибольшую

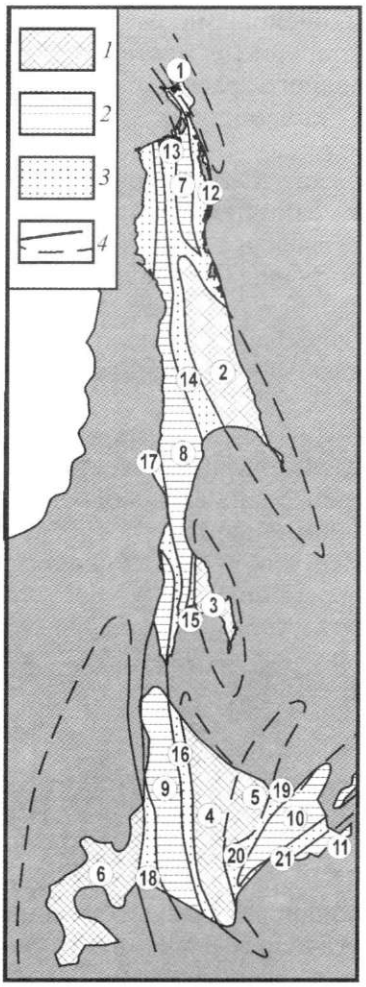


Рис. 8.25. Основные структуры Хоккайдо-Сахалинской складчатой области [Мельников, 1987]

1 – видоизмененно-реликтовые антиклинории (1 – Шмидтовский, 2 – Восточно-Сахалинский, 3 – Сусунайско-Анивский, 4 – Хидака, 5 – Токоро, 6 – Китаками); *2* – новообразованные антиклинории (7 – Северо-Восточный, 8 – Западно-Сахалинский, 9 – Камуикотан, 10 – Большекурильский, 11 – Малокурильский); *3* – синклинории (12 – Охотский, 13 – Байкальско-Нышский, 14 – Тымь-Поронайский, 15 – Южно-Сахалинский, 16 – Центральнохоккайдский, 17 – Татарский, 18 – Исикари, 19 – Абасири, 20 – Токати, 21 – Кусиро); *4* – границы структурных элементов

сложность представляет разделение древних и новейших (особенно позднеорогенных) глубинных разломов и подтверждение их современной активности. Поэтому большинство опубликованных схем разрывных нарушений Сахалина и его обрамления представляют собой авторские трактовки разнородных и разновременных материалов, которые лишь в очень малой степени можно считать действительно подтвержденными реальным фактическим материалом.

С учетом сказанного можно кратко остановиться на упомянутых выше трех основных направлениях трактовки структурного положения Сахалинского новейшего блока.

а. Связь складчатых и разрывных структур Сахалина и Хоккайдо

Пожалуй, первой неотектонической схемой, на которой показано соотношение морских, континентальных и островных структур, является Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей [1977]. Но на ней практически не нашла отражения иерархия разномасштабных структур. Тем не менее, уже достаточно определенно намечено единство Японо-Сахалинской островной дуги.

Ряд авторов наиболее крупными новейшими структурами считают антиклинории и синклинории (или антиклинальные и синклинальные зоны), сквозные для Сахалина и Хоккайдо [Мельников, 1987]. Но в этом случае имеются в виду тектонические структуры, преимущественно более древние, чем поздняя стадия новейшего этапа геологического развития (рис. 8.25). Однако, как отмечено выше, молодые структуры Камышового хребта действительно трассируются в сторону о. Хоккайдо. Межостровным разделом здесь служит складчато-блоковая седловина пролива Лаперуза. Сквозная трассировка более восточных позднеорогенных приповерхностных структур весьма сомнительна. Эти сомнения определяются в первую очередь флексурно-разрывным ограничением северного края большей части о. Хоккайдо; ограничение хорошо фиксируется в гипсометрии и батиметрии.

б. Предположение о ведущей роли сдвигов в новейшей тектонике Сахалина

Ведущая роль сдвигов получила отражение в трансрегиональных построениях и интерпретации конкретных геологических материалов по Сахалину [Рождественский, 1969, 1972, 1975, 1976, 1982, 1984, 1997], которая, как правило, проводится достаточно тенденциозно. В качестве сдвигов выделяются разрывы с преобладающими по амплитуде сдвиговыми смещениями и разрывы, у которых сдвиговая составляющая второстепенна или намечена по косвенным данным. В качестве примера последнего варианта можно привести рассуждения относительно Эхабино-Пильтунского и Охинского разрывов [Рождественский, 1997, с. 86]. Здесь наличие сдвигового смещения доказывается определенным вариантом общего структурного рисунка, включающего анализ планового (кулисного с "винтообразным" изгибом осевых плоскостей) расположения различных (линейных, гребневидных опрокинутых и др.) складок. При этом далеко не всегда учитывается возраст структур и разнообразие преобладающих разновозрастных разрывных смещений. В результате большинство основных разрывов относится именно к сдвигам, хотя у многих из них более отчетливо выражены призна-



Рис. 8.26. Варианты соотношения литосферных плит в районе о. Сахалин (упрощенные схемы)

***А* – по Л.П. Зоненшайну и Л.А. Савостину** [1979]: *1* – границы литосферных плит, *2* – направление относительных движений;

***Б* – по В.И. Уломову** [1995]: *1* – очаги землетрясений, показанные в масштабе карты, *2* – очаг Нефтегорского землетрясения 28 мая 1995 г., *3* – условная ось границы между Амурской и Евразиатской литосферными плитами;

***В* – по Т.К. Злобину и А.О. Бобкову** [2003]: *1* – границы литосферных плит, *2* – положение границ, выраженных в зонах субдукции и глубоководных желобах, *3* – ось зоны задугового спрединга; стрелками показано направление движения блоков земной коры и верхней мантии при спрединге, *4* – направление движения плит вращения блоков;

***Г* – по Н.А. Богданову и В.Е. Хаину** [Объяснительная..., 2000]: *1–3* – Евразийская литосферная плита: *1* – Сибирский кратон, *2* – аккреционно-коллизионные области, *3* – надсубдукционные вулканические пояса; *4–7* – область Охотского моря: *4* – Охотоморская плита, *5* – шельф с докайнозойским фундаментом, *6* – шельф с раннекайнозойским фундаментом, *7* – Южно-Охотская глубоководная впадина; *8–9* – область Японского моря: *8* – глубоководные котловины с океанической корой, *9* – Курило-Камчатская и Командорская островные дуги; *10* – структурные швы

ки преобладания сбросовой или взбросо-надвиговой составляющей.

Особенно явно проявляется тенденциозность подобных построений при анализе возраста заложения, активизации и современного состояния отдельных конкретных разрывов. Естественно, что допускаемая перестройка региональных напряжений и существование отличных от нее ориентировок локальных напряжений [Рождественский, 1997, с. 94–98] не обязательно будут обусловливать преобладание именно сдвиговых смещений по разрывам. В этом плане особенно важным представляется вывод о том, что "основные сдвиговые смещения вдоль субмеридиональных разломов Сахалина произошли до образования позднемиоцен-плейстоценового орогенного комплекса" [Рождественский, 1997, с. 98].

Таким образом, признается, что основные сдвиговые смещения являются преимущественно доновейшими. Относительно уверенно можно судить лишь "об участии диагонального сжатия и правосторонних сдвиговых смещений в формировании неотектонических конэрозионных структур" [Там же, с. 98].

в. Расположение границ литосферных плит

Сторонники мобилистских взглядов предлагают несколько вариантов границ литосферных плит, так или иначе затрагивающих Сахалин (рис. 8.26).

Большинство обычно проводит границу наиболее крупных литосферных плит региона вдоль приосевой части острова, совпадающей с зоной Центральносахалинского разлома (см. рис. 8.26, А) [Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн и др., 1990; Косыгин и др., 1980].

Другие перемещают ее с восточного побережья северной части острова на западное (см. рис. 8.26, Б). Данная граница, соответственно, совмещается то с Северосахалинским, то с Западносахалинским разломами [Уломов, 1995]. В некоторых подобных реконструкциях граница литосферных плит отсекает также и полуостров Шмидта (см. рис. 8.26, В). При этом северная и основная южная части Сахалина оказываются отнесенными к Охотской плите, а Северосахалинский сегмент – к Амурской плите [Злобин, Бобков, 2003]. Кроме того, данные варианты тектонических интерпретаций входят в противоречие со схемами трассировки складчатых и складчато-блоковых структур [Мельников, 1987].

Все подобные конструкции нарушают единство контуров новейшего (особенно позднеорогенного) Сахалинского блока и потому не соответствуют современной тектонической реальности.

На Тектонической карте Охотоморского региона [2000] Сахалин практически целиком принадлежит микроплите (аккреционно-коллизионной области) Сахалин–Хоккайдо (см. рис. 8.26, Г), которая состоит из трех террейнов. Западный из них отделен Татарским швом от континента, а восточный сопрягается с Охотоморской плитой [Объяснительная..., 2000, с. 10, 13]. И хотя эти террейны древние, тектоническое единство островной дуги показано совершенно определенно.

Само разнообразие сосуществующих мобилистских построений свидетельствует о явной недостаточности геолого-геофизических данных для проведения надежных и однозначных построений. Это подтверждает высказанное выше представление о том, что существующие геофизические материалы разноречивы и допускают различные интерпретации. Соответственно, приведенные мобилистские схемы могут рассматриваться лишь в качестве временных моделей, отражающих больший или меньший набор существующих фактов, но вовсе не претендующих на роль ответственных построений, которые могут быть положены в основу проектных решений при строительстве.

Проведенный анализ новейших, особенно позднеорогенных структур Сахалинского региона позволил четче оконтурить современный Сахалинский блок и подтвердил его тесную связь с более южными элементами Японо-Сахалинской островной дуги. Как было показано выше, в пределах рассматриваемой территории происходит сочленение различных элементов таких крупнейших структур, как Охотоморская (ОМД) и Япономорская (ЯМД) депрессии, Японо-Сахалинская островная дуга (ЯСД), которые сопрягаются по наиболее крупным шовным зонам, являющимся приповерхностным проявлением глубинных разломов (см. рис. 8.1; табл. 8.1).

Для надежного обоснования проектных решений необходимо детальное изучение каждой реальной региональной и локальной тектонической структуры с учетом неоднотипности ее разновозрастных и разноглубинных проявлений и современной приповерхностной активности. Важен также учет возможной сегментации этой подвижности у многих крупных разрывных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Активное хозяйственное освоение Сахалина обусловливает необходимость ускорения инженерных изысканий и повышения их качества. Такое ускорение возможно при проведении опережающих исследований по наиболее актуальным направлениям. Одним из подобных направлений на территориях с повышенной тектонической и сейсмической активностью является выявление активных тектонических структур, и особенно оценка опасности для строительства разрывного крипа.

Сахалин является звеном Японо-Сахалинской островодужной системы. Поэтому использованные методики и полученные здесь результаты представляют интерес и для изучения других подобных систем, в частности, для Курило-Камчатской, где тектоническая и сейсмическая опасности еще более высокие.

1. Проблемы, основные направления и методика неоструктурного районирования и изучения активных разрывов при инженерных изысканиях для строительства

1. В настоящее время отсутствуют нормативные определения понятия "активный разрыв", типизации видов этой активности и сопоставления активности разрывов с опасностью разрывных смещения для разных типов инженерных сооружений.

2. Для территории островодужных орогенов, к которым относится Сахалин, до последнего времени не были разработаны:

– методика выделения активных разрывов,

– многие вопросы неотектоники, важные для выделения таких разрывов и характеристики современных разрывных смещений.

3. Для решения перечисленных выше вопросов применительно к островодужному орогену Сахалина целесообразно было использовать опыт проведения подобных исследований, проводившихся во внутриконтинентальных орогенах (Кавказ, Урал, Средняя Азия).

4. Активность разрывов должна учитывать:

– относительно медленные собственно тектонические разрывные смещения, которые можно именовать криповыми,

– практически мгновенные сейсмотектонические смещения по разрывам, связанные с землетрясениями.

5. Основными методическими направлениями исследований при изучении активных разрывов можно считать:

– анализ возрастного расчленения рельефа и этапности новейшего орогенеза, важный для нетектонического районирования, выявления потенциально активных разрывов и количественной оценки криповых разрывных смещений;

– неотектоническое районирование с учетом возможного существования разновозрастных новейших структурных планов; это районирование позволяет наметить распространение и соподчинение наиболее молодых (или обновленных) разрывов;

– количественную характеристику криповой активности разрывов;

– оценку опасности активных разрывов для разных типов инженерных сооружений.

2. Возрастное расчленение рельефа и этапность новейшего орогенеза

1. На территории Сахалина построена региональная сеть геоморфологических профилей, которая дополнена локальными сетями подобных профилей на Долинском и других ключевых участках и на участках геодинамических полигонов.

2. Анализ геоморфологических профилей позволил выявить четыре региональных поверхности выравнивания, датировка которых опирается на сопоставление этапов рельефообразования с этапами неогеновой и эоплейстоценовой седиментации. Выделены поверхности:

– сусунайская миоцен-плиоценовая,

– маруямская плиоценовая,

– бачинская эоплейстоценовая,

– северосахалинская, формировавшаяся в конце раннего неоплейстоцена.

Кроме того, на ряде профилей фиксируется более молодой – средненеоплейстоценовый террасовый уровень. Поверхности выравнивания, выделенные на Сахалине, имеют возрастные аналоги во внутриконтинентальных орогенах Северной Евразии.

3. Анализ строения четвертичных террасовых образований на ключевом Долинском и других участках показал, что на Сахалине возможно выделение четырех террасовых комплексов, принципиально аналогичных выделяемым во внутриконтинентальных орогенах.

4. Анализ этапности новейшего тектонического развития островодужной орогенической области Сахалина позволил установить следующее:

– начало новейшего этапа относится к миоцену и отвечает началу накопления маруямской свиты и ее возрастных аналогов,

– выделяются ранне- и позднеорогенная стадии развития, принципиально сходные по характеру вертикальных тектонических движений с аналогичными стадиями развития внутриконтинентальных орогенов, но отличные по возрастному объему от подобных стадий Кавказа и Тянь-Шаня,

– на раннеорогенной стадии развития максимальные амплитуды прогибаний превышали максимальные амплитуды воздыманий, но орогенез уже определенно проявился формированием значительных возвышенностей,

– позднеорогенная стадия делится на две подстадии: 1) на ранней подстадии параллельно формировались высокие поднятия и активно прогибающиеся впадины; 2) на поздней подстадии большинство впадин в пределах современного острова постепенно втягивалось в воздымание, и происходило активное эрозионное расчленение смежных горных сооружений.

3. Неотектоническое районирование

1. Применение комплексной методики, включающей дешифрирование космо- и аэрофотоматериалов, разномасштабной топоосновы и деформаций поверхностей выравнивания на структурно-геоморфологических профилях позволило:

– выявить разновозрастные структурные планы, отвечающие ранне– и позднеорогенной стадиям новейшего орогенеза,

– составить иерархические системы соподчинения наиболее молодых блоковых, складчато-блоковых и разрывных структур.

2. Выявлено преобладание блоковых структур, формировавшихся на позднеорогенной стадии развития. Эти структуры обычно граничат между собой по разрывам, которые исходно считаются потенциально активными, так как смещают неогеновые и четвертичные геоморфологические уровни и отложения.

3. В позднеорогенной структуре Сахалина выделено четыре основных сегмента. Показано, что на новейшем этапе геологического развития три сегмента являются собственно островными сооружениями, а Северосахалинский сегмент отвечает межостровной седловине, заполненной дельтовыми отложениями палео-Амура. Объединение этих элементов в современный Сахалинский островной блок произошло в конце позднеорогенической стадии.

4. Наиболее крупные блоковые позднеорогенные структуры часто разделены шовными зонами, являющимися приповерхностным выражением зон глубинных разломов. Последние, как правило, представляют собой сейсмогенерирующие структуры, с которыми связаны наиболее сильные землетрясения и первичные сейсмотектонические дислокации.

5. Разнообразие существующих схем соотношения современных литосферных плит, опирающихся на один и тот же геолого-геофизический материал, свидетельствует о ненадежности плейттектонических построений и невозможности их использования при решении ответственных практических задач, например, в качестве основы для проектирования инженерных сооружений

4. Криповая активность новейших разрывов

1. Криповая активность выявленных при неотектоническом районировании потенциально активных разрывов устанавливается в основном путем анализа разрывных деформаций позднеорогенных (средненеоплейстоценовой, северосахалинской, бачинской и маруямской) поверхностей выравнивания на геоморфологических профилях. В отдельных случаях эти материалы подтверждаются непосредственными геологическими наблюдениями и повторными геодезическими измерениями.

2. Разрывные деформации нескольких террасовых уровней по одному разрыву позволяют определить амплитуды поэтапных движений. Суммарное рассмотрение поэтапных движений позволяет наметить общую тенденцию развития разрывных смещений, свидетельствующую о нарастании скоростей таких смещений к современности.

3. Применение правила Гзовского, утверждающего, что при сокращении времени осреднения скоростей тектонических движений на порядок величин, скорости возрастают вдвое, позволило в первом приближении оценить скорости современных разрывных смещений кипового типа, приведенные к сроку службы инженерных сооружений.

4. Привлечение геодезических материалов по измерениям региональной нивелирной сети и на геодинамических полигонах подтвердило:

– реальность знакопеременных тектонических движений, в том числе вертикальных и горизонтальных (сдвиговых и надвиговых) разрывных смещений,

– порядки величин современных разрывных смещений, установленные с помощью геолого-геоморфологических методов, соответствуют ре-

альным скоростям, зафиксированным с помощью геодезических методов.

5. Все изложенное выше подтверждает применимость использованной методики расчета современных разрывных смещений на основе геолого-геоморфологических материалов.

5. Сейсмотектоническая активность разрывов

1. Сейсмотектоническую активность целесообразно рассматривать раздельно для:

– сейсмогенерирующих структур (преимущественно позднеорогенных шовных зон), в пределах которых возможны сейсмоактивные структуры – локальные сейсмотектонические дислокации, отражающие блоковую структуру сейсмических очагов; эта структура может включать и приповерхностные новейшие разрывы,

– зон высокой сейсмичности (балльности) за пределами сейсмогенерирующих структур, где за счет интенсивных сейсмических колебаний возможны гравитационно-сейсмотектонические дислокации, которые вероятнее в пределах разрывных зон.

2. В отдельных случаях сейсмотектонические и (гравитационно-сейсмотектонические) дислокации возникают вне разрывных зон и могут отличаться по кинематике от смежных собственно тектонических разрывов. Это существенно осложняет прогноз локализации сейсмотектонических явлений.

3. Сейсмотектоническая активность оценивается расчетным путем с использованием материалов тренчинга участков проявления палеосейсмотектонических дислокаций и дислокаций, связанных с сильными современными землетрясениями. Все расчеты сейсмотектонической активности разрывов в настоящее время являются сугубо ориентировочными.

4. Поскольку одним из традиционных параметров сейсмичности служит повторяемость землетрясений (разной магнитуды или интенсивности), этот параметр в перспективе целесообразно учитывать и при оценке сейсмотектонической активности разрывов.

6. Опасность активных разрывов для разных типов инженерных сооружений

1. Опасность активных разрывов должна оцениваться дифференцированно с учетом особенностей проектируемых или существующих инженерных сооружений.

2. Целесообразно использовать различные подходы для инженерных сооружений с тремя различными типами обеспеченности нормативными документами:

– для объектов типового гражданского и промышленного строительства разработаны нормативные величины различных смещений, превышение которых опасно для устойчивости этих объектов;

– для ряда типов ответственных инженерных сооружений (например, для реакторных блоков АЭС) используются ведомственные нормативные документы с оценками допустимых величин смещений;

– для сооружений, нормативные документы по которым не содержат конкретных величин допустимых смещений, необходимы специальные расчеты, отражающие их конструктивные особенности. К данной категории относятся, например, магистральные трубопроводы.

3. В областях с высокой сейсмичностью, как правило, для большинства инженерных сооружений опасность сейсмотектонических смещений выше, чем опасность криповых разрывных смещений.

В целом можно заключить, что использованная методика неоструктурного районирования и изучения активных разрывов, широко применявшаяся во внутриконтинентальных орогенах, пригодна для инженерных изысканий и в островодужных областях.

ЛИТЕРАТУРА

Александров С.М. Роль геологической структуры и новейшей тектоники в формировании рельефа западного хребта Южного Сахалина // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1962_1. № 2.

Александров С.М. Особенности новейшей тектоники и морфоструктуры о. Сахалина // Сов. геология. 1962_2. № 2.

Александров С.М. Абразионные дуги острова Сахалина // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 1963. № 5.

Александров С.М. Роль новейшей тектоники в сейсмических проявлениях на Сахалине // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969_1.

Александров С.М. Основные черты новейшей тектоники острова Сахалин // Проблемы тектонических движений новейших структур земной коры: (К VIII конгр. ИНКВА, Париж, 1968). М.: Наука, 1969_2.

Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 184 с. (Сер. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Александров С.М., Занюков В.Н. О связи глубинных структур и тектонических движений на Южном Сахалине и прилегающих акваториях // Докл. VIII пленума Геоморфол. комис. Л., 1969_1.

Александров С.М., Занюков В.Н. О меридиональных и субширотных разломах Лютогской депрессии (Южный Сахалин) // ДАН СССР. 1969_2. Т. 189, № 3.

Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.

Александрова А.Н. Стратиграфия четвертичных отложений острова Сахалин // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 50–69.

Александрова А.Н., Болдырева В.П., Митрофанова Л.И. Строение плейстоценовых толщ Сусунайской депрессии о. Сахалин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 4. С. 54–63.

Александрова А.Н., Ганешин Г.С. Сахалин // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1984. Полутом 2. С. 432–437.

Алексейчик С.Н. Новейшие тектонические движения острова Сахалин // ДАН СССР, 1952 Т. 83, № 2.

Алексейчик С.Н. Схема тектонического районирования Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 5. С. 36–45.

Алексейчик С.Н. Краткий орогидрографический очерк и вопросы происхождения рельефа в северо-восточной части Сахалина // Геология и геохимия. 1959. № 2 (VIII).

Алексейчик С.Н. Роль вертикальных глыбовых подвижек в формировании структуры острова Сахалин // Исследования по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 112–120.

Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Гнедин К.И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность северной части Сахалина // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 135.

Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С., Сычев П.М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 275 с.

Альбом типов центров и реперов / РИО ВТС. М., 1965. 28 с.

Альперович И.М., Харахинов В.В., Чернявский Г.Л. Изучение разломов Северного Сахалина // Геология нефти и газа. 1972. № 4. С. 60–63.

Альперович И.М., Чернявский Г.А. Мощность осадочных отложений Северного Сахалина по данным магнитно-теллурических зондирований // Там же. 1973. № 6. С. 55–58.

Антипов М.П., Ковылин В.М., Филатьев В.П. Осадочный чехол глубоководных котловин Татарского пролива и северной части Японского моря // МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С. 30–39.

Апродов В.А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса Мира. М.: Изд-во МГУ, 1965. 222 с.

Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жигулев В.В. и др. Экспериментальные исследования методом преломленных волн на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВ РАН, 1997. Т. 4. С. 90–118.

Атлас Сахалинской области. М.: ГУГК СМ СССР, 1967.

Балашайтис Э.С., Голодковская Г.А., Шаумян Л.В. Инженерно-геологическая типизация массивов горных пород Талнахских месторождений // Инж. геология. 1988. № 4. С. 18–24.

Баханов В.Р., Большаков А.К., Позднякова И.В., Выпова И.Ю. Геологическое строение Макаровского прогиба (залив Терпения): Результаты морских геолого-геофизических работ на нефть и газ // Труды ВНИИМорГео. Рига, 1990. С. 87–92.

Беспалый В.Г. Проблема нижней границы четвертичных отложений о. Сахалин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 7.

Бесстрашнов В.М., Стром А.Л. Палеосейсмогеологические исследования на Сахалине как основа для оценки сейсмической опасности и сейсмического риска // Память и уроки Нефтегорского землетрясения 24–25 мая 1995 г. М., 2000_1. С. 113–116.

Бесстрашнов В.М., Стром А.Л. Палеосейсмодислокации в зоне Центрально-Сахалинского разлома: Их структурная позиция и значение для сейсмического районирования // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский. 2000_2. С. 110–118.

Богданов Е.Д., Василенко Н.Ф., Сапрыгин С.М. Современные движения земной коры в районе залива Пильтун (Северный Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 72–76.

Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С. 66–86.

Быкова Н.М. Неотектонические движения земной коры и деформации дорожных сооружений. Иркутск: ИрИИТ, 1998. 136 с.

Василенко Н.Ф., Богданова Е.В. Горизонтальные движения земной поверхности в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома // Тихоокеан. геология, 1986. № 3. С. 45–49.

Василенко Н.Ф., Богданова Е.В. Геодезические предвестники Онорского землетрясения 22 декабря 1984 г. на Среднем Сахалине // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 72–80.

Василенко Н.Ф., Иващенко А.И., Ким Чун Ун и др. Деформации земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2001. С. 39–57.

Василенко Н.Ф., Куделькина Т.Т., Ким Чун Ун и др. Геодезические исследования деформаций земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. Инструментально-аналитический бюллетень. Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Специальный выпуск. М., 1995. С. 117–122.

Василенко Н.Ф., Медведев В.Г. О наблюдениях за горизонтальными движениями земной коры на Сахалинском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры (исследования на геодинамических полигонах). Новосибирск: Наука. 1978. С. 40–42.

Василенко Н.Ф., Семакин В.П., Якушко Г.Г. Современные горизонтальные движения в южной части Центрально-Сахалинского разлома // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. М.: Радио и связь, 1981. С. 71–74.

Ведерников Г.С., Освальд А.Л., Шеерова Е.П., Мытарева В.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Сахалинская. Лист XXIX, XXX. Объяснительная записка. М., 1981. 119 с.

Вергунов Г.П. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра 1964. С. 297–308. (Междунар. геол. конгр. XXII сес.: Докл. сов. геологов; Пробл. 11).

Воейкова О.А. Неоструктурное районирование Южного Сахалина // Тез. докл. Ежегод. науч. конф. "Ломоносовские чтения" (23–29 апр. 1966 г.). М.: МГУ. 1966. С. 51–53.

Воейкова О.А. Неоструктурное районирование Сахалина // Тез. докл. Ежегод. науч. конф. "Ломоносовские чтения" (23–29 апр. 1997 г.). М.: МГУ. 1997. С. 88–90.

Воейкова О.А., Несмеянов С.А. Криповая активность новейших разрывов Южного Сахалина // Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2002. Вып. 4. С. 114–118.

Воейкова О.А., Несмеянов С.А. Неотектонический фактор в трассировке магистральных трубопроводов Сахалина // Сергеевские чтения. М.: ГЕОС. 2004. С. 471–475. Вып. 6.

Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974.

Гальцев-Безюк С.Д. Отражение тектоники в рельефе на северо-востоке Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962_1. № 2.

Гальцев-Безюк С.Д. О роли новейших тектонических движений в формировании локальных структур северо-восточного побережья Сахалина // Там же. 1962_2. № 2.

Гальцев-Безюк С.Д. К вопросу о разрывных дислокациях Сахалина и о подвижках по ним в четвертичное время // Результаты исследований по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Южно-Сахалинск, 1969. С. 31–45. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 225).

Гальцев-Безюк С.Д. Роль разрывных дислокаций в формировании структурного плана Сахалина // Изв. Сах. отд. ВГО. 1971. Вып. 2. С. 112–119.

Гальцев-Безюк С.Д., Меланхолина Е.Н., Рождественский В.С. Тектоника Сахалина // Общие и региональные проблемы Тихоокеанского пояса. Магадан: СВКНИИ, 1974.

Гальцев-Безюк С.Д., Полунин Г.В. О нижней границе четвертичной системы на Сахалине // Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. М., 1975.

Ганешин Г.С. Материалы по геоморфологии и четвертичной геологии острова Сахалин // Информ сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 15.

Ганешин Г.С. Четвертичная система: Геоморфология // Геология СССР. М.: Недра. 1970. Т. 33: Остров Сахалин: Геологическое описание. С. 255–267, 369–390.

Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 1–8. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВ РАН, 1997.

Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника / Под ред. Т.Н. Спижарского. М.: Недра, 1968. 535 с.

Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа. М.: Научный мир, 1997.

Геология, металлогения и гидрогеология Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1991.

Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина. Л.: Недра, 1974. 183 с.

Геология СССР. Т. 21. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 734 с.

Геология СССР. Т. 33: Остров Сахалин: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.

Гзовский М.В. Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР // Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 58–77.

Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И. и др. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 35–47.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринов К.Б. и др. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (полуостров Шмидта): Стратиграфия, палео-

география и геологические события / Ред. А.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1999. 131 с.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К. и др. Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Голодковская Г.А., Демидюк Л.М., Шаумян Л.В. и др. Инженерно-геологические исследования при разведке месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1975. 188 с.

Голодковская Г.А., Шаумян Л.В. Инженерно-геологическая типизация массивов горных пород // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 6. С. 84–91.

Гололобов Ю.Н. Сдвиговая тектоника и размещение залежей Шхунского газонефтяного месторождения // Геология и особенности разработки нефтяных месторождений Сахалина. М.: ВНИИОЭНГ, 1977. С. 16–23.

Гололобов Ю.Н. Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 11. С. 29–35.

Гололобов Ю.Н. Диагностическое значение парагенезов дизъюнктивно-пликативных структур // Там же. 1982. № 12. С. 29–35.

Гололобов Ю.Н. Соотношения некоторых дизъюнктивных и пликативных дислокаций кайнозойских отложений Северного Сахалина // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 43–49.

Гололобов Ю.Н., Грошев Г.Г. Геология и нефтегазоносность надвиговых систем Северного Сахалина // Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИГазпром, 1987. Вып. 4.

Гололобов Ю.Н., Харахинов В.В. Проявление горизонтальных тектонических движений на Северном Сахалине // Геология и разработка нефтяных месторождений Сахалина. М., 1973. Вып. 46.

Горячев А.В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги // Сов. геология. 1960. № 10. С. 24–41.

Гричук М.П., Соколова Н.С. Новые материалы о развитии природы южной части о. Сахалина в четвертичный период // Науч. докл. высш. шк., геол.-географ. науки. 1959. № 2.

Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений. М.: Наука, 1982, 140 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР; Т. 193).

Евсеев В.Ф., Шейко В.Т., Ковтунович П.Ю. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. Сер. Сахалинская. Листы V-54-XXXV, XXXVI; V-54-V, VI. Объяснительная записка. М., 1990. 152 с.

Журавлев А.В., Лившиц М.Х., Остистый Б.К. и др. Шельф Сахалина. М.: Недра. 1975. 192 с.

Занюков В.Н. Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова // ДАН СССР. 1971. Т. 196. № 4. С. 913–916.

Захаров В.К., Белоусов Б.А., Василенко Н.Ф. и др. Современные движения земной коры Приморья и Сахалина // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов (по материалам III Сов.-яп. симпоз. по геодинамике и вулканизму). Владивосток, 1978.

Захаров В.К., Василенко Н.Ф., Богданова Е.Д. Горизонтальные деформации земной поверхности на Центрально-Сахалинском глубинном разломе // Строение и динамика переходных зон: Тез. докл. М.: МГК, 1983.

Захаров В.К., Василенко Н.Ф., Наумов Н.В. Горизонтальные деформации земной поверхности на островах Сахалин и Шикотан // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 119–122.

Захаров В.К., Григорьева С.Н. Исследования по совершенствованию методики точного нивелирования // Изучение современных движений земной коры на геодинамических полигонах. Братислава, 1977. С. 48–49.

Захаров В.К., Сарычева Р.А., Семакин В.П. и др. Монеронское землетрясение и наблюдения за деформациями земной поверхности на юго-западном побережье Сахалина // Современные движения земной коры: VI Всесоюз. совещ. по соврем. движениям зем. коры и IV межвед. совещ. по изуч. соврем. движения зем. коры на геодинам. полигонах: Тез. докл. Таллин, 1972. С. 46–47.

Захаров В.К., Сарычева Р.А., Семакин В.П., Якушко Г.Г. Современные вертикальные движения на юге Сахалина, их связь с тектоникой и неотектоникой // Тр. СахКНИИ. 1974. Вып. 30. С. 120–130. (Геофиз. сб.; № 4).

Захаров В.К., Сарычева Р.А., Семакин В.П., Якушко Г.Г. О соотношении новейших и современных тектонических движений на юго-западном побережье Сахалина // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1975. С. 19–33.

Захаров В.К., Семакин В.Н., Якушко Г.Г. Современные вертикальные движения земной коры на Среднем и Южном Сахалине и их связь с новейшими структурами // Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 89–101.

Злобин Т.К., Бобков А.О. Современная сейсмичность и разломная тектоника юга Сахалина. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2003. 124 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоническое районирование территории СССР // Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 4–12.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.

Зытнер И.Я., Ковтунович Ю.И., Табоянов А.Я., Тихомиров В.М. Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых острова Сахалин // Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964.

Иващенко А.И., Стрельцов М.И. Активные разломы и деформации земной поверхности в плейстоценовой области Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 года (о. Сахалин) // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 5. С. 176–188.

Инструкция по наблюдениям за движением барных пород земной поверхности и подрабатываемыми сооружениями на угольных и сланцевых мероприятиях. М.: Недра. 1989. 96 с.

Инженерные изыскания для проектирования тепловых электростанций (ВСН-34772.III–92). М.: Минтопэнерго РФ., 1992. 121 с.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. СПб., 1999. 203 с.

Исследования сейсмичности мостов. М.: 1990. 80 с.

Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с. (Сер. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Капица А.А. Геоморфология, геоструктура и геотектонические районы острова Сахалин // Вопросы географии Дальнего Востока: (Сб. ст.). Хабаровск, 1963_1. № 5. С. 142–147.

Капица А.А. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование // Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963_2. С. 256–278. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 224).

Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:8 000 000 / Ред. В.Г. Трифонов. М.; Иркутск: ГУГК, 1986.

Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка / А.И. Кожурин, К.Г. Леви, Н.В. Лукина, В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, С.И. Шерман, С.С. Шульц мл.; Отв. ред. В.Г. Трифонов. М., 1987. 48 с.

Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей / Масштаб 1:5 000 000. Гл. ред. Н.И. Николаев. М.: Мингео СССР, 1977.

Карта современных вертикальных движений (СВДЗК) по геодезическим данным на территорию СССР. Масштаб 1:5 000 000. М.: ГУГК, 1986.

Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин масштаба 1:1 250 000. Хабаровск: ГУГК, 1980.

Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин. Масштаб 1:1 250 000 / Ю.П. Никитенко и др. М.: ГУГК, 1981.

Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории СССР. Масштаб 1:5 000 000 / Ред. Л.А. Кашин. М.: ГУГК, 1989.

Карто-схема современных вертикальных движений земной поверхности гор Южно-Сахалинска по данным повторного нивелирования. Масштаб 1:25 000. Южно-Сахалинск: ГУГК, 1986.

Ким Ч.У. К вопросу выделения зон ВОЗ территории севера Сахалина и близлежащих акваторий // Сейсмическое районирование шельфа. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 99–116.

Кириллов А.П., Абрамишвили Ю.К. Сейсмостойкость атомных электростанций. М.: Энергоатомиздат, 1985. 185 с.

Климов В.Г., Гололобов Ю.Н. Особенности строения надвиговой части Восточно-Эхабинского нефтяного месторождения // Геология и особенности разработки нефтяных месторождений Сахалина. М.: ВНИИОЭНГ, 1977. С 23–27.

Ковальчук В.С., Куклич Л.А., Мишаков Г.С., Тронов Ю.А. Особенности строения и формирования локальных структур Северного Сахалина // Геология нефти и газа. 1981. № 2. С. 6–12.

Кожурин А.И., Востриков Г.А. Периокеанические подвижные пояса // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 67–151.

Кожурин А.И., Стрельцов М.И. Сейсмотектонические проявления землетрясения 27(28) мая на севере Сахалина // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. М.: МЧС России: РАН, 1995. С. 95–100.

Козырев В.Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центральной Сахалинской низменности // Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1956. С. 216–229. (Тр. ВНИГРИ. Н.С.; Вып. 99).

Козырев В.Д., Гринберг И.Г., Кузина И.Н., Жидкова Л.С. Геологическое строение и нефтегазоносность южной части Сахалина Л., 1960. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 156).

Кононов В.Д., Альперович И.М., Слуднев Ю.Г., Харахинов В.Г. Геологическое строение Северо-Сахалинской нефтегазаносной области по данным комплексных геофизических исследований. М.: ВИЭМС, 1979. 42 с.

Королева Т.П., Смирнов И.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Курильская. Лист L-55-XXXII. Объяснительная записка. М.: ЦСП ВГФ, 1973.

Королева Т.П., Смирнов И.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Курильская. Лист L-55-XXXIII. Объяснительная записка. М.: ЦСП ВГФ, 1974.

Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Волков В.Г. и др. Морские террасы Западного Сахалина. Владивосток: ДВО РАН СССР. 1990. 54 с.

Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. и др. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.

Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.

Костенко Н.П. Геоморфология. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1999. 383 с.

Косыгин Ю.А., Сергеев К.Ф., Сапрыкин С.М. и др. Взаимодействие литосферных блоков на Центрально-Сахалинском разломе 7–13 апреля 1979 г. // ДАН СССР. 1980. Т. 254, № 3. С. 707–712.

Кофф Г.Л., Баулин Ю.И., Несмеянов С.А., Севостьянов В.В. Опыт комплексных сейсмологических, инженерно-геологических и геоэкологических исследований для проектирования и строительства магистральных трубопроводов России // IV Междунар. конф. "Новые идеи в науках о земле". М., 1999. Т. 4. С. 89.

Кофф Г.Л., Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И. и др. Предварительная оценка последствий Углегорского землетрясения 4(5) августа 2000 г. на Сахалине. М.; Южно-Сахалинск, 2000. 96 с.

Кофф Г.Л., Котлов В.Ф., Карагодина М.В. и др. Сейсмотектонический инженерный анализ макросейсмических последствий Шикотанского землетрясения 5.10.1994 // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. М., РЭФИ. 1995. Вып. 1. С. 64–74.

Кропоткин П.Н. Основные черты неотектоники Камчатки, Корякского хребта, Курильских островов и ближайших частей Тихого океана и Охотского моря // Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961. С. 273–292.

Куделькин В.В. Структурный контроль осадочных бассейнов в юго-западной части Охотского моря // Геологические и геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 4–10.

Куделькина Т.Т. Современные вертикальные движения земной коры на разрывных нарушениях Южного Сахалина // Прогноз сейсмической опасности на Дальнем Востоке: Тез. докл. 4-й науч. сес. ДВ секции МСССС. Южно-Сахалинск, 1984. С. 75.

Куделькина Т.Т. Вертикальные деформации, связанные с землетрясениями на Сахалине // Сейсмическое и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке: Тез. ДВ секции МСССС. Владивосток, 1989. С. 28–29.

Кузина И.Н., Новиков Г.Н., Владимиров А.С. Стратиграфия неогеновых отложений центральной части Поронайской впадины // Изв. Сах. отд. ГО СССР. 1971. Вып. 2. С. 68–74.

Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 188 с.

Кунин Н.Я., Семенова Г.И. Основные закономерности строения земной коры и размещение осадочных бассейнов в западной переходной зоне Тихого океана // Результаты комплексного изучения тектоносферы. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 83–113.

Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1987. № 1.

Кучай В.К., Полунин Г.В. Предельная интенсивность землетрясений Сахалина по палеосейсмологическим данным // Там же. 1986. № 3. С. 112–114.

Мавринский Ю.С., Буртман В.Ш., Журавлев А.В., Новиков Г.Н. К вопросу о строении юго-западного побережья Сахалина и прилегающей к нему акватории Татарского пролива и Японского моря в связи с перспективами нефтегазоносности // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л. 1972. С. 93–102. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 306).

Маргулис Л.С., Федоров В.В., Тюрин И.И., Новиков Г.Н. Тектоническая природа Татарского пролива // Геология и геофизика дна морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 49–53.

Мельников О.А. К вопросу геотектонического районирования Сахалина // Тр. СахКНИИ. 1962. Вып. 12.

Мельников О.А. О глубине залегания мезозойско-палеозойского (?) фундамента на Сахалине // Там же. 1968_1. Вып. 18. С. 35–38.

Мельников О.А. Основные структурные элементы Сахалина // Там же. 1968_2. Вып. 18.

Мельников О.А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970. 170 с.

Мельников О.А. О характере дизъюнктивных дислокаций в Восточно-Сахалинских горах // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 105–107.

Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.

Мельников О.А. Геологические формации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 214 с.

Мельников О.А., Оскорбин Л.С., Павлов Ю.А., Соловьев С.Л. Сахалин // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 256–263.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.

Милашин А.П., Сиплатов В.А., Юнов А.Ю. и др. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива // Геотектоника. 1970. № 1.

Мишаков Г.С. и др. Новые данные по геологии донеогеновых образований Северного Сахалина по результатам глубокого бурения // Тр. СахКНИИ. 1969. Вып. 21.

Монахов Ф.И., Ашихин В.Л., Хантаев А.М. и др. Предполагаемые пластические деформации земных недр, землетрясения и предшествующие им эффекты // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 10. С. 100–102.

Мытарев В.П., Ботылева Л.П., Александрова А.Н., Михальцов В.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Сахалинская. Листы М-54-XXXIII, XXIX. Объяснительная записка. М.; 1973.

Мытарев В.П., Шуваев А.С., Ботылева Л.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Сахалинская. Лист L-54-IV,V. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1972. 106 с.

Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. М.: Недра, 1971. 144 с.

Несмеянов С.А. Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977. 144 с.

Несмеянов С.А. Структурно-геоморфологический аспект совершенствования инженерно-геологических изысканий // Инж. геология. 1989. № 4. С. 102–114.

Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа: (Опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.

Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника // Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2001. Вып. 3. С. 126–129.

Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.

Несмеянов С.А., Артемов А.В., Воейкова О.А., Щукин Ю.К. Активные приповерхностные региональные тектонические разрывы на территории России // Геоэкология. 1995. № 5. С. 3–19.

Несмеянов С.А., Боголюбова Н.П., Воейкова О.А., Миндель И.Г. Активные разрывы и разрывный крип на горной части трассы магистрального трубопровода "Голубой поток" // Там же. 2003. № 5. С. 387–404.

Несмеянов С.А., Воейкова О.А. Неотектоника при сейсмическом микрорайонировании Южных Курил. // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. М.: РЭФИА, 1997. Вып. 2. С. 22–25.

Несмеянов С.А., Воейкова О.А. Проблемы изучения активных разрывов при инженерных изысканиях // Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2002. Вып. 4. С. 155–158.

Несмеянов С.А., Воейкова О.А. Разрывный крип на трассе магистрального трубопровода "Голубой по-

ток" // Оценка и управление природными рисками. М.: Изд-во РУДН, 2003_1. Т. 1. С. 190–194.

Несмеянов С.А., Воейкова О.А. Структурно-геоморфологические исследования при инженерных изысканиях // Инженерные изыскания в XXI в.: Материалы науч.-произв. конф. М.: ПНИИИС, 2003_2. С. 5.

Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России: (Опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.

Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инж. геология. 1992. № 2. С. 17–31.

Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФСНН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. М.: МЧС РФ: РАН, 1995. С. 95–100.

Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995. Специальный выпуск. Бюл. МЧС РФ. М.: Федерал. система сейсмол. наблюдений и прогноза землетрясений, 1995.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.

Никонов А.А. Активные разломы: Понятие и признаки выделения // Геоэкология. 1995_1. № 4. С. 16–27.

Никонов А.А. Современные вертикальные движения берегов на юге Дальнего Востока // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. Информационный бюллетень. Специальный выпуск. Федерал. система сейсмол. наблюдений и прогноза землетрясений, 1995_2. С. 205–207.

Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.И. Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

Осипов В.И., Макаров В.И., Несмеянов С.А. Основные направления инженерно-геотектонических исследований для обеспечения геодинамической и экологической безопасности при добыче, транспортировке и хранении природного газа // III Междунар. рабочее совещ. "Геодинамическая и экологическая безопасность при освоении месторождений газа, его транспортировке и хранении". СПб., 2001. С. 215–221.

Оскорбин Л.С., Поплавский А.А., Занюков В.Н. Ноглинское землетрясение 20 октября 1964 г. Южно-Сахалинск: ДВН, 1967. 86 с.

Павлов О.В., Зарубин Н.Е., Павленов В.А., Джурик В.И. Инженерно-сейсмологические условия строительства мостовых переходов в районах БАМа // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука, 1980.

Певнев А.К. Прогноз землетрясений – геодезические аспекты // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 12. С. 88–98.

Плешаков И.Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области // Сов. геология. 1938. Т. 8, № 6.

Поплавская Л.Н., Урбан Н.А., Воробьева Е.А. и др. Синегорское землетрясение 16 августа 1988 года (о. Сахалин). Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1989.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета по общей стратиграфической шкале четвертичной системы. Принято на расширенном заседании бюро МСК 2 февраля 1995 г. М., 1995.

Правила охраны сооружений и природных объектов от вредного влияния подземных горных выработок на угольных месторождениях. СПб.: ВНИМИ. 1998. 291 с.

Пушаровский Ю.М. О тектонике Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 12. С. 42–61.

Ратнер В.Я., Харахинов В.В. Разрывные нарушения Северного Сахалина и их влияние на распределение залежей нефти и газа // Закономерности образования и размещения залежей нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1978.

Ратновский И.И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине // Тр. ВНИТРИ, 1960. Вып. 146. 106 с.

Рекомендации по изучению разрывных и складчатых структур для сейсмического микрорайонирования / ПНИИИС. М.: Стройиздат, 1984. 20 с.

Рогожин Е.А. Тектоника очага зоны Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.

Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Бесстрашнов В.Н. и др. Сейсмотектоническая обстановка острова Сахалин // Изв. РАН Физика Земли. 2002. № 3. С. 35–44.

Рождественский В.С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор // ДАН СССР. 1969. Т. 187, № 1. С. 156–159.

Рождественский В.С. Сдвиги в восточном хребте полуострова Шмидта на Сахалине // Геология и геофизика. 1972. № 10.

Рождественский В.С. Сдвиги северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 1975. № 2. С. 85–97.

Рождественский В.С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин // ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 3. С. 678–680.

Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры о. Сахалин // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–11.

Рождественский В.С. О влиянии сдвигов на формирование структуры о. Сахалин // Геология и разведка. 1984. № 9.

Рождественский В.С. О происхождении ассоциации углеводородов и ртутного оруденения в зонах глубинных сдвигов Тихоокеанского подвижного пояса // Тихоокеан. геология. 1987_1. № 6. С. 12–22.

Рождественский В.С. Тектоническое развитие о. Сахалин // Там же. 1987_2, № 3. С. 42–51.

Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта на Сахалине // Там же. 1988. № 3.

Рождественский В.С. Роль сдвиговых дислокаций в формировании месторождений ртути и углеводородов Тихоокеанского подвижного пояса // ДАН СССР. 1991. Т. 321, № 5. С. 1038–1043.

Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.

Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 1. С. 80–109.

Рудич Е.М. О геологическом обосновании сейсмичности острова Сахалин // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. № 8.

Рудич Е.М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 659 с.

Рудич Е.М. Основные закономерности тектонического развития острова Сахалин // Геологич. и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 659 с.

Рудич Е.М., Скиба С.Н. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина // Вестн. МГУ. Сер. геол.-геогр. 1959. № 3.

Русаков Д.Ф. Поперечные разломы Сахалина // Изв. Сах. отд. ГО СССР. 1971. Вып. 2. С. 101–112.

Русаков Д.Ф., Мавринский Ю.С., Буртман В.Ш. О складчато-блоковой тектонике Сахалина // Вопросы нефтегазоносности Сахалина. Л.: ВНИГРИ, 1972. С. 77–92. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 306).

Саваренский А.С. Геоморфоогия южной части Хоккайдо-Сахалинской подводной окраины // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 65–75.

Сапрыгин С.М. Динамические системы сахалинских нефтяных месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 102 с.

Сапрыгин С.М., Василенко Н.Ф. Поддвиг Тихоокеанской плиты в 1978–1987 гг. // ДАН СССР. 1990. Т. 315, № 6. С. 1349–1352.

Саса Я. Плейстоценовые отложения в окрестностях г. Отомара на Южном Сахалине и местонахождение остатков мамонтов // J. Geol. Soc. Jap. 1937. Vol. 44, № 527.

Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 362 с.

Свиточ А.А., Воскресенская Т.Н., Алешинская З.В. и др. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Сахалина. М., 1988. 234 с. (Деп. ВИНИГИ, № 9068–1388).

Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977.

Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1968. 476 с.

Сейсмостойкость магистральных трубопроводов и специальных сооружений нефтяной и газовой промышленности. М.: Наука, 1980. 171 с.

Семенов Д.Ф., Есипатов Ю.М., Беспалый В.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Сахалинская. Лист L-54-X, XI. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1970, 106 с.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.

Сергеев К.Ф. О тектонической природе поднятия Западно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 75–83.

Сергеев К.Ф. Новые данные о характере взаимоотношений толщ позднемезозойских и кайнозойских отложений восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Макаровский район, о. Сахалин) // Там же. 1984. № 1. С. 99–104.

Сергеев К.Ф., Василенко Н.Ф., Сапрыгин С.М. Распространение глобальной волны тектонических напряжений в 1978–1983 гг. // ДАН СССР. 1989. Т. 307, № 5. С. 1091–1095.

Серебрякова Л.И., Кузнецов Ю.Г. Геодезия и прогноз землетрясений. Геодезия и картография. 2005. № 2. С. 9–18.

Сирык И.М., Федорченко В.И. Извержение Пугачевского грязевого вулкана на Сахалине осенью 1961 г. // Тр. СахКНИИ СО АН СССР. 1962. № 12.

Система обеспечения геодинамической и геоэкологической безопасности при проектировании и эксплуатации объектов ТЭК. СПб.: ВНИМИ, 2001. 86 с.

Смехов Е.М. Геологическое строение о. Сахалин и его нефтегазоносность М.; Л.: Гостоптехиздат, 1953. 322 с.

Снеговской С.С. Особенности осадконакопления и формирование шельфа Юго-Восточного Сахалина // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 4. С. 78–89.

СНиП 2.01.09–91. Здания и сооружения на подрабатываемых территориях и просадочных грунтах. М.:АПП ЦНТП, 1992. 33 с.

СНиП 2.02.01–83*. Основания зданий и сооружений / Минстрой России. М.: ГП ЦПП, 1995. 48 с.

СНиП II-7–81*. Строительство в сейсмических районах / Минстрой России. М.: ГПЦПП, 2000, 56 с.

СНиП 2.05.03.84. Мосты и трубы / Госстрой СССР. М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1985. 200 с.

СНиП 2.05.06–85*. Магистральные трубопроводы / Госстрой России. М.: ГП ЦПП, 1999. 60 с.

Соловьев В.В. К вопросу о тектонической схеме Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 12.

Соловьев В.В. Геоморфологическое строение о. Сахалин // Материалы ВСЕГЕИ. Н.С. 1961. Вып. 42, № 3.

Соловьев В.В. Основные черты геоморфологического строения Сихотэ-Алиня и Сахалина // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: (Материалы Всесоюз. совещ. по геоморфологии и неотектонике). Новосибирск: Наука, 1968_1. Т. 2.

Соловьев В.В. Новейшая тектоника о. Сахалин // Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968_2.

Соловьев В.В. Новейшая тектоника // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 33. Остров Сахалин: Геологическое описание. С. 342–354.

Соловьев В.В., Ганешин С.Г. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. М.: Недра, 1971. 160 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 172).

Соловьев С.Л., Туезов И.К., Васильев Б.И. и др. Строение залива Терпения о. Сахалин по материалам комплексных геофизических и геологических исследований // Геология и геофизика. 1974. № 12. С. 47–60.

Соловьев С.Л., Туезов И.К., Снеговской С.С. и др. Глубинное строение Охотоморского шельфа Центрального Сахалина // Там же. 1979. № 5. С. 104–116.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.

СП 11–104–97. Инженерно-геодезические изыскания для строительства / Госстрой России. М.: ПНИИИС Госстроя России, 1997. 77 с.

Стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина и Курильских островов, 1994 (схема № 6) // Постановление по стратиграфическим схемам палеогеновых и неогеновых отложений Корякского нагорья, Камчатки и Сахалина. М.: ГЕОС, 1998.

Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.

Стрельцов М.И. Разрывные нарушения и деформации земной поверхности в плейстосейстовой области Шихотанского землетрясения 4 октября 1994 г. // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией, т. 5. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 109–124.

Стрельцов М.И. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. на Сахалине. М.: Янус-К. 2005. 180 с.

Стрельцов М.И., Рождественский В.С. Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М., 1995. Вып. 2/3. С. 287–407.

Сычев М.П. Основные этапы геологического развития Охотского моря и прилегающих районов // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 3. С. 169–190.

Тахакаси Ч., Василенко Н., Кимата Ф. и др. Косейсмические деформации в северной части эпицентральной зоны Нефтегорского землетрясения 1995 г. по данным геофизических наблюдений // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень. Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Специальный выпуск. М., 1995. С. 123–128.

Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М., 2000.

Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования / А.С. Алешин, И.И. Бархатов, С.А. Несмеянов и др. М.: Наука, 1982. 135 с.

Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука. 2006. 130 с.

Терещенков А.А., Туезов И.К., Харахинов В.В. Земная кора Сахалина и окружающих акваторий // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 82–91.

Тихонов Н.И. Динамика сейсмического режима юга Сахалина // Геодинамика Тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 6. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 1997. С. 5–20.

Тихонович Н.И., Полевой П.И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина // Тр. Геол. ком. Н.С. СПб., 1915. Вып. 120.

Точилина С.В. Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 134 с.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 244 с.

Трифонов В.Г. Особенности развития активных разрывов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.

Тронов Ю.А., Харахинов В.В., Кононов В.Э., Пудиков Э.Г. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 45–52.

Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.

Уломов В.И. Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2/3. С. 6–26.

Урита Т., Мацумото Х. Зубы мамонта, найденные на Южном Сахалине // J. Geol. Soc. Jap. 1937. Vol. 44, № 524.

Уткин В.П. Сдвиговые деформации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.

Харахинов В.В. О региональных разрывных нарушениях Северного Сахалина // Изв. Сах. отд. ГО СССР. 1973. Вып. 4.

Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Кононов В.Э. и др. Основные черты тектоники дна Охотского моря // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Наука, 1979. С. 34–56.

Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 77–86.

Хведчук И.И., Ефременков А.Ф., Балабко Г.Ф. Современный структурный план и геологическое строение дна Татарского пролива // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток, 1981. С. 70–80.

Чемеков Ю.Ф. Стратиграфия антропогена Дальнего Востока // Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1961. Т. 2.

Четвертичная система. М.: Недра. Полутом 1. 1982. 443 с.; Полутом 2. 1984. 556 с. (Сер. Стратиграфия СССР).

Шельф Сахалина. М.: Недра, 1975. 192 с.

Шестоперов Г.С. Сейсмичность мостов. М.: Транспорт, 1984. 143 с.

Шестоперов Г.С. Основные требования к расчету мостов на сейсмичность: (Сов. и зарубеж. нормы). М.: ВПТИтрансстрой, 1989. 29 с.

Шестоперов Г.С., Лапшин Л.Л. Оценка амплитуд сейсмических разрывов на земной поверхности при проектировании мостов // Исследования сейсмичности мостов. М., 1990. С. 38–44.

Юнов А.Ю. Строение континентального и островного склонов северной части Японского моря и Татарского пролива // Морская геология и геофизика. Л.: Недра, 1971. Вып. 2.

Юнов А.Ю., Тихомиров В.М. Новые данные о геологическом строении Татарского пролива // ДАН СССР. 1968. Т. 180, № 5.

Besstrashnov V.M., Strom A.L. Traces of prehistoric earthquakes along the Hokkaido-Sakhalin fault, Northern Sakhalin // Proc. Eighth Intern. Congr. Intern. Assoc. for Engineering Geology and the Environment. Rotterdam; Brookfield: Balkema, 1998. P. 697–702.

International stratigraphic chart / Intern. Union of Geological Sciences. P.: UNESCO, 2000.

Kogan M.G., Bürgman R., Vasilenko N.F. et al. The 2000 M_w Uglegorsk earthquake and regional plate boundary deformation of Sakhalin from geodetic data // Geophys. Res. 2003. Vol. 30, № 3 (1102). P. 2-1–2-4.

Shimamoto T., Watanabe M., Suzuki Y. et al. Surface faults and damage associated whiz the 1995 Neftegorsk earthquake // J. Geol. Soc. Jap. 1996. Vol. 102, № 10. P. 894–907.

Tsutsumi H., Kozhurin A.I., Streltsov M.I. et al. Active faults and palaeseismology in northeastern Sakhalin // J. Geogr. 2000. Vol. 109. № 2. P. 294–301.

Yamamoto H. The geologic structure and sedimentary basin of northern part of Hokkaido Island // J. Jap. Assoc. Petrol. Technol. 1979. Vol. 44. P. 28–35.

Yamamoto H. Geological framawork and sedimentary process in south-western margin of the Okchotsk Sea // J. Geol. Soc. Jap. 1983. Vol. 89. P. 15–29.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3

Глава 1. История и методика исследований 4

1.1. Основные этапы неотектонических исследований 4
1.2. Представления о возрастном объеме и подразделениях новейшего этапа геологического развития Сахалина 5
1.3. Основные черты методики неоструктурного районирования 6
а. Возрастное расчленение рельефа 7
б. Неоструктурное районирование 7
в. Выявление активных структур 8
1.4. Проблемы и основные черты методики изучения активных разрывов при инженерных изысканиях для строительства 8
а. Существующие представления 8
б. Активность криповых разрывных смещений и уклонов в инженерных изысканиях 9
в. Характеристика средних скоростей разрывных смещений 10
г. Анализ тенденций изменения средних скоростей разрывных смещений 10
д. Оценка современной активности разрывных смещений 10

Глава 2. Возрастное расчленение рельефа и этапность новейшего орогенеза 12

2.1. Сеть геоморфологических профилей 12
2.2. Полигенетические денудационные приводораздельные геоморфологические уровни 13
2.3. Четвертичные отложения и террасовые ряды 16
а. Отложения бассейнового генетического комплекса 16
б. Материалы по морскому и аллювиальному террасовым рядам 18
2.4. Этапность новейшего развития Южного Сахалина 28
а. Общая характеристика этапности новейшего развития Сахалина .. 29
б. Об абсолютной датировке основных этапов новейшего развития Сахалина 30

Глава 3. Основные черты неотектонического районирования Сахалинского блока 35

3.1. Вопросы терминологии 35
3.2. Сегментация и расположение региональных структурных элементов 36
3.3. Краткая характеристика региональных позднеорогенных структур .. 37
а. Шмидтовское мегаподнятие 39
б. Северосахалинская система слабо выраженных в рельефе инверсионных структур 39
в. Западносахалинско-Камуикотанская гряда мегасводов 39
г. Восточносахалинское блоковое мегаподнятие 40
д. Тымь-Поронайская мегавпадина 40
е. Сусунайско-Тонинское блоковое мегаподнятие 40
ж. Аниво-Сусунайская мегавпадина 41
3.4. Основные закономерности позднеорогенной тектоники 41

Глава 4. Иерархия и региональные особенности локальных блоковых и складчатых структур 43

4.1. Общие черты типизации и иерархического соподчинения структур 43
4.2. Южносахалинский сегмент 49
а. Южнокамышовое мегаподнятие 50
б. Аниво-Сусунайская мегавпадина 51
в. Сусунайско-Тонинское блоковое мегаподнятие 52
г. Ограничивающая Южносахалинский сегмент с севера Поясковая седловина 52

4.3. Центральносахалинский сегмент 53
а. Центральнокамышовое мегаподнятие 53
б. Тымь-Поронайская мегавпадина 58
в. Восточносахалинское мегаподнятие 63
4.4. Северосахалинский сегмент 67
4.5. Шмидтовский сегмент 74

Глава 5. Разрывные нарушения 75
5.1. Характеристика блоковых сочленений 75
а. Типизация блоковых сочленений 75
б. Материалы тренчинга сейсмотектонических дислокаций 75
5.2. Распространение приповерхностных разрывов 77
а. Южнокамышовое мегаподнятие 77
б. Центральнокамышовое мегаподнятие 78
в. Аниво-Сусунайская мегавпадина 78
г. Тымь-Поронайская мегавпадина 78
д. Сусунайско-Тонинское мегаподнятие 78
е. Восточносахалинское мегаподнятие 78
ж. Северосахалинская область 79
з. Шмидтовское мегаподнятие 79
5.3. Региональные шовные зоны (постановка проблемы) 79
а. Основные существующие представления 79
б. Краткая итоговая характеристика основных шовных зон 81

Глава 6. Современная активность новейших разрывов 82
6.1. Геолого-геоморфологические материалы 82
а. Определение поэтапных смещений 82
б. Характеристика средних скоростей разрывных смещений 103
в. Анализ тенденций изменения средних скоростей разрывных смещений 104
г. Расчет "приведенных" скоростей и суммарных разрывных смещений за срок службы инженерного сооружения 105
6.2. Геодезические материалы по современным движениям 106
а. Данные региональной нивелирной сети 106
б. Наблюдения на геодинамических полигонах 114
в. Космогеодезические измерения 118
6.3. Суммарная оценка современной криповой и сейсмогенной активности разрывов 119
а. Данные региональной нивелирной сети 119
б. Современные горизонтальные тектонические движения на геодинамических полигонах 119
в. Современные вертикальные тектонические движения земной поверхности на геодинамических полигонах в зоне Центральносахалинского разлома 121
г. Общий характер тектонических смещений на геодинамических полигонах 125
д. Результаты трансрегиональных космогеодезических измерений ... 125
е. Геодезические материалы о связи современных тектонических движений с сейсмичностью 126
ж.Соотношение геолого-геоморфологических и геодезических материалов по современным тектоническим движениям 131

Глава 7. Характеристика тектонических условий строительства и опасности разрывного крипа 132
7.1. Типовое градостроительство в сложных тектонических условиях 134
7.2. Атомные станции 135
7.3. Мосты и мостовые переходы 136
7.4. Магистральные трубопроводы 136
7.5. Районы разработки месторождений 138
7.6. Методика использования результатов картирования и оценки активности разрывов. 139

Глава 8. Шовные зоны и строение современного Сахалинского блока 140
8.1. Строение шельфового обрамления Сахалина 140
а. Татарский пролив 142
б. Северосахалинский шельф 147

в. Южносахалинский шельф 147
г. Залив Анива 149
д. Залив Терпения 150
е. Восточносахалинский шельф 152
8.2. Основные шовные зоны. 155
8.3. Общие черты строения Сахалинского блока 162
8.4. Некоторые структурные сопоставления и аналогии 163
а. Аналогии в новейшем строении и развитии 163
б. Структурные сопоставления для уточнения природы Шмидтовского сегмента 167
8.5. О природе Северосахалинского сегмента 169
8.6. Сахалинский блок в системе смежных структур 169
а. Связь складчатых и разрывных структур Сахалина и Хоккайдо 170
б. Предположение о ведущей роли сдвигов в новейшей тектонике Сахалина 170
в. Расположение границ литосферных плит 172

Заключение 173

1. Проблемы, основные направления и методика неоструктурного районирования и изучения активных разрывов при инженерных изысканиях для строительства 173
2. Возрастное расчленение рельефа и этапность новейшего орогенеза 173
3. Неотектоническое районирование 174
4. Криповая активность новейших разрывов 174
5. Сейсмотектоническая активность разрывов 175
6. Опасность активных разрывов для разных типов инженерных сооружений 175

Литература 176

Научное издание

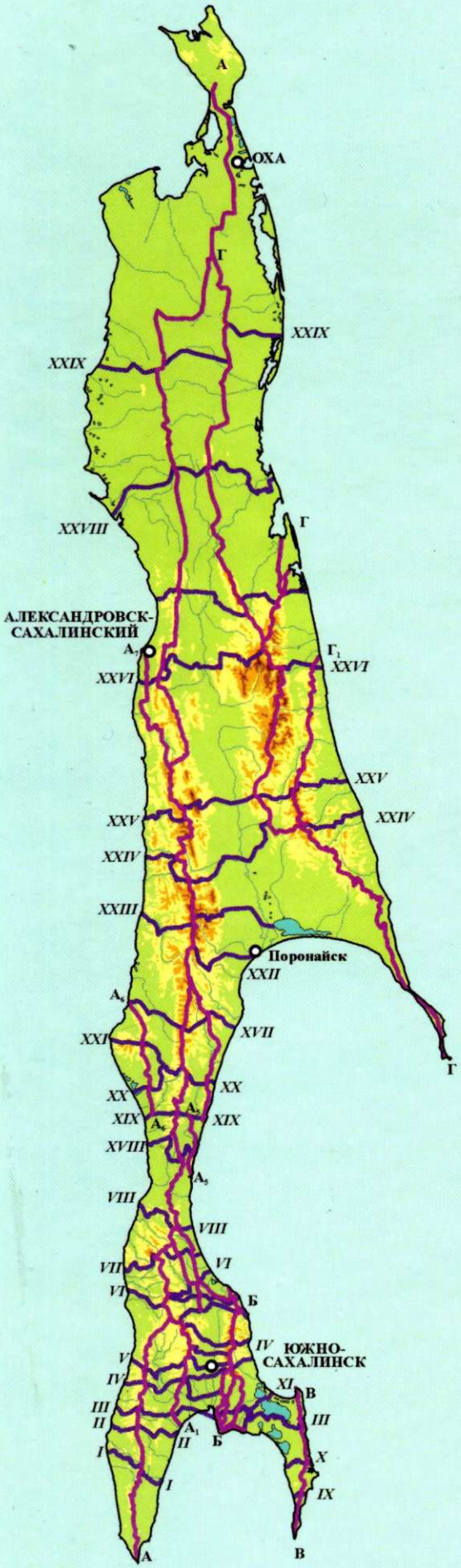
Воейкова Ольга Алексеевна
Несмеянов Сергей Алексеевич
Серебрякова Лидия Ивановна

НЕОТЕКТОНИКА И АКТИВНЫЕ РАЗРЫВЫ САХАЛИНА

Утверждено к печати
Ученым советом
Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева
РАН

Зав. редакцией *М.В. Грачева*
Редактор *И.С. Власов*
Художник *Е.А. Шевейко*
Художественный редактор *Ю.И. Духовская*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректоры *З.Д. Алексеева, Г.В. Дубовицкая*

Иллюстрации изготовлены О.А. Воейковой





Воейкова Ольга Алексеевна – геолог, геоморфолог, старший научный сотрудник Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, автор более 30 публикаций, в том числе двух монографий.



Несмеянов Сергей Алексеевич – геолог, геоморфолог, главный научный сотрудник Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, доктор геолого-минералогических наук, автор более 200 публикаций, в том числе 20 монографий.



Серебрякова Лидия Ивановна – геодезист, старший научный сотрудник ЦНИИГАиК, кандидат технических наук, автор более 30 публикаций, в том числе двух монографий.

НАУКА

ISBN 978-5-02-034107-4