

УДК 551.242.11(571.64)

ДЕФОРМАЦИИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

© 2012 г. В. В. Голозубов¹, С. А. Касаткин¹, В. М. Гранник², А. Е. Нечаюк¹¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, 690022, пр. 100-летия Владивостока, д. 159² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, 693022, ул. Науки, д. 1Б

Поступила в редакцию 27.04.2011 г.

В течение альба, позднего мела, палеогена и неогена накопление мощной (до 17 тыс. м) толщи терригенных, в значительно меньшей мере вулканогенных образований Западно-Сахалинского террейна происходило с перерывами, но без следов каких-либо тектонических перестроек в пределах палеобассейна, ограниченного с запада и востока Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской системами разломов. Интенсивность прогибания палеобассейна нарастала и достигла максимума в позднем миоцене и плиоцене. Современная структура террейна начала формироваться в плейстоцене и продолжает формироваться до настоящего времени в ходе локальной инверсии в обстановке доминирования ориентированного в ВСВ (до широтного, 60°–90°) направления регионального сжатия. На отдельных участках Южного Сахалина установлены также следы сжатия, которое ориентировано с юго-востока на северо-запад и которое является, по-видимому, результатом давления со стороны субдуцирующей под Курило-Камчатскую дугу Тихоокеанской плиты. Реализация двух, по сути, конкурирующих направлений сжатия происходила и происходит в пределах одного региона практически одновременно.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологического строения о. Сахалин с его многочисленными месторождениями угля, нефти и газа проводится уже более 100 лет, в южной части острова до 1945 года японскими, а после войны – российскими специалистами. К настоящему времени территория острова покрыта высококачественными геологическими съемками масштаба 1 : 200 000, а на ряде ключевых участков – и 1 : 50 000. Изданы также несколько поколений геологических карт острова масштаба 1 : 1 000 000, на которых отражена, в частности, важная роль систем разломов субмеридионального простирания в распределении широко распространенных на острове кайнозойских образований. Выделяется три главных системы такого рода разломов, ориентированных вдоль простирания острова – Западно-Сахалинская, Тымь-Поронайская (Центрально-Сахалинская) и Восточно-Сахалинская [14, 15 и др.]. Эти системы разломов активны до настоящего времени, они разграничивают главные геоморфологические домены острова. Так, Западно-Сахалинская и Тымь-Поронайская системы разломов отделяют Западно-Сахалинские горы от бассейнов Татарского пролива на западе и от Центрально-Сахалинской низменности на востоке (рис. 1). Отдельные разломы Восточно-Сахалинской системы отделяют одноименные горы как от Центрально-Сахалинской низменности, так и от структур акватории Охотского моря [15, 21].

Морфология перечисленных систем разломов в той или иной мере изучена геологическими и геофизическими (в первую очередь, сейсморазведочными) методами, особенно на участках, где проводились поисковые работы на нефть и уголь с применением буровых работ. Представления же о характере перемещений вдоль этих разломов неоднократно менялись. Так, первые исследователи Сахалина рассматривали Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы горстами, а Центрально-Сахалинскую низменность – грабнем [19]. В дальнейшем доминировали представления о складчато-надвиговом строении о. Сахалин, обусловленном перемещениями геомасс в широтном направлении [17 и др.]. Работами В.С. Рождественского [14, 15] впервые доказана важная роль правосдвиговых перемещений вдоль систем разломов меридионального простирания о. Сахалин. Эти перемещения происходили в обстановке сжатия в направлении ЮЗ–СВ. Наиболее четко правые сдвиги фиксируются в пределах Восточного Сахалина, где ими смещены мезозойские и кайнозойские структуры, ориентированные в СЗ направлении [14]. Для отдельных разломов были установлены амплитуды правосторонних перемещений до нескольких десятков километров. Кроме того, В.С. Рождественским также впервые показано, что в позднем кайнозое в результате изменения направления регионального сжатия от СВ до широтного сдвиги меридионального простирания частью трансформировались во взбросы и на-

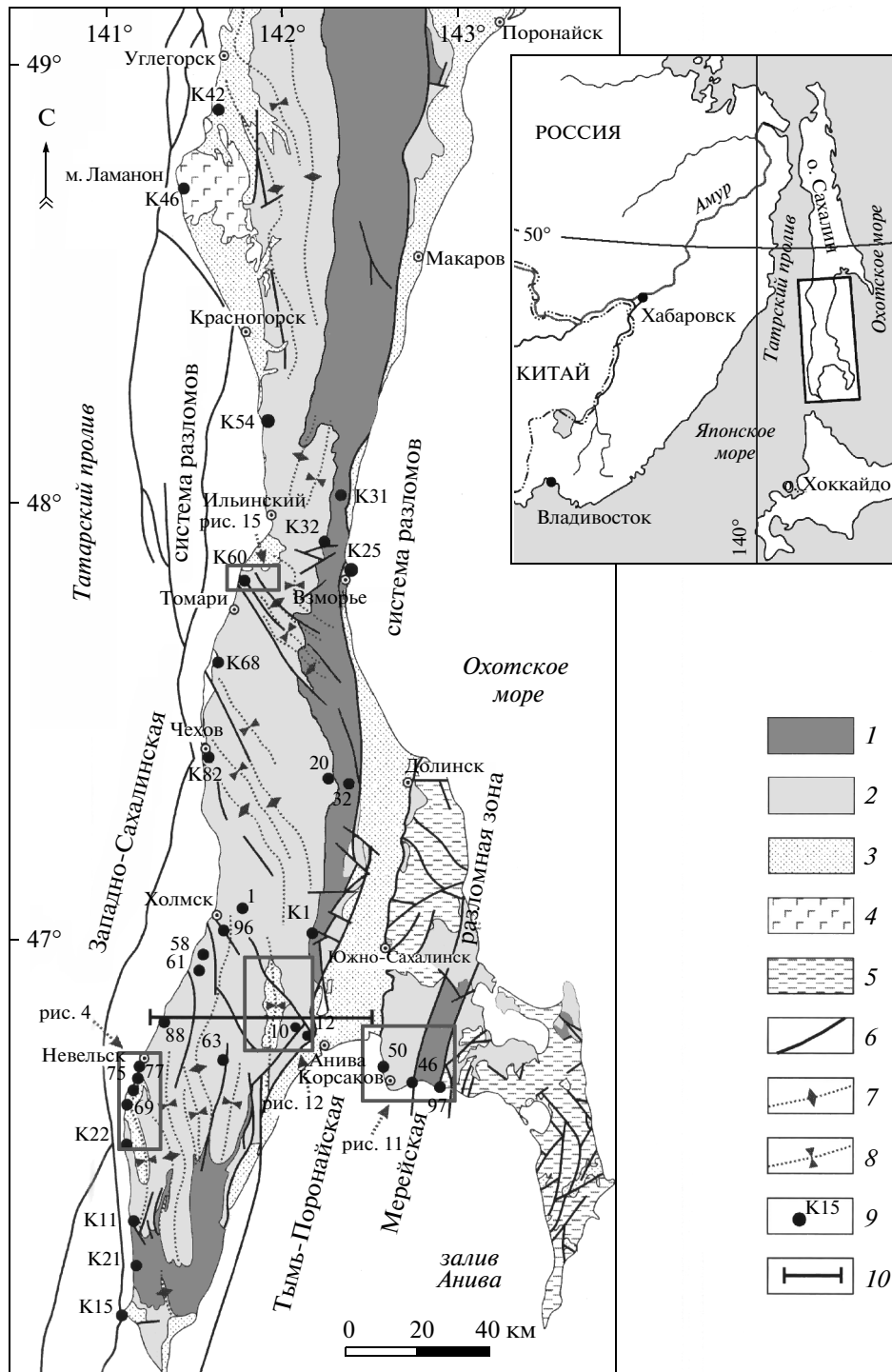


Рис. 1. Схема расположения основных структур Южного Сахалина. Составлена с использованием данных [21]

1 – альбские и верхнемеловые терригенные, частью туфово-терригенные образования; 2 – палеоцен-миоценовые терригенные, реже вулканогенные образования; 3 – миоцен-четвертичные терригенные образования; 4 – плиоценовые базальты; 5 – меловые и палеоцен-эоценовые аккреционные комплексы Сусунайского, Тонино-Анивского и Озерского террейнов; 6 – разломы; 7 – оси антиклиналей; 8 – оси синклиналей; 9 – точки структурно-тектонических наблюдений и их номера; 10 – линия разреза (см. рис. 2)

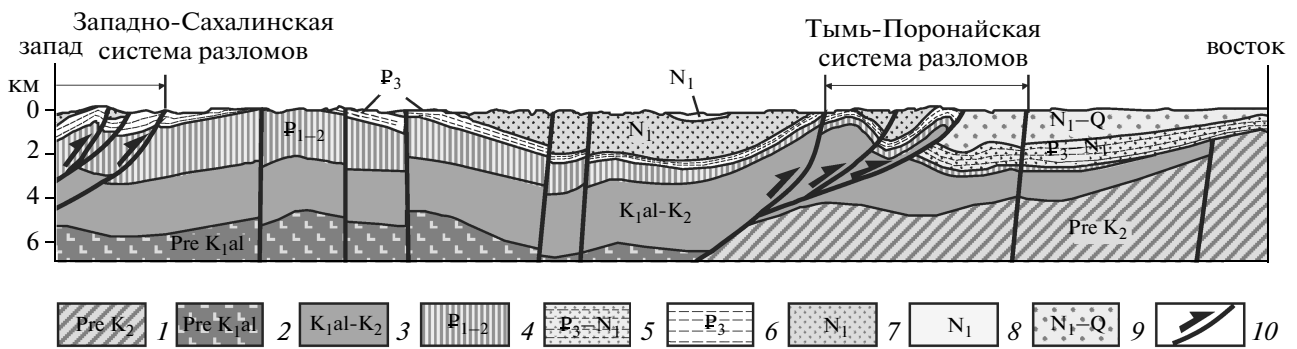


Рис. 2. Разрез вкрест структур Южного Сахалина. Составлен О.В. Веселовым (ИМГиГ) и Н.П. Ворониным (Дальинформгеоцентр) с учетом интерпретации данных сейсмо- и гравиразведки, публикуется с разрешения авторов. Расположение см. на рис. 1

1 – доверхнемеловые образования Сусунайского террейна; 2 – доальбские образования Западно-Сахалинского террейна; 3 – альбские и верхнемеловые отложения (айская, найбинская, быковская и красноярковская свиты); 4 – верхний палеоцен–эоценовые отложения (снежинкинская, такарадайская и аракайская свиты); 5 – олигоцен–нижнемиоценовые отложения (холмская и невельская свиты нерасчлененные); 6 – олигоценовые отложения (холмская свита); 7, 8 – миоценовые отложения курасийской (7) и невельской (8) свит; 9 – верхний миоцен–четвертичные отложения (маруямская свита); 10 – разломы; стрелками обозначены направления перемещения блоков

двиги (рис. 2), а частью были погребены под толщами плиоцен–четвертичных образований [15].

Выводы В.С. Рождественского нашли полное подтверждение при более поздних исследованиях кайнозойской тектоники о. Сахалин [24] и легли в основу модели формирования впадин Японского моря в процессе содвигового растяжения при крупномасштабных правосторонних перемещениях вдоль Хоккайдо–Сахалинской и Цусимской систем сдвигов [26, 28].

Ряд исследователей, однако, считают, что вдоль разломов меридионального и север–северо–восточного простирания на о. Сахалин в кайнозойе доминировали левосторонние перемещения [20], и для этого есть некоторые основания. Следы этих перемещений установлены, в частности, вдоль выделенной А.Э. Жаровым [8] Мерейской шовной зоны ССВ простирания восточнее г. Корсаков. Соответственно, следует предполагать, что во время этих скольжений преобладало сжатие в направлении ЮВ–СЗ, то есть практически поперек направлению сжатия, господствовавшего, по данным В.С. Рождественского, в эоцен–миоценовое время. Ситуация, таким образом, значительно осложняется – на различных участках о. Сахалин реализовывались конкурировавшие друг с другом различные направления сжатия.

Целью исследований, результаты которых изложены в предлагаемой статье, являлась проверка предположений о характере и интенсивности кайнозойских деформаций путем изучения видимых в рамках обнажений складчатых и разрывных структур, проявленных в породах разного состава и возраста. Район изучения – южная часть Западно–Сахалинского террейна от широты г. Углегорска на севере до мыса Кузнецова на юге (см. рис. 1). Здесь

обнажены в разной степени дислоцированные и хорошо датированные разрезы позднего мела и кайнозойе. Объектами исследования являлись обнажения в придорожных выемках, вдоль морского побережья Татарского пролива и залива Анива, а также вдоль впадающих в Татарский пролив и в Охотское море рек и ручьев. Одно из направлений исследований – выявление ориентировок палеострессов, обусловивших характер дислокаций в пределах Западно–Сахалинского террейна. Основным методом изучения стиля деформаций разновозрастных образований, являлся анализ геологических карт, а также массовые замеры пространственной ориентировки структурных (слоистость, разрывы) и кинематических (штрихи скольжения) элементов с определением, по возможности, типа перемещения. Как показывает опыт, информацию о характере перемещений блоков вдоль разломов вероятнее получить не на участках непосредственной дислокации, зачастую представленных бесструктурной тектонической глиной и очень редко наблюдаемых в обнажениях, а в прилегающих к этим участкам зонах динамического влияния разломов, занимающих значительно большее пространство, где доступна для изучения сеть разрывов разного масштаба, отражающих деформации вдоль главного сместителя. Кроме того, замерялись ориентировки трещин отрыва, выполненных кварцевым или карбонатным материалом, а также субвулканическими телами кислого, среднего и основного состава. Результаты наблюдений выносились на круговые диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) в виде изолиний плотности полюсов слоистости и разрывов. Для некоторых объектов составлялись также розы–диаграммы простираний сдвигов с достоверно установленными (по аккреционным

и коренным ступеням) типами смещений. Направления палеострессов определялись с учетом структурных парагенезисов — они ориентированы поперек складчатых, взбросовых и надвиговых структур и вдоль структур растяжения (трещин отрыва). Для сдвигов, к которым отнесены преимущественно крутопадающие (более 60°) разломы со штриховками скольжения, погружающимися под углами менее 30° , принималось направление сжатия, ориентированное в плане под углами 30° – 45° относительно простирания сместителей [22]. Для разрывов с косыми перемещениями блоков (штрихи скольжения погружаются под углами 30° – 60°) ориентировка сжатия (в плане) определялась в промежутках между ориентировками сжатия для сдвиговой и сбросовой (взбросовой) компонентов смещения.

Стратиграфия и фации

Западно-Сахалинский террейн образован слагающими одноименные горы терригенными, в значительно меньшей мере вулканогенными породами мела и кайнозоя общей мощностью до 17000 м, причем кайнозойские породы района исследований залегают на меловых хотя и с размывом, но без углового несогласия. Границами террейна являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов. Разломы Западно-Сахалинской системы, прослеженные, главным образом, в прилегающей к острову шельфовой части, отделяют область активно воздымающихся, порою интенсивно дислоцированных пород террейна от расположенных западнее в различной степени погруженных, но практически не деформированных также кайнозойских структур Татарского пролива [3]. Восточнее Тымь-Поронайской системы разломов кайнозойские терригенные комплексы распространены не так равномерно (до выклинивания отдельных возрастных уровней) и в иных фациях, они с угловым несогласием перекрывают докайнозойский фундамент различными своими горизонтами [4]. Можно предполагать, таким образом, что поздне меловые и кайнозойские образования террейна накапливались в пределах одного палеобассейна, вытянутого в меридиональном направлении на расстояние (с учетом продолжений на о. Хоккайдо) не менее, чем на 1100 км при ширине до 100 км.

Меловые отложения общей мощностью около 4900 м образуют восточную, непосредственно примыкающую к Тымь-Поронайской системе разломов часть террейна. Нижняя, альб-кампанская часть разреза (айская, найбинская и быковская свиты) мощностью до 4000 м представлена морскими терригенными породами (алевролитами, в меньшей мере — песчаниками), образовавшимися за счет перемива сиалической суши, без

влияния вулканизма [11]. Кампан-маастрихтская красноярковская свита (до 900 м) образована также морскими терригенными, часто вулканокластическими породами, чередующимися с горизонтами туфов андезитов и дацитов [11].

Кайнозойские отложения образуют западную, примыкающую к побережью Татарского пролива часть террейна. В Углегорско-Чеховском районе в их составе выделены палеоцен-эоценовая западно-камышовая серия (снежинкинская, краснопольевская и такарадайская свиты), олигоцен-нижнемиоценовая сергеевская серия (аракайская, холмская и чеховская свиты) и нижнемиоцен-плиоценовая макаровская серия (верхнедуйская, аусинская, курасийская и маруямская свиты). С небольшими вариациями эти серии и свиты прослежены и южнее, в Холмско-Невельском районе [4]. Ниже приведена краткая характеристика этих подразделений, составленная с использованием данных [4].

Снежинкинская свита (палеоцен — средний эоцен, до 1200 м) в основании содержит горизонт конгломератов, чередующихся с гравелитами и с гравелистыми песчаниками. Выше залегают континентальные угленосные терригенные отложения — алевролиты и песчаники, нередко в ритмичном чередовании, с многочисленными прослоями каменного угля. Севернее изученного района, в районе г. Александровск, третичные породы залегают на верхнемеловых с размывом и угловым несогласием [3]. В районе г. Углегорска и южнее базальные грубообломочные породы свиты перекрывают кампан-маастрихтскую красноярковскую свиту с размывом, но без следов сколько-нибудь выраженного углового несогласия. *Краснопольевская свита* (средний эоцен, до 1100 м) образована также обычно ритмично чередующимися терригенными породами — песчаниками и алевролитами, в меньшей степени, — гравелитами и конгломератами, которые накапливались, судя по многочисленным остаткам устричных банок, уже в обстановке верхнего шельфа. В Холмско-Невельском районе снежинкинской и краснопольевской свитам соответствует *найбутинская свита*, образованная континентальными угленосными терригенными образованиями мощностью до 1150 м, то есть в южном направлении имеет место почти двукратное сокращение мощностей палеоцен-среднеэоценовых отложений.

Такарадайская свита (верхний эоцен, 500–850 м) представляет собой достаточно монотонную морскую алевролит-аргиллитовую толщу, местами с редкими прослоями песчаников. Образующая нижнюю часть сергеевской серии *аракайская свита* (олигоцен, 800–900 м) трансгрессивно (в основании — горизонт конгломератов мощностью до 4 м), но без углового несогласия перекрывает

такарадайскую свиту. Сложена агломератовыми и псефитовыми туфами андезибазальтов, сменяющимися как в разрезе, так и по латерали туффитами и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. Последние нередко образуют пачки мощностью до 250 м. *Холмская свита* (поздний олигоцен, 800–1300 м) образована однородными кремнистыми алевролитами с прослоями туффитов, редко – туфов. В отличие от других палеогеновых свит района холмская местами прослеживается и восточнее Тымь-Поронайской системы разломов, в частности, образует восточное побережье бухты Лососей у г. Корсаков. *Чеховская свита* (ранний миоцен, до 600 м) в Углегорско-Чеховском районе представлена потоками базальтов, а также пачками агломератовых и псефитовых туфов базальтов, чередующихся (или сменяющиеся по латерали) с туффитами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. Южнее, в Холмско-Невельском районе, вулканы чеховской свиты полностью или частично фашиально замещаются *невельской свитой* (до 1500 м), образованной флишевым переслаиванием вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами лахаровых брекчий, насыщенных обломками и глыбами базальтов. В подошвах ритмов нередко отмечены туфы и туффиты. В основании – пачка грубого чередования туфов, туффитов (от псефитовых до псаммитовых) и алевролитов мощностью до 150 м.

Залегающая в основании макаровской серии *верхнедуйская свита* (ранний миоцен), трансгрессивно, участками с базальными конгломератами, перекрывает подстилающие отложения и представлена континентальными (с горизонтами прибрежно-морских) угленосными отложениями. В Углегорско-Чеховском районе ее мощность достигает 1100 м, южнее наблюдается достаточно резкое уменьшение ее мощности до 200 м. *Аусинская и курасийская свиты* (средний и поздний миоцен, до 2450 м) сложены морскими отложениями преимущественно алевролит-аргиллитового состава. На отдельных участках курасийская свита с угловым несогласием и с базальными конгломератами залегает на нижележащих образованиях, в том числе – на различных горизонтах холмской свиты. *Маруямская свита* (поздний миоцен – плиоцен, до 2500 м) представляет собой толщу песчаников, а также пачек часто чередующихся песчаников и алевролитов с линзами гравелитов и конгломератов. На полуострове Ламанон возрастным аналогом верхней части маруямской свиты является *орловская свита* (до 600 м), представленная потоками базальтов, горизонтами их туфов (агломератовых, лапиллевых и псаммитовых) и туффитов. Для этих базальтов имеются К-Аг датировки 4 ± 0.3 и 4.7 ± 0.2 млн. лет [13]. В кровле видимого разреза – потоки андезитов.

Скорости седиментации. Суммарная мощность меловых (от позднего альба по маастрихт включительно, около 40 млн. лет) терригенных отложений составляет около 4900 м, что определяет среднюю скорость накопления около 120 м/млн. лет, т.е. седиментация относится к разряду лавинной [10]. Мощность отложений, накопившихся за период времени от верхнего палеоцена до конца плиоцена (около 58 млн. лет) в Углегорско-Чеховском районе составляет 10–12 тыс. м., т.е. здесь средняя скорость седиментации превышала 200 м/млн. лет. На графиках распределения скоростей седиментации в отдельные отрезки кайнозойского времени (рис. 3) отчетливо видно, что эти скорости нарастают от 50 до 460 м/млн. лет, при этом максимальные установлены для позднего миоцена и плиоцена, периода накопления маруямской свиты. В целом же на графике выделяется серия ступеней, отражающих, по-видимому, нарастание интенсивности прогибания палеобассейна. Так, в позднем палеоцене – среднем эоцене скорость седиментации составляла 60–100 м/млн. лет, в позднем эоцене – раннем миоцене – 150–250 м/млн. лет, а со второй половины раннего миоцена до конца плиоцена скорости нарастают от 300 до 460 м/млн. лет. Эпизоды резкого увеличения скорости прогибания палеобассейна соответствуют, очевидно, импульсам тектонических перемещений вдоль систем разломов, контролировавших границы палеобассейна. Сразу же отметим, что один из импульсов, датируемый 16–20 млн. лет, приблизительно соответствует главной фазе раскрытия Японского моря, установленной по палеомагнитным и палеоботаническим данным (15–17 млн. лет назад, [12, 29]). Отметим также, что максимальные скорости лавинной седиментации, определяющие положение депоцентра палеобассейна, установлены в Углегорско-Чеховском районе, а в расположенных севернее и южнее Александровском и Холмско-Невельском районах эти скорости значительно ниже, но также остаются высокими (см. рис. 3).

Реконструкция палеострессов

Пликвативные дислокации района хорошо изучены предшественниками в процессе геологических работ с использованием данных дешифрирования аэрофотоснимков и интерпретации геофизических материалов. Наиболее древние, позднемиеловые породы прослежены непрерывной полосой вдоль восточной границы Западно-Сахалинского террейна. Западнее, вплоть до побережья Татарского пролива обнажены кайнозойские толщи, смятые в серию относительно просто построенных синклиналей и антиклиналей ССЗ и меридионального простирания (см. рис. 1, 2). ССЗ ориентировки осей складок наблюдаются в приосевой части террейна, а по мере

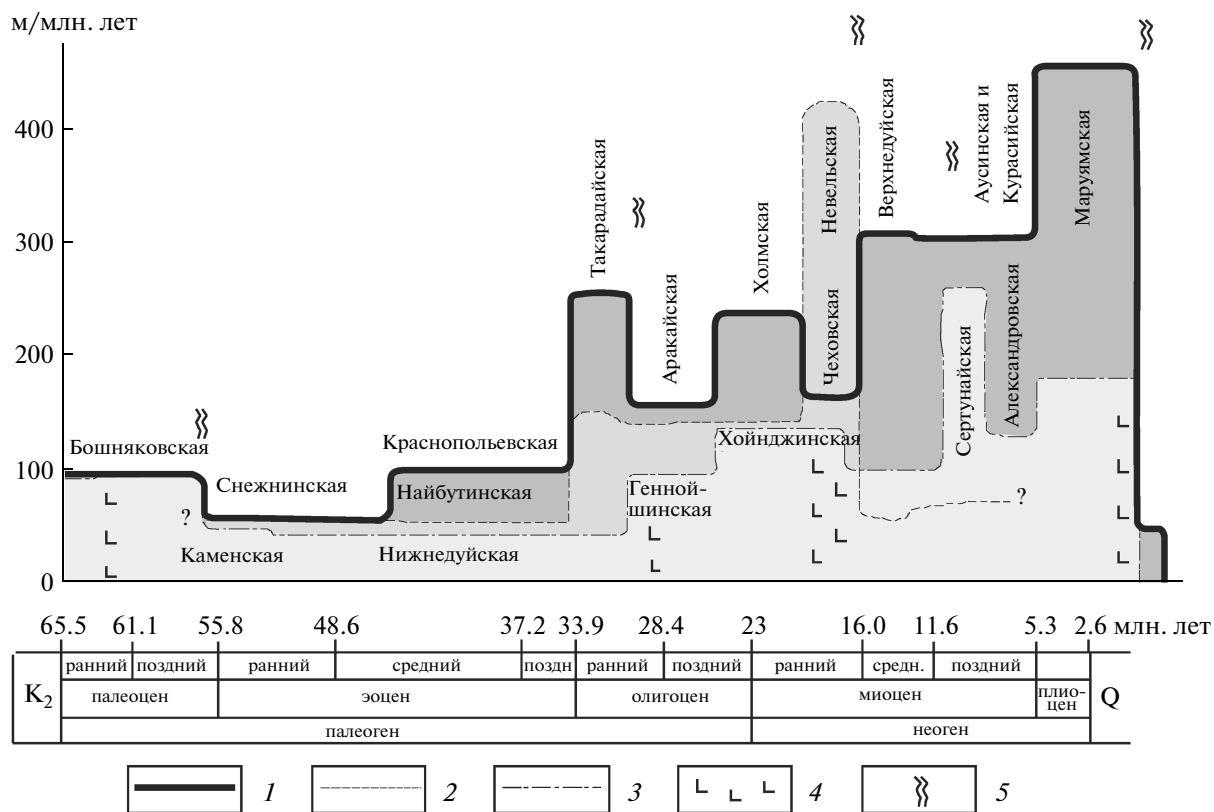


Рис. 3. Скорости седиментации меловых и кайнозойских образований в южной части Западно-Сахалинского террейна. Временная шкала по оси X – по [25]

1–3 – графики скоростей седиментации в Углегорско-Чеховском (1), Холмско-Невельском (2) и Александровском (3) районах; 4 – проявления конседиментационного вулканизма; 5 – внутривассейновые несогласия

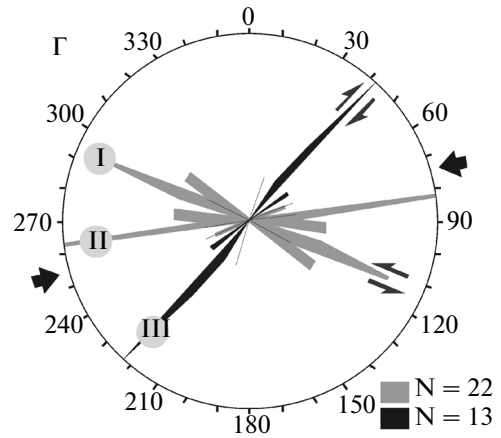
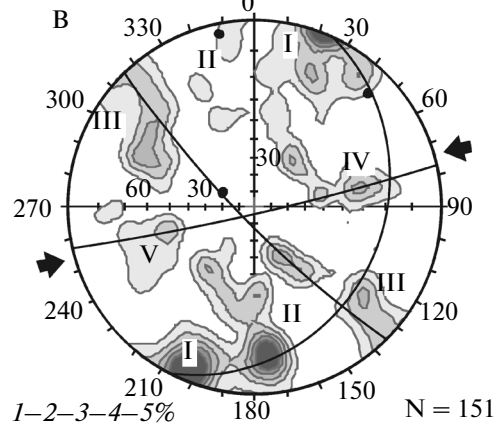
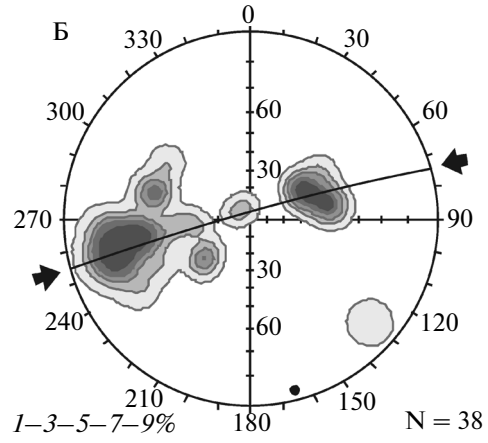
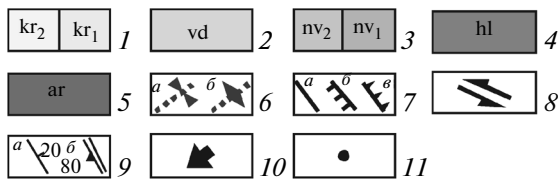
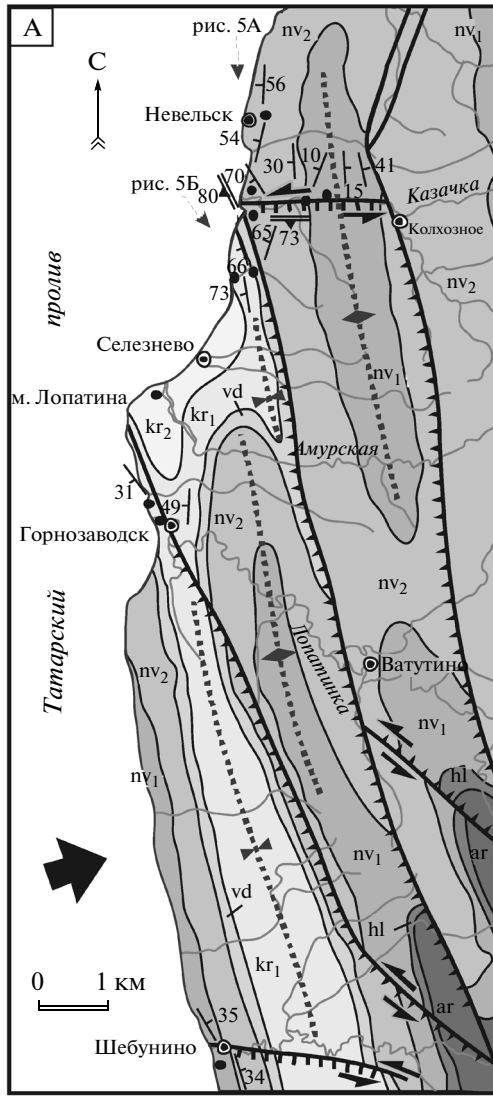
приближения к западной и восточной его разломным границам слои приобретают меридиональное простирание. Можно говорить, таким образом, о том, что при складкообразовании, в первом приближении, преобладали ВСВ (до широтного) направления регионального сжатия. Углы падения крыльев складок редко превышают 30° – 40° , а в приосевых частях синклиналей нередко наблюдаются близкие к горизонтальным залегания. На этом фоне выделяются участки весьма интенсив-

ных дислокаций в зонах влияния как Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской систем разломов, так и ряда разломов меридионального и СЗ простирания, пересекающих приосевую часть террейна. В этих зонах слои приобретают крутые (до вертикальных) падения, иногда наблюдаются опрокинутые и лежащие микроскладки. Примером может служить изученная нами “зона крутых залеганий” (термин В.С. Рождественского [16])

Рис. 4. Геолого-структурная схема района г. Невельск (А, с использованием [8]), диаграммы ориентировок слоистости (Б), разрывов (В), роза-диаграмма левых (серое) и правых (черное) сдвигов (Г) и схема структурных парагенезисов (Д). Положение района см. на рис. 1

1 – верхнемиоценовая курасийская свита: нижняя подсвита (kg_1) – кремнистые аргиллиты, опоки и верхняя подсвита (kg_2) – песчаники с прослоями алевролитов; 2 – среднемиоценовая верхнедуйская свита (vd) – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, пласты каменного угля; 3 – нижнемиоценовая невельская свита: нижняя подсвита (nv_1) – песчаники с прослоями алевролитов и верхняя подсвита (nv_2) – переслаивание песчаников и алевролитов; 4 – олигоцен-нижнемиоценовая холмская свита (hl) – алевролиты с прослоями песчаников; 5 – эоцен-олигоценная аракайская свита (ar) – песчаники с прослоями туфов базальтов; 6 – оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 7 – разломы (а), в том числе – с предполагаемыми сбросовыми (б) и взбросовыми (в) компонентами перемещений; 8 – направления горизонтальных перемещений; 9 – ориентировки слоистости (а) и сместителей разломов (б); 10 – направление сжатия; 11 – точки структурных наблюдений, результаты которых сведены на прилагаемых диаграммах.

На диаграммах в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности в процентах, экваторы поясов разрывов и слоистости (дуги больших кругов) и их оси (точки). Римскими цифрами обозначены системы разрывов. N – количество замеров



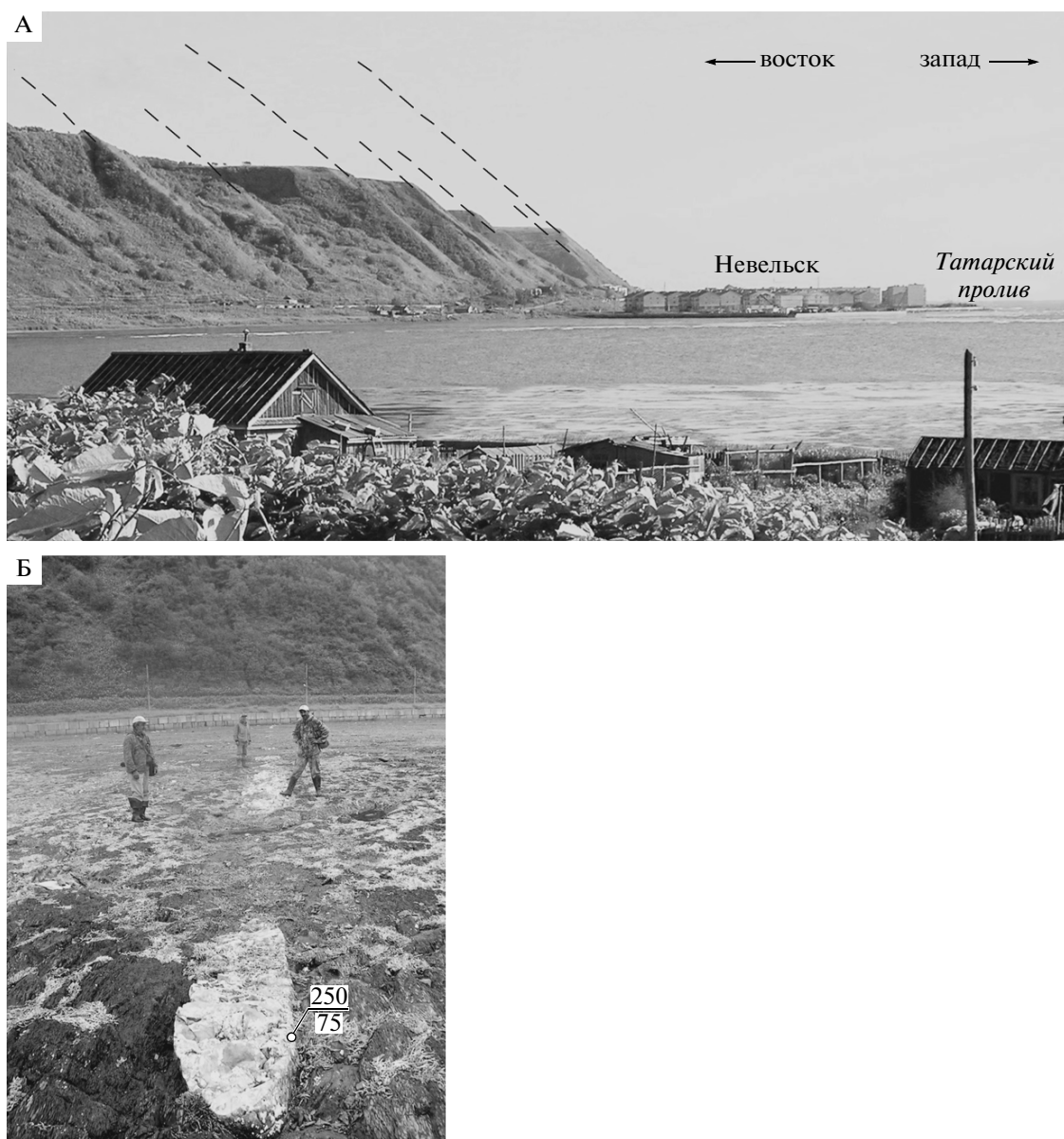


Рис. 5. Деформации миоценовых отложений в районе г. Невельск

А – отпрепарированные в рельефе крутопадающие поверхности напластования песчаников невелинской свиты; Б – расплющенные крупные мергелистые стяжения в рассланцованных глинистых сланцах верхнедуйской свиты на осушенном участке бенча (южная окраина г. Невельск)

вдоль побережья Татарского пролива у г. Невельск.

Район г. Невельск. Город занимает узкую полосу протяженностью около 7 км между морем и круто воздымающимися скалами, сложенными часто чередующимися вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами невелинской свиты (ранний миоцен), пласты которых имеют крутые (45° – 80°) падения на З и ЗСЗ (265° – 285°), в сторону пролива (рис. 4, 5А).

В скалистом бенче, который поднялся выше уровня моря во время землетрясения 2 августа

2007 года и таким образом нарастил территорию г. Невельск, обнажена зона интенсивно рассланцованных алевролитов и алевроаргиллитов с разлинзованными слоями песчаных алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью редко более 10 см. Простираение сланцеватости СЗ 330° – 340° , падение преимущественно на ЮЗ под углами 70° – 90° (рис. 5Б). Видимая мощность зоны превышает 300 м, а деформированные породы в ее пределах принадлежат, по-видимому, верхнедуйской угленосной свите, граничащей по разлому с расположенной восток-северо-восточ-

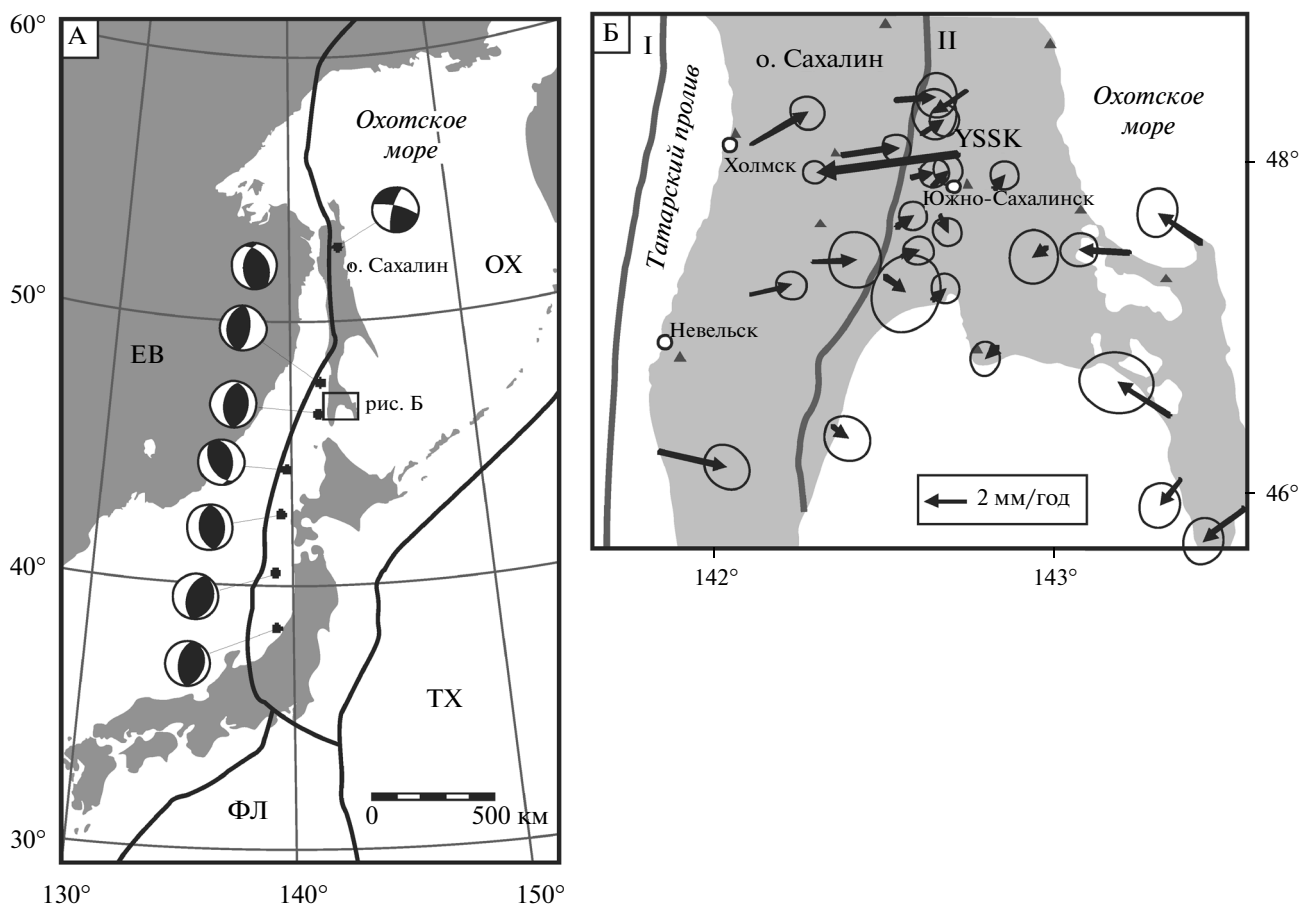


Рис. 6. Направления современных горизонтальных перемещений по данным расшифровки механизмов сильнейших землетрясений (1940–2007 гг.) вдоль западной границы Охотоморской плиты (А, по [9]) и по данным GPS – наблюдений за период 1999–2005 гг. (Б, по [2]). GPS – скорости рассчитаны относительно станции в г. Южно-Сахалинск. Жирной стрелкой показана скорость и направление перемещения станции в г. Южно-Сахалинск относительно Евразийской плиты; I – Западно-Сахалинский и II – Тымь-Поронайский разломы; EB – Евразийская, ОХ – Охотоморская, ФЛ – Филиппинская, ТХ – Тихоокеанская

нее невеличской свитой. Рассматриваемый разлом является составной частью Западно-Сахалинской системы разломов, прослеженных как в шельфовой части Татарского пролива, так и вдоль его побережья. По данным интерпретации материалов сейсмо- и гравиразведки, разломы этой системы на глубинах 2–5 км становятся более пологопадающими и, возможно, объединяются в один крупный надвиг (см. рис. 2). Примечательно, что по мере удаления от разлома на восток слои быстро приобретают более пологие падения, вплоть до горизонтальных залеганий.

Статистический анализ пространственного взаимоотношения складчатых и разрывных дислокаций этого района (см. рис. 4А) показывает следующее. Главные максимумы слоистости объединяются в пояс с пологим (5°) погружением оси на СЗ (345°) (см. рис. 4Б). Среди разрывов доминируют крутопадающие субширотного и северо-восточного простираний (I–III системы), реже проявлены скольжения вдоль напластования

(IV–V системы) (см. рис. 4В). По кинематическим характеристикам разрывов с достоверно установленными направлениями сдвиговых смещений установлено, что левые (I система) и правые (III система) сдвиги образуют динамопару, биссектриса которой указывает на ВСВ (75°) сжатие (см. рис. 4Г). При таком одноосном поле напряжения в этом районе обнаруживается полное соответствие структурных парагенезисов: складок (см. рис. 4Б), близослойных (IV–V системы) разрывов, сбросов (II система) и сопряженных левых (I система) и правых (III система) сдвигов (см. рис. 4Д).

ВСВ сжатие, реконструируемое по данным изучения пликативных и дизъюнктивных дислокаций, хорошо увязывается с направлениями современных перемещений блоков, полученных как с использованием GPS-наблюдений [2], так и на основе данных, полученных при расшифровке механизмов землетрясений в этом регионе, в том числе – и Невельского землетрясения 2 августа

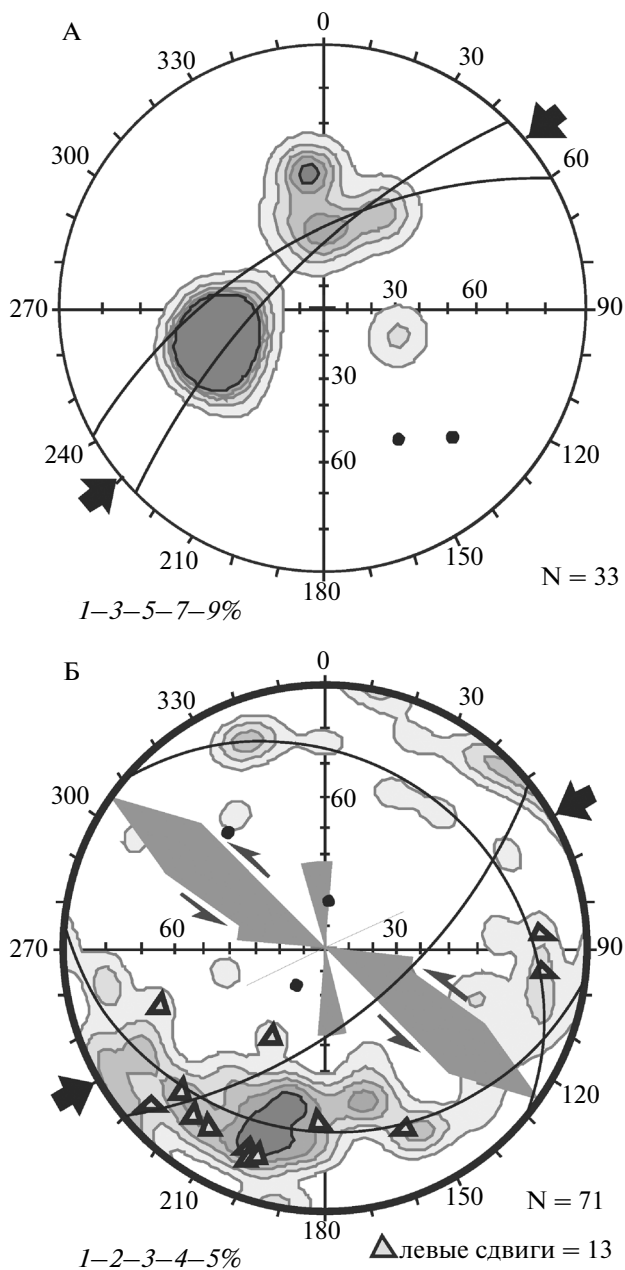


Рис. 7. Ориентировки слоистости (А) и разрывов (Б) в обнажениях вдоль побережья Татарского пролива у с. Новоселово. На розе-диаграмме показаны простирания разрывов с установленными левосдвиговыми штриховками скольжения
Пояснения к диаграммам см. на рис. 4

2007 г. [9] (рис. 6). В частности, установлено, что в пределах шельфа вдоль одного из разрывов меридионального простирания, падающего на запад под углами 38° – 48° , на глубине около 11 км во время Невельского землетрясения произошла чисто взбросовая подвижка, а поднятый выше уровня моря бенч располагался, по-видимому, в висячем боку этого взброса.

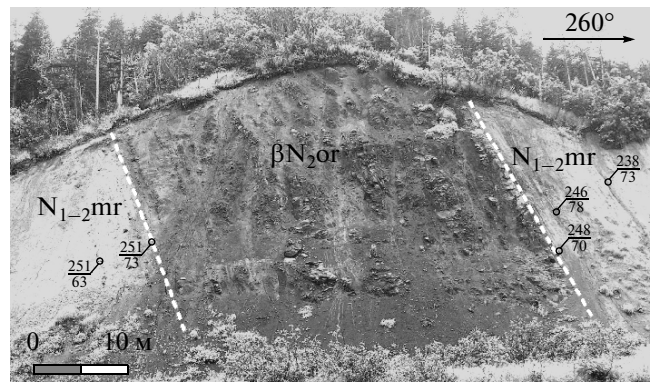


Рис. 8. Обнажение маруямской свиты, содержащей силлы плиоценовых базальтов. Точка К42, приустьевая часть руч. Орокес. Элементы залегания: в числителе – азимут, в знаменателе – угол падения

Район с. Новоселово. Вдоль побережья Татарского пролива у с. Новоселово алевролитоглинистая курсийская свита обнажена в крыле брахисинклинали, открывающейся в СЗ направлении и окаймляющейся песчаниками сертунайской и туфами базальтов чеховской свит (точка К68, положение см. на рис. 1). Пространственное распределение ориентировок слоистости позволяет предполагать формирование складчатой структуры участка в условиях СВ сжатия (рис. 7А). Сместители разрывов, осложняющих строение этой складки, имеют крутые падения на юг и ЮЗ и группируются в пояса с близвертикальным погружением осей, что характерно для сдвигового характера перемещений (рис. 7Б). На поверхностях сместителей разрывов достоверно установлены следы только левосторонних движений. Парагенезис складок СЗ простирания с левыми сдвигами ЗСЗ и широтного простирания позволяет и здесь реконструировать СВ направление сжатия (см. рис. 7).

Район полуострова Ламанон. На северном окончании полуострова в приустьевой части руч. Орокес обнажены терригенные отложения, объединенные в маруямскую свиту (поздний миоцен – плиоцен). Они представлены весьма слабо литифицированными песчанистыми алевролитами, которые чередуются с рыхлыми среднезернистыми песчаниками, содержащими гравий и гальку, а порою многочисленные раковины двустворок. Породы образуют крыло складки с крутыми (65° – 80°) падениями слоистости на ЮЗ (240° – 250°), что отвечает СВ (60°) направлению сжатия. Терригенные породы вмещают здесь силлы базальтов мощностью около 40 м (рис. 8), образующих, очевидно, субвулканическое тело орловского комплекса.

Псаммитовые и агломератовые туфы, разделяющие потоки базальтовых лав орловской свиты на полуострове Ламанон, дислоцированы относительно слабо, однако в том же стиле, т.е. оси

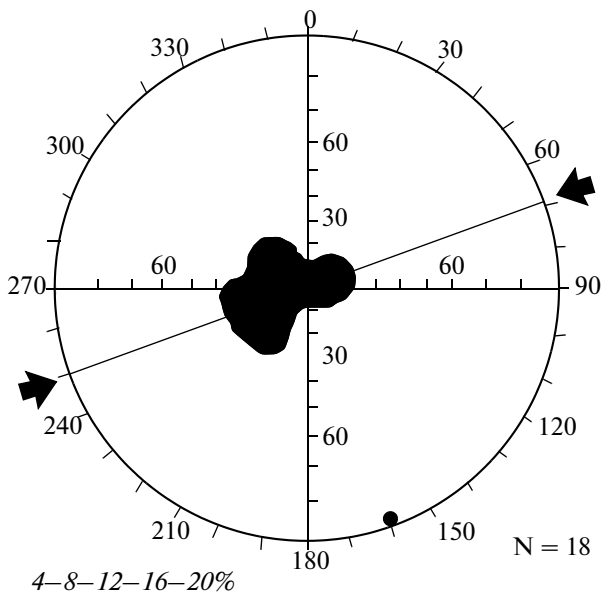


Рис. 9. Ориентировки слоистости в вулканитах орловской свиты (плиоцен). Пояснения см. на рис. 4

складок ориентированы преимущественно в ССЗ направлении (точка К46, рис. 9). На поверхностях сместителей разрывов СВ (30°) простираются в орловской свите в нескольких случаях обнаружены следы правосдвиговых перемещений, что является дополнительным подтверждением вывода о ВСВ направлении регионального сжатия.

Особо отметим, что каких-либо различий в стиле складчатости слоев различного возраста (от позднего мела до плиоцена) изученной части Западно-Сахалинского террейна как предшествующими, так и нами не установлено. Для примера на рис. 10 приведены абсолютно идентичные ориентировки слоистости верхнемеловых (точка 32) и среднемиоценовых (курасийская свита, точка 75) отложений. Обе точки располагаются вблизи ограничивающих террейн Тымь-Поронайской и Западно-Сахалинской систем разломов, в связи с чем здесь наблюдаются относительно крутые (45°–75°) падения слоев.

Таким образом, достаточно устоявшиеся представления о доминировании восток-северо-восточного (до широтного, 60–90°) сжатия в процессе формирования складчатых и разрывных структур Западно-Сахалинского террейна в позднем кайнозое [15 и др.] подтверждены нашими наблюдениями на большинстве изученных объектов.

О проявлениях северо-западного регионального сжатия. На ряде участков получены данные, в той или иной мере осложняющие изложенную выше модель, а порою ей и противоречащие. Так, на юго-восточном окончании острова обнаружены парагенезисы структур, свидетельствующих о се-

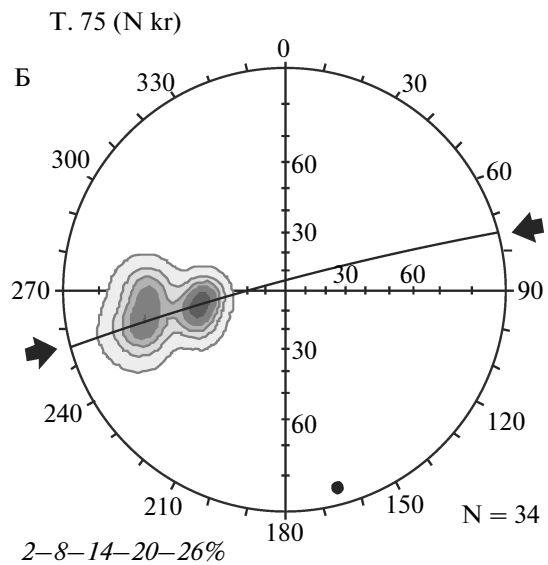
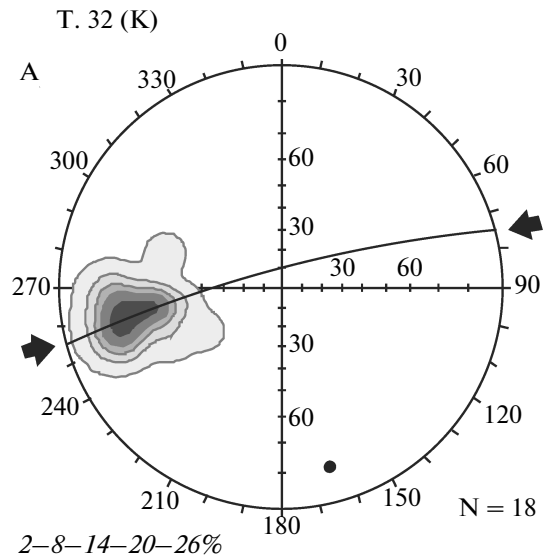


Рис. 10. Ориентировки слоистости поздне меловых (А) и среднемиоценовых (Б) отложений Западно-Сахалинского террейна. А – точка 32, обнажения вдоль р. Найба у пос. Быков; Б – точка 75, обнажения вдоль руч. Каменистого (южная окраина г. Невельск) Пояснения к диаграммам см. на рис. 4

веро-западном направлении сжатия. В первую очередь, речь идет о складках, оси которых имеют северо-восточное простираение и разрывах с левосторонней компонентой смещения, ориентированных в ССВ и меридиональном направлениях. Наиболее яркие проявления северо-западного направления сжатия установлены восточнее Тымь-Поронайской системы разломов, в пределах так называемой Мерейской разломной (“шовной” по [8]) зоны.

Район г. Корсаков и приустьевой части р. Меряя. Меловые и олигоцен-миоценовые образования этого района смяты в систему складок СВ прости-

рания с пологим (10°) погружением осей в ЮЗ направлении (рис. 11А, Б). Структурный парагенезис сдвигов ССВ простираения (I система, рис. 11В) и косо ориентированных к ним складок СВ простираения (см. рис. 11Б) указывает на формирование этих структур в результате СЗ направления сжатия и, соответственно, на преимущественно левосторонние перемещения вдоль Мерейской разломной зоны. Ситуация во многом аналогична раннемеловым структурам Сихотэ-Алиня, формирование которых происходило в обстановке ССЗ регионального сжатия [19]. Правосторонние и сбросовые перемещения, следы которых также установлены на поверхностях разрывов, являются, по-видимому, более поздними и менее интенсивными – в современной структуре они практически не отразились. Следует отметить, что складчатые и левосдвиговые дислокации наложены здесь как на меловые, так и на олигоцен-миоценовые образования, то есть они происходили в неоген-четвертичное время.

Северо-западнее, в бассейне р. Лютога установлены аномальные, СВ (до широтных) простираения крыльев и осей складок. Показателен в этом отношении пример дислокаций часто переслаивающихся туфовых песчаников и алевролитов невеличской свиты (миоцен) у пос. Огоньки (рис. 12А). В обнажениях вдоль приустьевой части р. Брянка наблюдаются достаточно стабильные падения слоев на СЗ (290° – 320°) под углами 25° – 50° (рис. 12Б). На одном из участков слои развернуты против часовой стрелки, приобретают широтное простираение и более крутые падения, до вертикальных и опрокинутых залеганий (рис. 13). На поверхностях “развернутых” слоев иногда видна штриховка скольжения, полого (до 30°) погружающаяся на запад, причем в нескольких случаях наблюдались следы правосторонних перемещений. Очевидно, здесь мы имеем дело с зоной влияния разлома широтного простираения (из-за малого масштаба перемещений, не показанного на геологической карте), причем как по особенностям штриховки скольжения, так и по характеру подворота слоев реконструируется правосторонняя компонента перемещений вдоль этого разло-

ма. В целом же ориентировка слоистости и потенциального правого сдвига позволяют достаточно уверенно реконструировать и на этом участке первичное СЗ (305°) сжатие (см. рис. 12Б). Проявление здесь вторичного – СВ поля напряжений, обнаруживается по закартированным разобращениям оси синклинальной структуры и контактов свит (см. рис. 12А). Эти дислокации представлены, главным образом взбросовыми смещениями по разломам СЗ простираения (IV, V системы; рис. 12В) с трансформацией в левостороннюю компоненту при отклонении к ЗСЗ простираению (см. рис. 12А). Частным случаем проявления СВ направления сжатия в пликативных дислокациях являются подвороты слоев до северо-западного простираения, установленные нами в окрестностях п. Чапланово, которые на диаграмме (см. рис. 12Б) образуют пояс с пологим (5°) погружением оси на ЮВ (130°). Таким образом, структура данного участка первоначально была сформирована под действием СЗ (305°) поля напряжений, на что указывают складки СВ простираения и реликты правосторонних смещений по субширотным (II система) разрывам (рис. 12Г). Позднее эта структура была, по-видимому, искажена взбросами СЗ простираения с левосторонней компонентой смещений (IV и V системы), активизировавшимися за счет СВ направления сжатия (рис. 12Д).

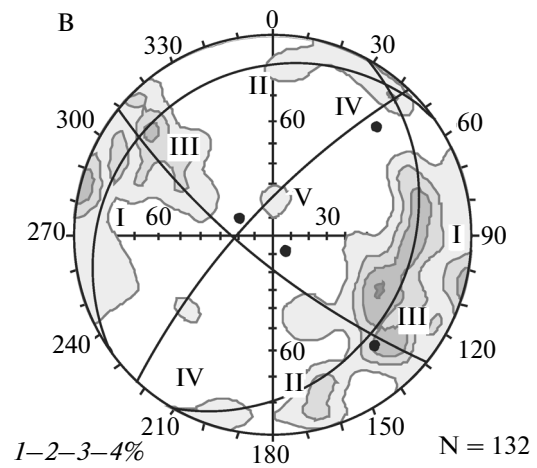
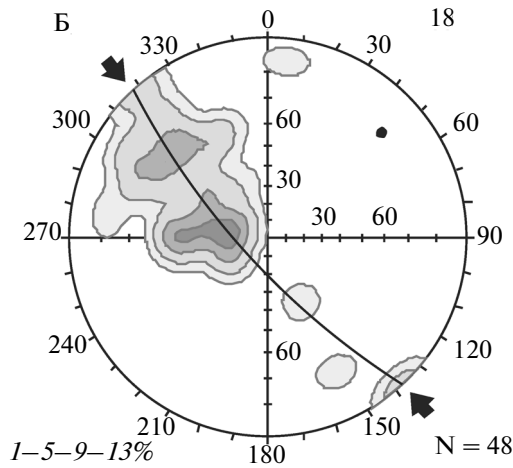
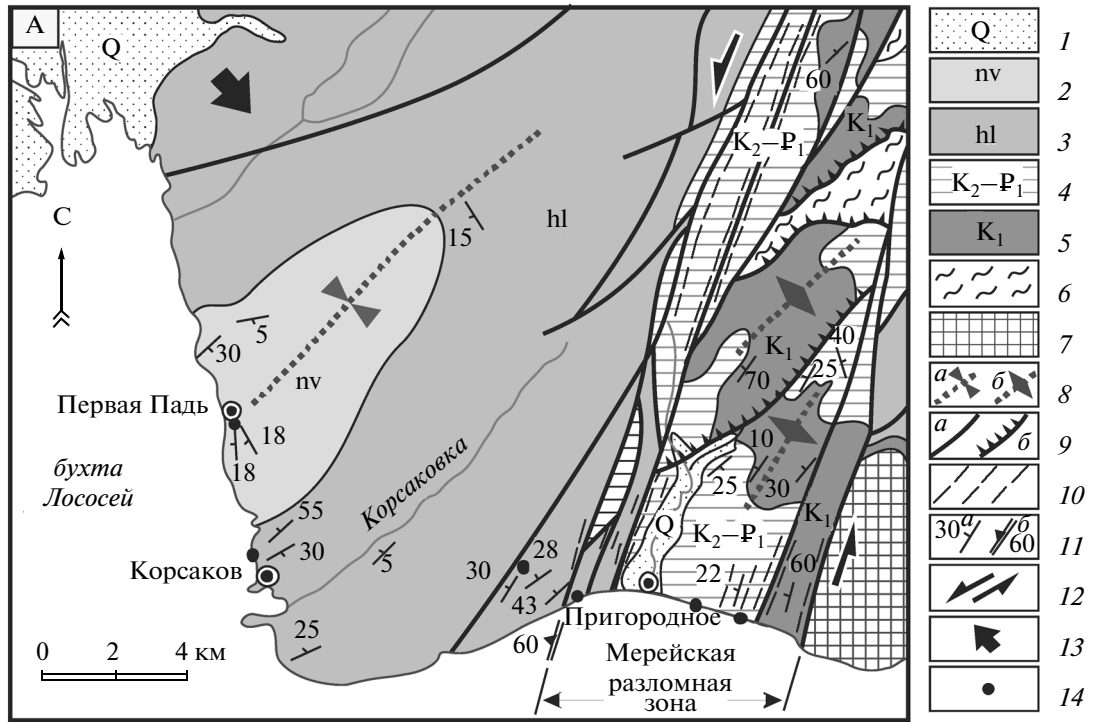
В работе В.С. Рождественского и С.М. Сапрыгина [15] приведен ряд примеров приразломных “зон крутых залеганий” плиоцен-четвертичных отложений в зоне влияния Тымь-Поронайской системы разломов на западном обрамлении Сусунайской впадины. Установленный этими авторами парагенезис дислокационных структур данного участка свидетельствует о двух – субширотном на севере впадины и СЗ (305°) – на ее юге направлениях сжатия в плиоцен-четвертичное время.

В районе озера Тайное (южная окраина г. Холмск) в обнажениях вдоль железной дороги и у водосброса водохранилища наблюдаются интенсивно дислоцированные алевролиты такарадайской, а также песчаники и алевролиты аракайской свит (эоцен–олигоцен), нарушенные разломами северо-западного простираения. Среднее направление

Рис. 11. Геолого-структурная схема южного фланга Мерейской разломной зоны и ее западного обрамления (А, по [8]), диаграммы ориентировок слоистости (Б), разрывов (В) и схема структурных парагенезисов (Г). Положение района см. на рис. 1

1 – четвертичные отложения; 2 – миоцен, невеличская свита: переслаивание песчаников и алевролитов; 3 – олигоцен – ранний миоцен, холмская свита: алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников; 4 – ранний мел, туфо-терригенная толща; 5 – поздний мел – палеоцен, алевропелитовая толща; 6 – палеоцен–эоцен, глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами кремней, базальтов, габброидов и серпентинитов; 7 – меловой аккреционный комплекс: глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами позднепермских и триасово-юрских базальтов и яшм; 8 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 9 – разломы: сдвиги (а), взбросы и надвиги (б); 10 – милониты; 11 – ориентировки слоистости (а) и сместителей разломов (б); 12 – направление главных смещений вдоль Мерейской разломной зоны; 13 – ориентировка регионального сжатия; 14 – расположение точек структурно-тектонических наблюдений, результаты которых сведены на прилагаемых диаграммах.

Пояснения к диаграммам см. на рис. 4



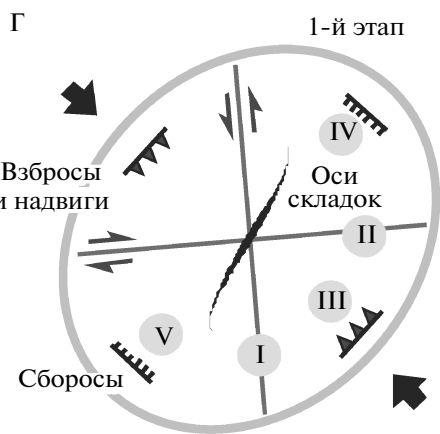
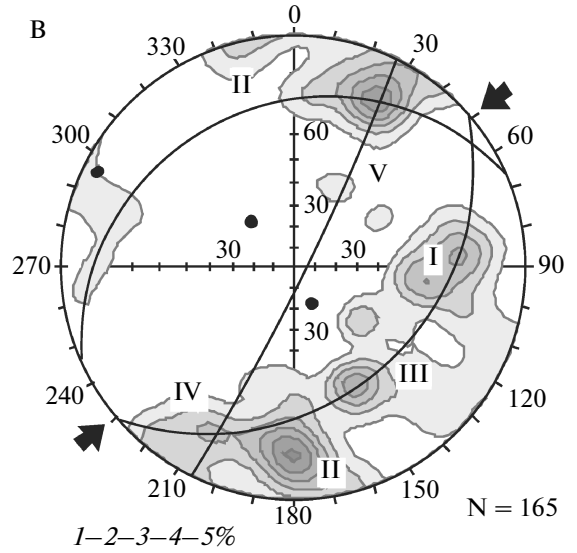
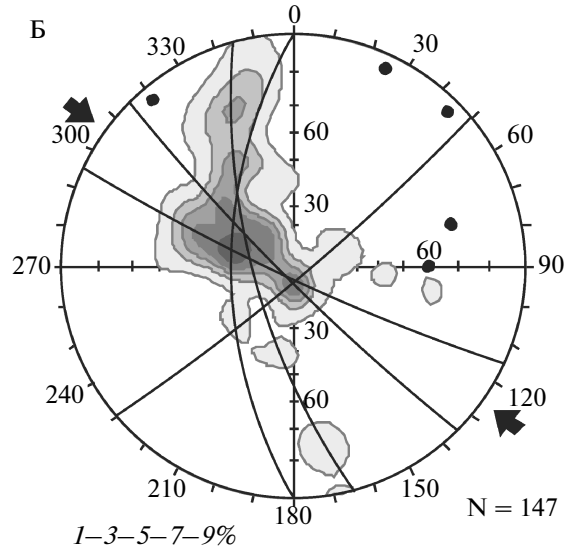
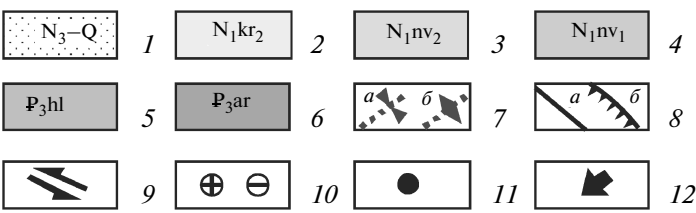
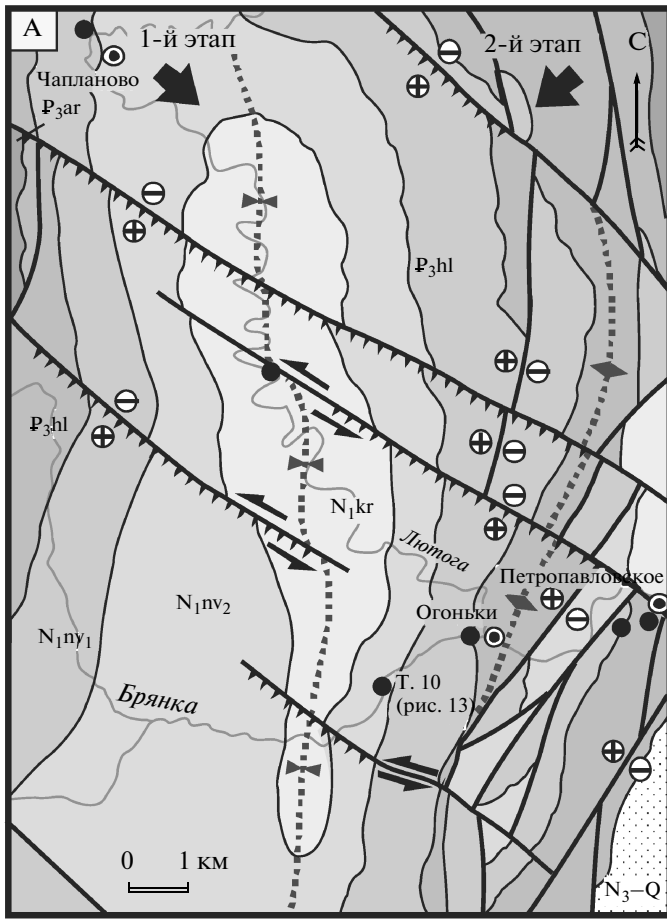


Рис. 12. Геолого-структурная схема бассейна р. Лютога и приустьевой части р. Брянка (А), диаграммы ориентировок слоистости (Б), разрывов (В) и этапы развития структурных парагенезисов (Г и Д). Положение района см. на рис. 1

1 – маруямская свита (алевролиты, песчаники, миоцен–плиоцен); 2 – курасийская свита (алевролиты, миоцен); 3, 4 – невелинская свита (миоцен); 3 – верхняя подсвита (переслаивание песчаников и алевролитов, лахаровые брекчии), 4 – нижняя подсвита (песчаники с прослоями алевролитов, лахаровые брекчии); 5 – холмская свита (кремнистые алевролиты, олигоцен) 6 – аракайская свита (песчаники, алевролиты, туфы базальтов, олигоцен); 7 – оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 8 – разломы (а), в том числе взбросы и надвиги (б); 9 – направление смещения вдоль систем разломов; 10 – относительное положение поднятых (+) и опущенных (–) блоков по разломам; 11 – точки структурных наблюдений, результаты которых сведены на диаграммах; 12 – ориентировки сжатия.

Пояснения к диаграммам см. на рис. 4

оси складчатой структуры полого (10°) погружается в ЮВ (150°) направлении (рис. 14А). Среди разрывов резко доминируют имеющие северо-западные (290° – 300°) простирания с крутыми (70° – 90°) углами падения на СВ (т. 96, рис. 14Б). Большая часть штриховок, обнаруженных на поверхностях разрывов, свидетельствует о сдвиговых перемещениях вдоль них. При этом достоверно установлены следы как правосторонних, так и левосторонних перемещений, приблизительно в равных соотношениях. В нескольких случаях следы противоречащих друг другу сдвиговых перемещений наблюдались на одной плоскости. Установлено, что левые перемещения отражают первое событие, что, кроме того, подтверждается положением складчатой структуры (см. рис. 14А), а правые – второе. Совершенно очевидно, что правые и левые перемещения вдоль одной системы разломов не могли происходить в поле одного сжатия – для правых перемещений необходимо предполагать СЗ (330°) сжатие, а для левых – СВ (60°) (рис. 14Г). С последним “фоновым” направлением сжатия ассоциируют ориентировки слоистости, имеющей также преимущественно СЗ простирание (см. рис. 14А).

В районе побережья Татарского пролива между селами Тямари и Ильинское на геологических картах показана серия разломов СЗ простирания, рассекающих верхнемеловые и эоцен-миоценовые отложения. Нами обследованы береговые обнажения южнее мыса Старомаячный у устья руч. Черепок (т. 60, рис. 15А), у выхода к побережью одного из этих разломов, разграничивающих холмскую и аракайскую свиты. Северо-восточнее разлома холмская свита представлена алевролитами и глинистыми сланцами, смятыми в синклиналь, ось которой вытянута на СЗ (310°), а крылья имеют крутые (45° – 90°) падения и осложнены многочисленными зонами послойного рассланцевания со следами взбросовых и надвиговых смещений (системы IV и V на рис. 15В), мощности которых достигают нескольких метров. Парагенезис пликативных и дизъюнктивных дислокаций свидетельствует о том, что их формирование происходило под действием “стандартного” для региона сжатия, ориентированного в СВ направлении (рис. 15Б, Г). Аракайская свита юго-западного блока образована агломератовыми, ла-

пиллиевыми и псаммитовыми туфами базальтов, реже туфогенными песчаниками и алевролитами. Здесь наблюдается совершенно иной стиль дислокаций. Выделяется три системы крутопадающих разрывов, группирующихся в сдвиговые пояса, среди которых доминируют субмеридиональные (I система), субширотные (II система) и ВСВ (III система) простирания. Разрывы I и II систем несут следы сдвиговых перемещений, причем для меридиональных разрывов характерны левые, а для широтных – правые перемещения. Для разрывов ВСВ простирания (система III) характерны косые, преимущественно взбросовые штриховки скольжения как с лево-, так и правосторонней компонентами смещений. Перечисленные кинематические характеристики разрывов соответствуют СЗ (320° – 330°) направлению сжатия (рис. 15Д). Поскольку наблюдаемые штриховки скольжения отражают обычно последние дислокации и в связи с тем, что скольжения часто наложены на просечки и прожилки кальцита в вулканитах, СЗ направление сжатия следует считать более поздним относительно соскладчатого СВ направления. Отметим также, что описываемые поздние смещения вдоль разрывов отличаются малыми амплитудами и не нашли отражения на геологических картах.

Нетрудно заметить, что интенсивность проявлений СЗ сжатия закономерно уменьшается по мере перемещения от юго-восточного окончания острова в северо-западном направлении. Так, при формировании структур в районе г. Корсаков это направление сжатия являлось главным (см. рис. 11), в то время как в бассейне р. Лютога, Красноярка и в районе г. Холмск уже более отчетливо проявляется СВ сжатие (см. рис. 12, 14), а далее на северо-запад структурный парагенезис полностью подчинен СВ направлению напряжений (см. рис. 15).

ОБСУЖДЕНИЕ

Отсутствие сколько-нибудь значимых угловых несогласий в разрезе Западно-Сахалинского террейна, накопившемся от раннего мела до плиоцена, а также единый для террейна стиль приразломных, порою весьма интенсивных дислокаций в обстановке ВСВ (до широтного, около 60° – 90°) сжатия, указывают на то, что эти дисло-

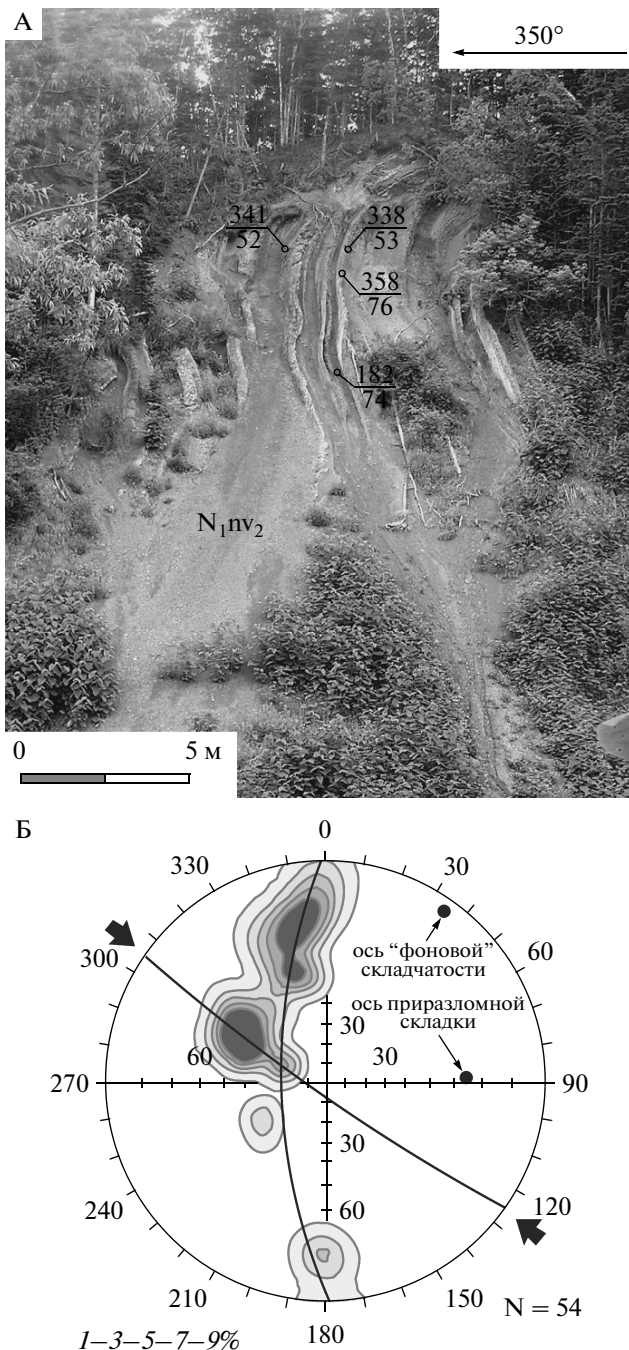


Рис. 13. Деформации пород невельской свиты (миоцен) в зоне влияния потенциального правого сдвига широтного простирания. А – фотография обнажения вдоль р. Брянка, в 2.3 км выше устья, (точка 10, см. рис. 13). Б – диаграмма ориентировок слоистости
Условные обозначения см. на рис. 4 и 9

кации являются одноактными, начались относительно недавно (после накопления маруямской свиты) и продолжают в настоящее время. По данным [27], смена растяжения сжатием в северной, прилегающей к островам Хонсю и Хоккайдо

части Японского моря произошла 1.8 млн. лет назад и весьма вероятно, что именно с этого момента началась инверсия Западно-Сахалинского прогиба. В пределах осевой части Татарского пролива палеоген-неогеновые отложения заполняют серию бассейнов, разделенных поднятиями, и не обнаруживают следов сколько-нибудь значимых постседиментационных дислокаций [3, 8]. Соответственно, можно говорить о том, что Западно-Сахалинский террейн в дочетвертичное время входил в систему бассейнов как Татарского пролива, так и Японского моря в целом.

Формирование этих бассейнов, как, по-видимому, справедливо считает ряд исследователей, происходило в обстановке трансенсии в процессе крупномасштабных правосторонних перемещений вдоль бассейнообразующих систем разломов меридионального простирания (в том числе – Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской) на фоне северо-восточного (30° – 60°) регионального сжатия [21, 24 и др.]. Приблизительно такая же кинематика реконструирована для эоцен-олигоценых приразломных впадин в северо-западном континентальном обрамлении Японского моря [5, 6, 18]. Рубеж в 1.8 млн. лет назад определяет, таким образом, момент трансформации правосдвиговых перемещений вдоль этих систем разломов во взбросо-надвиговые (рис. 16). До этого события седиментация в пределах рассматриваемых бассейнов происходила достаточно стабильно, начиная, как минимум, с эоцена и в большей части этих бассейнов продолжается вплоть до настоящего времени. Лишь участок, захваченный между Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской системами разломов в начале плейстоцена стал ареной локальной инверсии, пликативных и дизъюнктивных дислокаций и превратился к настоящему времени в активно размываемое горное сооружение. Южным продолжением этой “инверсионной” полосы являются разломы вдоль западного шельфа островов Хоккайдо и Хонсю, где установлены структуры сжатия – взбросы и надвиги [27]. Возможной причиной этой достаточно локальной инверсии могла явиться смена направления движения краевой части Евразийской плиты от СВ (30° – 60°) на ВСВ (до широтного, 60° – 90°). Такое относительно небольшое (около 30°) изменение направления сжатия могло оказаться достаточным для прекращения сдвиговых перемещений вдоль разломов меридионального простирания и трансформации этих разломов во взбросы и надвиги (см. рис. 16). Результатом заключительного ВСВ (до широтного) регионального сжатия является, очевидно, и комплекс нефтегазоносных структур – антиклиналей и сопряженных с ними разломов на северо-востоке о. Сахалин, ориентированных в ССЗ направлении [21 и др.]. Отметим, что взбросы и надвиги изученной части о. Сахалин наклонены преимущественно на запад (см. рис. 2), в

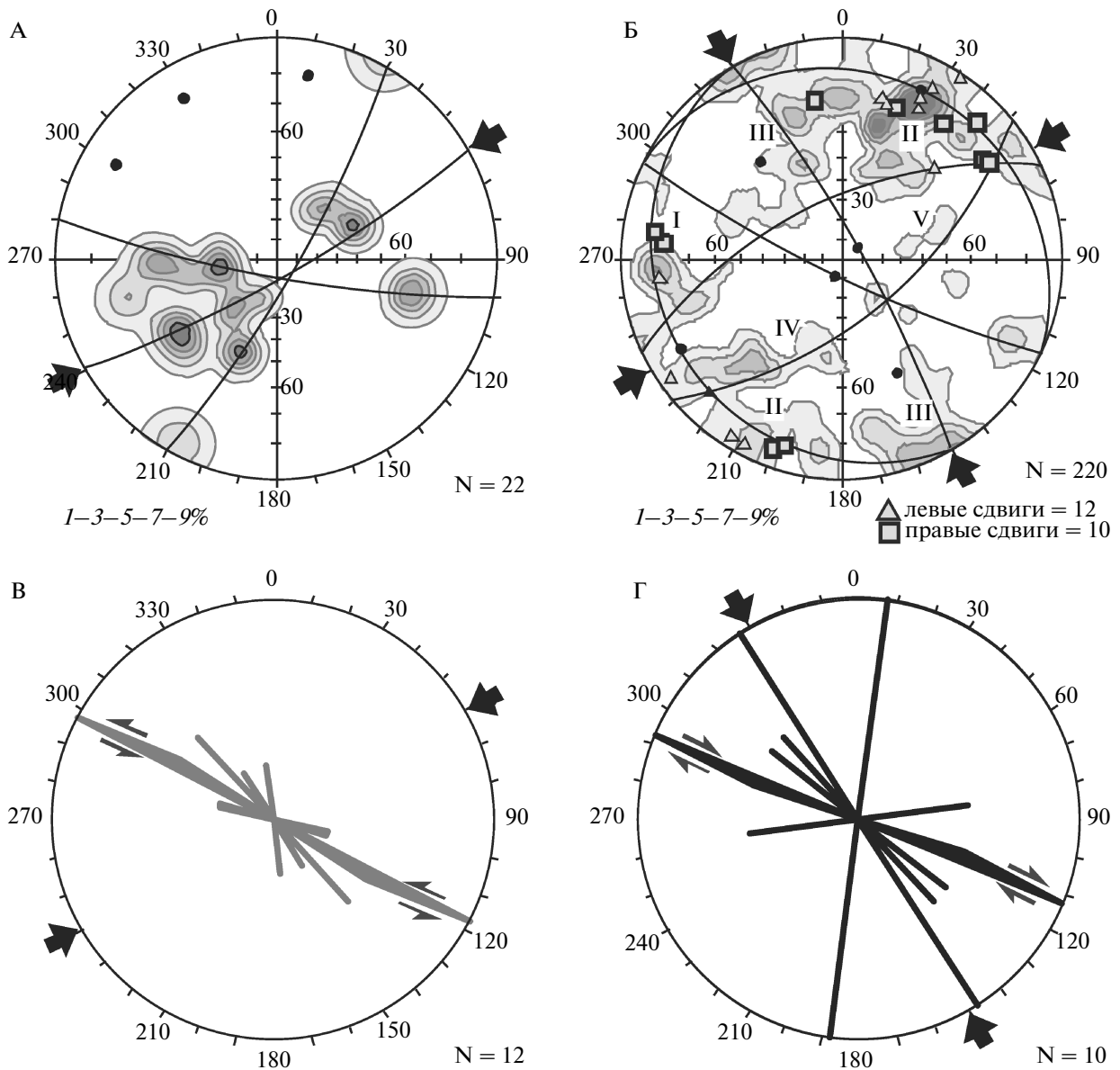


Рис. 14. Диаграммы ориентировок слоистости (А), разрывов (Б) и розы-диаграммы простираний левых (В) и правых (Г) сдвигов. Оз. Тайное (южная окраина г. Холмск, т. 96)
Пояснения к диаграммам см. на рис. 4

то время, как вдоль о. Хоккайдо и северной части о. Хонсю аналогичные структуры имеют падения на восток, под Японию [27].

Доминировавшие до 1.8 млн. лет назад правосдвиговые перемещения вдоль Хоккайдо-Сахалинской группы разломов меридионального простирания, в свою очередь, считаются удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии [26, 30 и др.]. В соответствии с этой идеей в ходе столкновения Индийской и Евразийской плит крупные фрагменты Евразии перемещались на северо-восток относительно прилегающих Северо-Американской, Охотоморской, Тихоокеанской и

Филиппинской плит. Представляется, однако, маловероятной прямая передача давления от одного блока к другому (модель “домино”) на многие тысячи километров от деформируемого в процессе коллизии южного края Евразийской плиты, как это порою предполагается (например, [1]). Рассматриваемые перемещения являются, по-видимому, отражением конвективных астеносферных течений, несущих на себе в той или иной мере деформированные в процессе транспортировки фрагменты плит.

Конкретным выражением этих перемещений явилось формирование окраинно-континенталь-

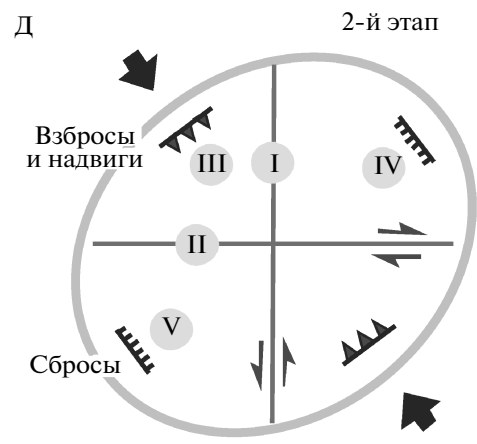
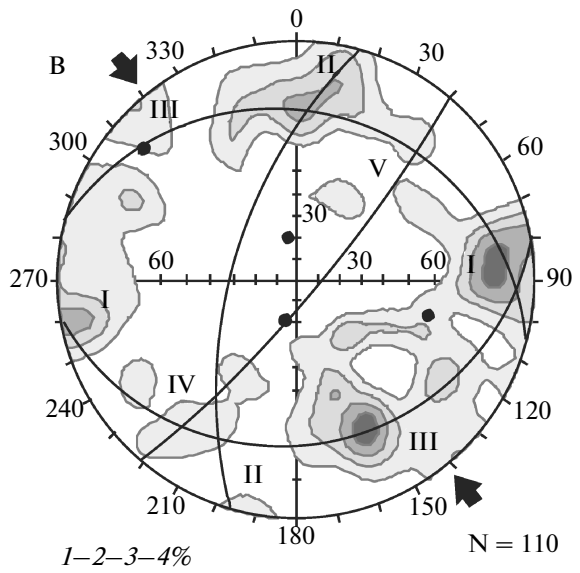
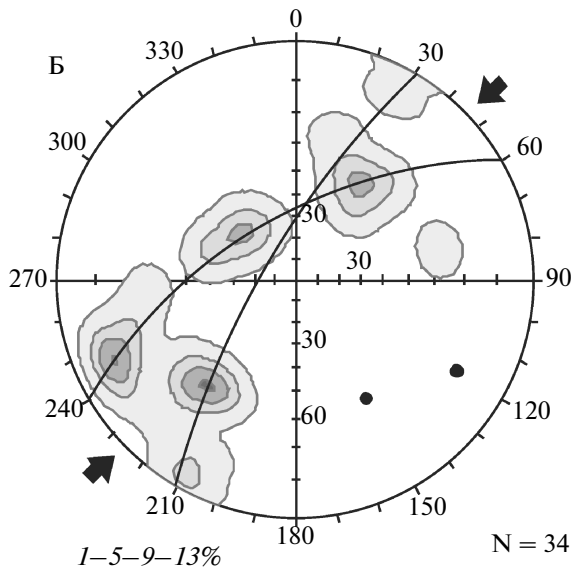
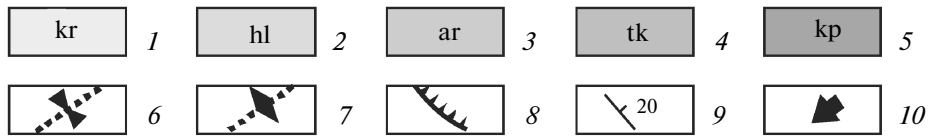
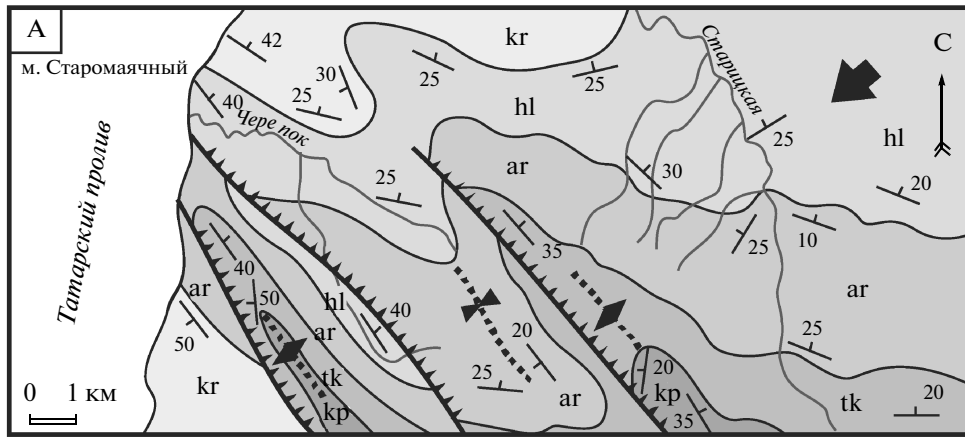


Рис. 15. Геолого-структурная схема побережья Татарского пролива южнее мыса Старомаячный (А), диаграммы ориентировок слоистости (Б) разрывов (В), и схемы структурных парагенезисов (Г и Д). Положение района см. на рис. 1
 1 – курасийская свита (алевролиты и аргиллиты, миоцен); 2 – холмская свита (алевролиты, олигоцен); 3 – аракайская свита (туфы базальтов, туффиты, олигоцен); 4 – такарадайская свита (алевролиты, реже песчаники, эоцен); 5 – краснопольевская свита (песчаники, алевролиты, конгломераты, эоцен); 6 – оси синклиналей; 7 – оси антиклиналей; 8 – взбросы и надвиги; 9 – элементы залегания слоев; 10 – ориентировка сжатия.
 Пояснения к диаграммам см. на рис. 4

ных систем правых сдвигов субмеридионального простирания, в том числе – Хоккайдо-Сахалинской. Участки перекрытия несоосных разломов в пределах этих систем составляли области сосдвигового растяжения с формированием ромбовидных бассейнов (pull-apart basins). Предполагается, что комплекс глубоководных впадин Японского

моря в целом представляет собой крупную структуру растяжения между несоосными Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской системами правых сдвигов [26, 28] (см. рис. 16).

При значительном преобладании ЗЮЗ–ВСВ и широтного (60°–90°) современного регионально-го сжатия для ряда структур установлено, однако,

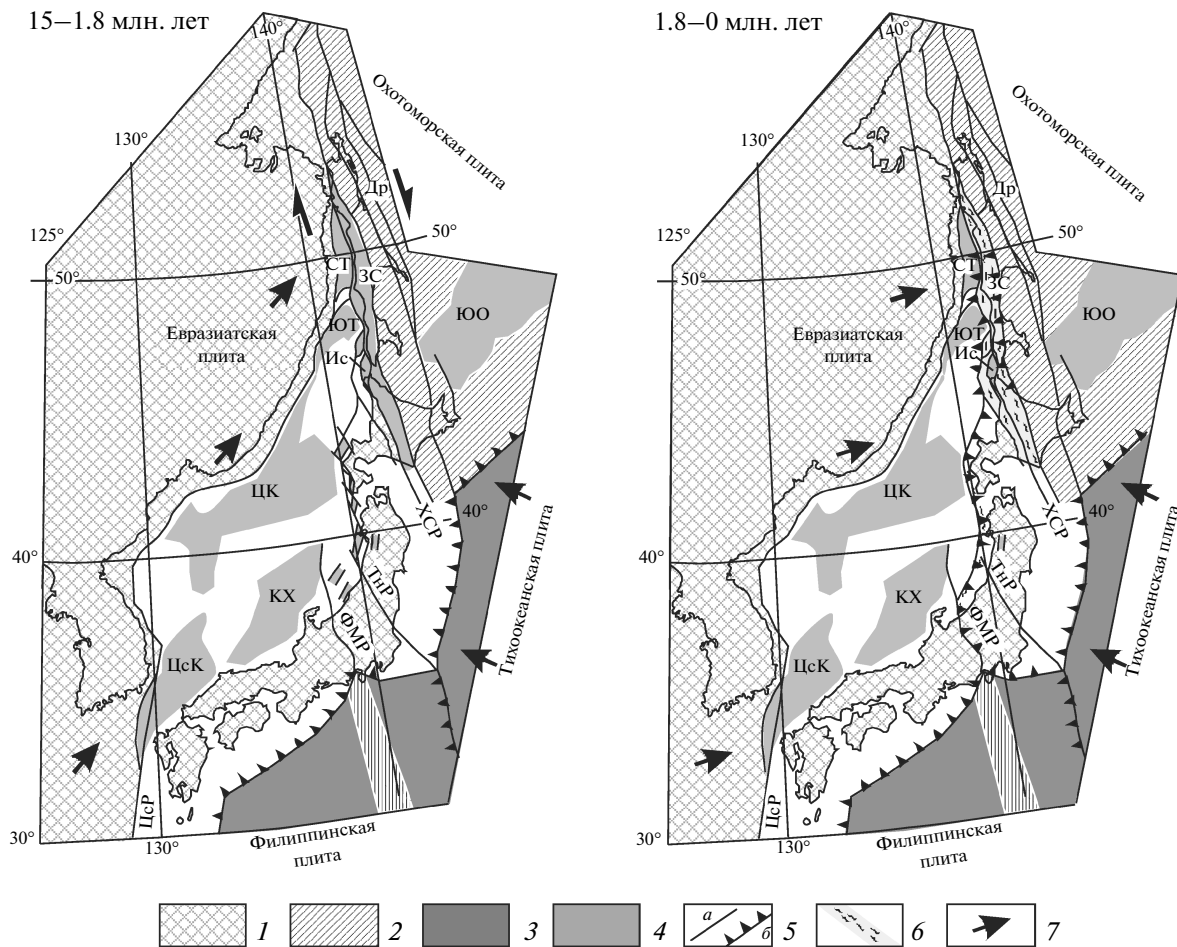


Рис. 16. Геодинамические реконструкции, иллюстрирующие появление Западно-Сахалинской зоны локальной инверсии на рубеже 1.8 млн. лет назад в результате изменения направления перемещения Евразийской плиты
 1–3 – плиты: 1 – Евразийская; 2 – Охотоморская; 3 – Филиппинская и Тихоокеанская; 4 – новообразованные впадины с океаническим типом коры: Др – Дерюгинская, ЮО – Южно-Охотская, ЮТ – Северо-Татарская, ЗС – Западно-Сахалинская, ЮТ – Южно-Татарская, Ис – Исикари, ЦК – Центральная котловина Японского моря, КХ – котловина Хонсю, ЦсК – Цусимская котловина; 5 – разломы и системы разломов: а – преимущественно сдвиги, б – взбросы и надвиги, в том числе – зоны субдукции; системы разломов: ХСР – Хоккайдо-Сахалинская, ТНР – Танакура, ФМР – Фосса-Магна, ЦсР – Цусимская; 6 – Западно-Сахалинская зона локальной инверсии; 7 – осевая часть Изу-Бонинской островной дуги; 8 – направления перемещения плит

сжатие, ориентированное поперек этого направления, с ЮВ на СЗ. Примечательно, что реализация этих двух, по сути, конкурирующих направлений сжатия происходила и происходит в пределах одного региона практически одновременно. Об этом свидетельствуют как данные по расшифровке механизмов землетрясений, так и результаты GPS-наблюдений [2, 7, 9]. В частности, на двух станциях измерений на Тонино-Анивском полуострове установлено перемещение на северо-запад со скоростью, превышающей 3 мм/год ([2], см. рис. 6Б).

Сжатие с юго-востока на северо-запад является, по-видимому, результатом давления со стороны Тихоокеанской плиты, которая в кайнозое продолжала перемещаться в северо-западном направлении [23] с формированием Курило-Камчатской зоны субдукции. Подтверждением этому являются результаты расшифровки механизмов землетрясений, эпицентры которых погружаются при перемещении от дуги на северо-запад до глубин в несколько сотен километров [7 и др.]. Юг о. Сахалин, располагающийся на юго-западном окончании Охотоморской плиты, оказался, таким образом, зажатым между двумя косо сближающимися плитами, что нашло отражение в конкретных наблюдавшихся нами структурах. Отметим также, что наиболее яркие проявления СЗ сжатия наблюдаются на юге о. Сахалин (приблизительно до широты г. Красногорск), что можно связать с относительной близостью этого района к Курило-Камчатской зоне субдукции. По мере удаления от этой зоны на СЗ следы такого сжатия быстро исчезают.

ВЫВОДЫ

1. В палеогене и неогене накопление мощной (до 12 тыс. м) толщи терригенных, в значительно меньшей мере вулканогенных образований Западно-Сахалинского террейна происходило в пределах палеобассейна, вытянутого в меридиональном направлении на расстояние не менее 1100 км при ширине до 100 км и ограниченного с запада и востока Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской системами сдвигов. Формирование бассейна происходило в обстановке трансенсии при СВ (30°–60°) направлении регионального сжатия. Интенсивность прогибания бассейна нарастала и достигла максимума в позднем миоцене и плиоцене.

2. Современная структура Западно-Сахалинского террейна начала формироваться в плейстоцене и продолжает формироваться до настоящего времени в ходе локальной инверсии в обстановке доминирования ориентированного в ВСВ (60°–90°) направления регионального сжатия.

3. На отдельных участках Южного Сахалина установлены также следы сжатия, которое ориентировано с юго-востока на северо-запад и которое является, по-видимому, результатом давления со стороны Тихоокеанской плиты, в кайнозое продолжавшей перемещаться в северо-западном направлении с формированием Курило-Камчатской зоны субдукции. Примечательно, что реализация двух, по сути, конкурирующих направлений сжатия происходила и происходит в пределах одного региона практически одновременно.

Благодарности. Авторы искренне признательны геологам Сахалинской ГРЭ Евсееву В.Ф. и Гильверсену В.Г., главному геологу ЗАО “РН-Шельф-Дальний Восток” Жарову А.Э. а также геофизику Веселову О.А. (ИМГиГ ДВО РАН) за помощь при проведении исследований и обсуждение возникавших при этом проблем.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 09-1-ОНЗ-01 и № 09-3А-08-399.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.
2. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаши Х. Косейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007, $M_w = 6/2$ // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 16–21.
3. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
4. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
5. Голозубов В.В., Донг У Ли, Касаткин С.А., Павлюткин Б.И. Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины (Северное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 74–89.
6. Голозубов В.В., Микловда С.В., Донг-У Ли, Павлюткин Б.И., Касаткин С.А. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 22–33.
7. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Очаговые зоны катастрофических симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M_w = 8.3$) и 13 января 2007 г. ($M_w = 8.1$) и глубинное строение земной коры Средних Курил // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 54–63.
8. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сах. обл. книж. изд-во, 2004. 192 с.
9. Ким Ч.У., Михайлов В.И., Сен Р.С., Семенова Е.П. Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ ин-

- струментальных данных // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 4–15.
10. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
 11. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Отв. ред. Пояркова З.Н. Л.: Наука, 1987. 196 с.
 12. *Павлюткин Б.И., Голозубов В.В.* Палеоботанические свидетельства времени возникновения Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2010. № 2. № 16. С. 20–26.
 13. *Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В.* Пространственная схема глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 10–32.
 14. *Рождественский В.С.* Сдвиги Восточно-Сахалинских гор // ДАН СССР. 1969. Т. 187. № 1. С. 156–159.
 15. *Рождественский В.С.* Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМПГ ДВО РАН, 1997. С. 80–109.
 16. *Рождественский В.С., Сопрыгин С.М.* Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на южном Сахалине // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 59–79.
 17. *Смехов Е.М.* Геологическое строение о. Сахалин и его нефтегазоносность. Л.–М.: Гостоптехиздат, 1953. 321 с. (Тр. ВНИГРИ; спец. серия. Вып. 6).
 18. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
 19. *Тихонович Н.Н., Полевой П.И.* Геоморфологический очерк Русского Сахалина // Тр. Геол. ком. нов. серия. Вып. 120. 1915. 11 с.
 20. *Уткин В.П.* Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 400–403.
 21. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М: Научный мир, 2010. 276 с.
 22. *Anderson E.M.* The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. P. 206.
 23. *Engebretson D., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
 24. *Fournier M., Jolivet L., Huchon P., Sergeev K., Oskorbina L.S.* Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 99. № B2. P. 2701–2725.
 25. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.* A Geologic Time Scale 2004 // Cambridge University Press, 2005.
 26. *Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P.* Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India–Eurasia collision // Tectonics. 1990. Vol. 9. № 6. P. 1409–1419.
 27. *Jolivet L., Tamaki K.* Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Vol. 127/128. Part 2. College Station, TX. 1992. P. 1311–1331.
 28. *Lallemant S., Jolivet L.* Japan Sea: a pull-apart basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 76. P. 375–389.
 29. *Otofuji Y.* Large tectonic movement of the Japan Arc in Late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // The Island Arc. 1996. № 5. P. 229–249.
 30. *Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V.* Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India–Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 4. P. 813–826.

Рецензент: С.Д. Соколов