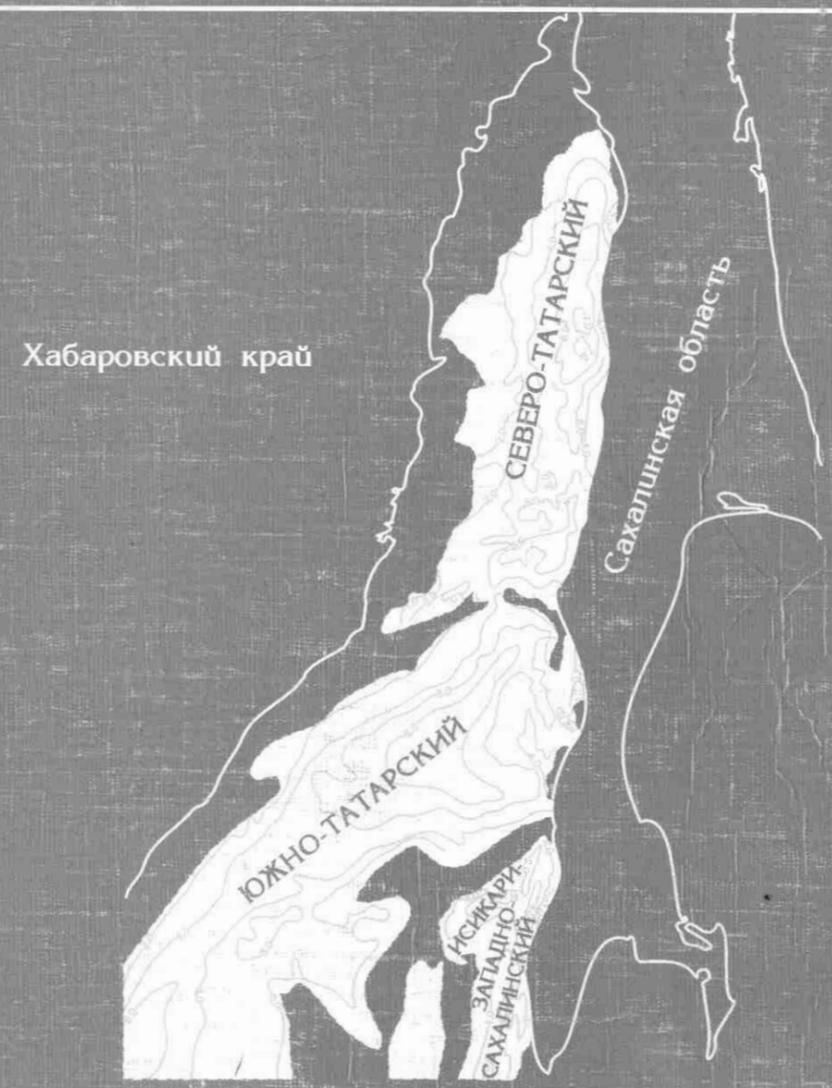


552.5
0-72

05

Осадочные бассейны Востока России



**Геология, геодинамика и
перспективы нефтегазоносности
осадочных бассейнов
Татарского пролива**

УДК [553.98.041:553.351.2] (265.546)

Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис, Л.С. Чуйко, В.В. Куделькин, В.Г. Варнавский, В.Н. Гагаев; отв. ред. Кириллова Г.Л. - Владивосток: ДВО РАН, 2004. - 220 с. - (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. член-корреспондент РАН А.И. Ханчук; т. 2).

На основе синтеза новых морских и наземных геолого-геофизических данных по осадочным бассейнам Татарского пролива (Северо-Татарскому, Южно-Татарскому и Исикари-Западно-Сахалинскому) и прилегающей суше скоррелированы данные глубинного строения, стратиграфии, седиментологии, палеогеографии, тектоники, реконструированы этапы геодинамической эволюции бассейнов. Описаны пространственно-временные закономерности распространения нефтематеринских толщ, природных резервуаров, коллекторов, флюидоупоров. Определены тип и термальная зрелость органического вещества. В итоге выполнено нефтегеологическое районирование, оценены ресурсы нефти и газа.

Издание рассчитано на специалистов в области наук о Земле: геологов, геофизиков, геологов-нефтяников, а также организации, заинтересованные в решении проблемы топливно-энергетических ресурсов на Востоке России.

Табл. 5, ил. 88, в т. ч. 36 цветных и 1 вкладка, библиограф. 215.

Ключевые слова: геология, геофизика, геодинамика, нефтегазоносность, шельф, осадочные бассейны, Татарский пролив, Восток России.

Рецензент: д.г.-м.н. В.Ю.Забродин

Утверждено к печати Ученым советом ИТиГ ДВО РАН

Geology, geodynamics and petroliferous potential of the sedimentary basins of the Tatar Strait / A.E. Zharov, G.L. Kirillova, L.S. Margulis, L.S. Chuiko, V.V. Kudelkin, V.G. Varnavsky, V.N. Gageev. Ed. G.L. Kirillova. Volume II, Series «Sedimentary Basins of East Russia». A.I. Khanchuk (Editor-in-Chief). Vladivostok: FEB RAS, 2004. - 220 p.

Based on the synthesis of the latest marine and terrestrial geological-geophysical information on the sedimentary basins of the Tatar Strait (Northern Tatar, Southern Tatar and Ishikari-West Sakhalin basins) and adjacent land, data related to deep structure, stratigraphy, sedimentology, paleogeography, and tectonics are correlated. Stages of the geodynamic evolution are reconstructed. Spatial-temporal regularities of the distribution of oil and gas source rocks, natural reservoirs, seals, and traps are characterized. Types and thermal maturity of the organic matter were determined. To sum up, petroliferous geological zonation was carried out, and potential petroliferous resources were estimated.

The work is intended for specialists engaged in different fields of Earth sciences: geologists, geophysicists, petroleum geologists, and also organizations involved in resolution of energy problems in East Russia.

Tabl. 5, figs. 88, including 36 coloured and 1 insert, ref. 215.

Key words: geology, geophysics, geodynamics, petroliferous, shelf, sedimentary basins, Tatar Strait, East Russia.

Reviewer:
Prof. V.Yu. Zabrodin

©ДВО РАН, 2004

©Правительство Хабаровского края, 2004

©ОАО "Дальморнефтегеофизика", 2004

©ГУПР и ООС МПР Хабаровского края, 2004

© Коллектив авторов, 2004

ISBN 5-7442-1377-5

Дорогой читатель, перед Вами второй том серии «Осадочные бассейны Востока России». Исследование осадочных бассейнов континентальной окраины, её шельфа, континентального склона, изучение закономерностей их строения, условий формирования и связанных с ними топливно-энергетическими ресурсами остаётся приоритетным направлением развития науки. Интерес к этой проблеме растёт, и подтверждением этому служат многочисленные всероссийские и международные совещания, издание монографий. Дело в том, что по мере накопления геолого-геофизических данных, углублённого их анализа появляются новые идеи и концепции, методы анализа бассейнов, способствующие более целенаправленным поискам углеводородного сырья. Прекрасной иллюстрацией этого является новая фундаментальная сводка, подготовленная в 2004 г. в Геологическом институте РАН «Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция» под редакцией Ю.Г. Леонова и Ю.А. Воложа.

По оценкам специалистов, около половины потенциальных ресурсов нефти и газа изученных нефтегазоносных систем мира находится в море. В исследование вовлекается не только шельф, но и континентальный склон, сложенный турбидитами. Надежды открытия новых нефтегазоносных провинций связываются с изучением дальневосточных и арктических морей.

В этом контексте геолого-геофизический, геодинамический анализ осадочных бассейнов Татарского пролива представляется весьма актуальным. Эти бассейны формировались в сложной обстановке косой конвергенции плит, образования вулканических дуг, многоактного внутривулканогенного рифтинга и спрединга. Сочетание транспрессии и транстенсии было постоянным фоном, на котором формировались области аккумуляции для накопления многокилометровых толщ осадков.

Современные методы изучения и расшифровки подобных обстановок, мультидисциплинарный подход позволили подойти к оценке углеводородного потенциала осадочных бассейнов Татарского пролива, которая выглядит весьма обнадеживающей. Продолжение работ в этой перспективной нефтегазоносной провинции может привести к открытиям, подобным сделанным в бассейнах Бохайвань, бассейнах Восточно-Китайского и Желтого морей.

Главный редактор серии,
член-корреспондент РАН
Ханчук А.И.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	7
Введение	9
Глава 1. Общие сведения о регионе	11
1.1. Геолого-структурное положение осадочных бассейнов Татарского пролива	11
1.2. Физико-географический очерк	13
1.3. Геолого-геофизическая изученность	17
Глава 2. Стратиграфия	22
2.1. Меловая система	22
2.1.1. Восточно-Сихотэ-Алинская структурно-формационная зона	22
Лужкинская структурно-формационная подзона	22
Кемская структурно-формационная подзона	29
Тумнинская структурно-формационная подзона	31
2.1.2. Горинская структурно-формационная зона	34
Чаятынская структурно-формационная подзона	34
2.1.3. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс	39
2.1.4. Иезо-Западно-Сахалинская структурно-формационная зона	39
Северная структурно-формационная подзона	40
Южная структурно-формационная подзона	43
Зона Сорачи-Иезо	46
2.2. Кайнозой	49
2.2.1. Корреляция кайнозойских стратиграфических подразделений	49
2.2.2. Сейсмостратиграфические горизонты в кайнозойском осадочном чехле	49
2.2.2.1. Акустический фундамент	49
2.2.2.2. Комплексы осадочного чехла	67
Западно-камышовый комплекс P_2zk	68
Сергеевский комплекс $P_2^3(?) - N_1^1sr$	72
Углегорский комплекс $N_1^{1-2}ug$	75
Курасийский комплекс $N_1^{2-3}kr$	81
Маруямский комплекс $N_1^3 - Qmr$	84
Глава 3. Структурно-тектоническая характеристика бассейнов	86
3.1. Структурно-тектоническое районирование	86
3.2. Характеристика основных структурных элементов	87
3.2.1. Северо-Татарский бассейн	87
3.2.2. Южно-Татарский бассейн	94
3.2.3. Исикари-Западно-Сахалинский бассейн	98
3.3. Основные типы разрывных нарушений	100
Глава 4. Седиментационные системы	103
4.1. Апт-среднетуронский этап	106
4.2. Среднетурон-маастрихтский этап	109
4.3. Эоценовый (западно-камышовый) этап	110
4.4. Позднеэоцен-олигоценый (сергеевский) этап	113
4.5. Ранне-среднемиоценовый (углегорский) этап	115
4.6. Средне-позднемиоценовый (курасийский) этап	118
4.7. Позднемиоцен-четвертичный (маруямский) этап	120

Глава 5. Палеогеография	121
5.1. Меловой период	121
5.2. Кайнозойская эра	125
Глава 6. Геодинамическая эволюция бассейнов Татарского пролива	142
Глава 7. Нефтегазоносность бассейнов Татарского пролива	153
7.1. Прямые признаки нефтегазоносности	154
7.2. Нефтегазоносные системы Татарского пролива	156
7.3. Нефтегазоматеринские породы	160
7.3.1. Распространенность и условия формирования	160
7.3.2. Оценка термальной зрелости нефтегазоматеринских толщ	166
7.3.3. Катагенетическая зональность и потенциал нефтегазоматеринских толщ	169
7.3.4. Масштабы очагов нефтегазообразования	178
7.4. Потенциальные коллекторы и флюидоупоры	179
7.4.1. Резервуарные толщи	181
7.4.2. Региональные и зональные покрывки	186
7.5. Динамика эволюции нефтегазоносных систем	188
7.5.1. Верхнемеловая-палеогеновая нефтегазоносная система	188
7.5.2. Верхнепалеогеновая-неогеновая нефтегазоносная система	193
7.5.2.1. Оligоцен-среднемиоценовая нефтегазоносная подсистема	194
7.5.2.2. Среднемиоцен-плиоценовая нефтегазоносная подсистема	199
7.6. Сравнительный анализ перспектив нефтегазоносности бассейнов Татарского пролива	201
Заключение	205
Литература	208
Содержание	216

пониженных значений $V_{\text{шт}}$ (2150–2450 м/с), характерных для песчаников, а фиксируемые элементы выклинивания и фациального замещения позволили оконтурить конус выноса бо-

лее уверенно, несмотря на его незначительную мощность. Каналы транспортировки грубозернистого осадка, вероятно, находятся ближе к палеобереговой зоне.

4.7. ПОЗДНЕМИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ (МАРУЯМСКИЙ) ЭТАП

Маруямский комплекс внутриформационными несогласиями I и II четко разграничивается на три подкомплекса, соответствующих самостоятельным структурно-стратиграфическим подразделениям (Нижнемаруямский, Охотский, Дерюгинский комплексы по В.О. Савицкому и др., 1988 г.).

Нами, руководствуясь целевой задачей оценки нефтегазоперспективности изучаемой территории, дана обобщенная характеристика верхнемиоцен-плиоценового этапа осадконакопления.

Морфология нижнемаруямского бассейна отражает в целом унаследованное развитие территории с курасийского времени. На прилегающей материковой суше на рубеже миоцена и плиоцена вновь проявился повсеместный подъем, усилились денудационные процессы, в локальных депрессиях шло накопление преимущественно песчано-глинистых аллювиальных, склоновых, а также туфогенных (туфо-песчаники, туфы) образований и формировались обширные базальтовые плато (Варнавский, 1985).

На приматериковом борту нижнемаруямского бассейна фиксируется трансгрессивное налегание нижнемаруямских отложений на курасийские, особенно четкое на склонах крупных поднятий (Сюркумское, Совгаванское). Для этих участков характерны предельно малые углы наклона слоев, указывающие на равнинный рельеф дна бассейна и накопление в мелководной шельфовой обстановке. На участках проявления верхнемиоценового вулканизма и формирования положительных подводных форм рельефа также отмечаются элементы несогласного залегания контактирующих осадков (Восточно-Сюркумская, Просторная, Каменская структуры).

Со стороны Сихотэ-Алиня наблюдается слабое поступление терригенных осадков в виде клиноформ латерального наращивания, а сейсмический облик отложений указывает на преимущественно глинистый состав нижнемаруямских отложений. Постепенный переход от шельфовых к глубоководным условиям седиментации в депоцентрах прогибов предполагает увеличение роли опок, опоковидных глин и в целом кремнистости осадков, что благоприятно для формирования нефтематеринских пород.

Верхняя часть комплекса в объеме двух верхних подкомплексов также развивалась унаследованно с сокращением разреза к материку. Отличительной особенностью являлась проградация самых молодых осадков с формированием пологовыпуклых клиноформ, в связи с активизацией сноса осадков с Сихотэ-Алиня. Терригенная седиментация контролировалась, в основном, колебаниями уровня моря, в меньшей степени тектоническими движениями и неровностями рельефа. Это проявилось в локальном изменении мощности осадков на участках развития ранних конседиментационных структур (Каменская, Сюркумская и др.). На шельфе верхний подкомплекс залегает с четким угловым несогласием на нижележащих нижне-среднеплиоценовых отложениях. На широте мыса Сюркум в плиоцене происходит смыкание материкового и островного шельфов и в рельефе дна отчетливо выделяется континентальный склон с элементами оползания верхнеплиоцен-четвертичных осадков.

Состав отложений может изменяться от переслаивания алевролитов с гравийно-песчаными породами в прибрежной зоне (скв. Александровская-1) до диатомовых глин, опок в глубоководных фациях (скв. Изыльметьевская, Ильинская и др.).

Глава 5

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Основой палеогеографических схем послужили собственные наблюдения авторов, синтез сейсмофациальных литолого-стратиграфических, геолого-геофизических данных, накопленных за более, чем 30-летний период, а также сводные работы (Атлас ..., 1968; Сальников и др., 1990; Кириллова..., 2000; Кайнозой Сахалина..., 2002 и др.; Maguyama et al., 1997; Kiminami et al., 1992, 2002). Представленные схемы составлены с допущением неогенового рифтинга земной коры южнее широ-

ты сахалинского мыса Ламанон, где земная кора значительно уточнена (16–20 км). Предполагается, что величина расширения на юге Татарского пролива составила примерно 100 км. Южнее, в Японском море раздвиг достигал 600 км (Мураучи, 1972; Касено, 1972; Ишивада и др., 1984; Jolivet et al., 1995 и др.). Более или менее достоверную историю формирования Северо-Япономорского региона можно проследить с мелового времени, начиная с апт-альба.

5.1. МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

В доаптское время в рассматриваемом регионе преобладали океанические осадки на востоке и шельфовые, склоновые осадки на западе. Образования триас-нижнемелового океанического чехла в виде отдельных сложно дислоцированных фрагментов обнажаются на Сихотэ-Алине, Хоккайдо и Сахалине (Рихтер, 1986; Филиппов, 2001; Жаров, 2004 и др.). На западе региона, в Сихотэ-Алине и Юго-Западном Хоккайдо, эти толщи совместно с другими террейнами были аккретированы к Евразийскому континенту с формированием покровно-надвиговых структур и внедрением гранитоидов (Натальин, 1991; Объяснительная ..., 2000; Ханчук, 2001; Парфенов и др., 2003 и др.). Генерализованное представление о распределении моря и суши на Востоке России в позднем мелу показано на рис. 5.1.

В апте, альбе и сеномане на краю континента продолжает формироваться Монерон-Самаргинская система вулканических дуг (Симаненко, 1986; Гранник, 1997; Малиновский и др., 2002; Жаров, 2004) и образуется серия задуговых, междуговых и преддуговых бассейнов, заполнявшихся преимущественно турбидитами, в том числе и вулканокластическими.

При рассмотрении прежних геодинамических моделей (Жаров, 2004) была отмечена разновозрастность вулканических дуг, объединявшихся ранее под названием Монероно-

Самаргинской дуги (Парфенов, 1984; Симаненко, 1986; Рождественский, 1993; Малиновский и др., 2002 и др.). В целом ситуация в апт-сеноманское время была весьма сходной с кайнозойской ситуацией в Филиппинском море, где островные дуги неоднократно образовывались, раскалывались, рядом с ними формировались пред-, меж- и задуговые бассейны (Кириллова, 1992).

Самаргинская дуга (апт-альб) моложе Монеронской, которая образовалась в берриасе (Пискунов, Хведчук, 1976), и между ними, возможно, существовал междуговой бассейн, ныне скрытый водами Татарского пролива. К западу же от Самаргинской дуги в условиях задугового бассейна (Кемская СФП) накапливались мощные толщи (более 5000 м) турбидитов, разнообразных подводнооползневых образований с обилием вулканокластиков (Малиновский и др., 2002).

Перед фронтом Монеронской дуги долготного простирания накапливались турбидиты преддугового Иезо-Западно-Сахалинского бассейна. Вулканокластиков в осадках этого бассейна немного. Возможно, это объясняется западным направлением господствующих ветров (с моря на континент). Подобное расположение вулканокластических шлейфов у западного подножья вулканических дуг наблюдается и в Филиппинском море (Кириллова, 1992; рис. 1 и 8).

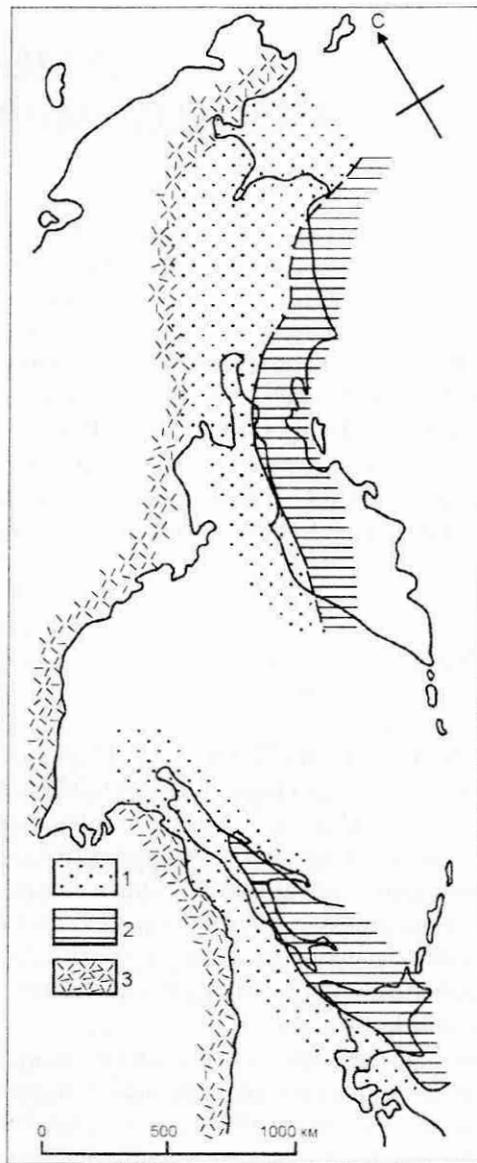


Рис. 5.1 Схематическая палеогеографическая карта Востока России для позднего мела (Сальников и др., 1990):

1 — континентальные угленосные отложения, 2 — морские отложения, 3 — вулканический пояс.

Fig. 5.1. Schematic paleogeographic map of East Russia for the Late Cretaceous (Salnikov et al., 1990):

1 — continental coal-bearing deposits; 2 — marine deposits; 3 — volcanic belt.

Более молодые *турон-сенонские* толщи Хоккайдо и Западного Сахалина, сохраняя преемственность от нижележащих флишевых отложений, характеризуют уже как шельфовую зону западной периферии глубоководного бассейна, так и долинно-веерные турбидитовые системы его склона. С запада этот бассейн об-

рамлялся горно-складчатыми сооружениями Сихотэ-Алиня и вулканическими постройками Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, на востоке — переходил в область глубоководного желоба, где формировались комплексы аккреционных призм, фрагменты которых в аллохтонном залегании изучены на Восточном и Юго-Восточном Сахалине (Рождественский, 1987; Зябрев, 1987, 1992; Гранник, 1997; Жаров, 2004).

Турон-сенонский шельфовый чехол суммарной мощностью до 9000 м разделяется на 3 примерно равных по мощности трансгрессивно-регрессивных цикла. Смена циклов большей частью постепенная, так как проходит внутри мелководно-морских и часто континентальных угленосных толщ, но инундационные звенья циклов, характеризующие максимум трансгрессий, всегда отчетливы и приурочены к раннему турону, раннему сантону и позднему кампану (Сальников и др., 1990). На западной и северной перифериях седиментационной области шельф сменялся приморской низменностью. Наиболее устойчивое положение она занимала на севере региона (Александровский район Сахалина). Со временем приморская низменность охватывала все более обширные пространства. В коньякскую регрессию она доходила на юге до широты пос. Усть-Агнево (арковская угленосная свита), в кампанскую — до широты г. Углегорска (верхнежонкьерская угленосная подсвита), а в дании (бошняковская свита) спускалась еще южнее, почти до широты г. Красногорска.

Наиболее наглядно смену ландшафтов позднего мела можно проследить на примере *раннекампанской регрессии* (рис. 5.2), приведшей к обширному обмелению. С этим временем связана одна из самых характерных (верхнежонкьерская) эпох позднемелового угленосения (Сальников и др., 1990), а также начало вулканизма на севере Сахалина (Ногликский район), хотя южнее он начался позже — в верхнем кампане-маастрихте (Сальников и др., 2001). На юге региона, на Хоккайдо, — это формации томиучи и нижний хетонай (Matsumoto, 1941; Геол. разв..., 1968). Паралические угленосные горизонты мощностью около 50 м тяготеют к западным участкам верхнемелового поля Исикари, к востоку они замещаются на морские образования, представленные на крайнем юго-востоке (район Уракава) сравнительно глубоководными алевролитами и аргил-

литами (формация тиномигава). Область сноса охватывала современную территорию Юго-Западного Хоккайдо и гор Кабата. Суша обрамлялась приморской заболочиваемой низменностью, сменявшейся в восточном направлении шельфом и далее глубоководным бассейном, располагавшимся на месте современного пояса Хидака (Мельников, 1988).

На западе, по краю континента, в это время продолжал формироваться Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАП). В северной его части к раннему кампану относится верхняя часть татаркинской свиты, сложенной дацитами, их туфами и игнимбритами, риолитами, туффитами, туфоконгломератами с отпечатками флоры. Мощность этой части разреза составляет около 250 м. В центральной части к раннекампанскому уровню принадлежит верхняя часть вулканитов приморской серии небольшой мощности (около 30 м), представленной туфами и игнимбритами риолитов, риодацитов, туффитами, песчаниками, реже конгломератами, а затем следует перерыв. В южной части ВСАП (Прибрежная зона) мощность приморской серии возрастает до 2600 м и она подразделяется на три свиты. К раннему кампану относится верхняя часть монастырской свиты мощностью около 400 м, сложенной туфами, туфолавами и игнимбритами риолитов, дацитов, линзами туфопесчаников и туфоалевролитов с флорой, а затем также следует перерыв в седиментации.

Восточнее, под водами Татарского пролива, по геофизическим данным также предполагается присутствие вулканитов. В окрестностях г. Охи скважинами вскрыты средние и основные эффузивы и их туфы с калий-аргоновым возрастом 73-75 млн лет (материалы Г.С. Мишакова).

Сравнительно узкая полоса приморской равнины, обрамлявшая горно-складчатые сооружения Западного Хоккайдо, Сихотэ-Алиня на юге и вулканические гряды Восточно-Сихотэ-Алинского пояса на севере, переходила в обширную Северо-Сахалинскую низменность, которая периодически заливалась морем. Положение приморской низменности хорошо восстанавливается по последовательной смене на север морских алеврито-глинистых отложений (верхнебыковская подсвита) мелководными песчаными, а севернее широты г. Углегорска и на паралические угленосные образо-

вания (жонкьерская свита). В изученных разрезах угленосение происходило в застойных лагунно-озерных условиях.

Морские пачки представлены, в основном, мелководными песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, содержащими толстостенные моллюски (роды *Inoceramus*, *Glicimeris*, *Osirea*, *Mytilus* и др.). Шельфовые отложения слагают главные меловые поля на Сахалине (Верещагин, 1977; Биофациальные..., 1974; Опорный ..., 1987) и Хоккайдо (Matsumoto, 1941; Геол. разв..., 1968; Kiminami et al., 1992; Hirano et al., 2002; Ando, 2004). На сахалинском побережье Татарского пролива они вскрыты скважинами на Лопатинской и Большой Холмской площадях. К обстановке верхней сублиторали отнесены отложения, представленные чередованием алеврито-глинистых и песчаных пород. Роль последних, нередко содержащих прослои и линзы конгломератов с обилием растительного детрита, линзочками угля и обломками древесины, достаточно резко убывает к более глубоководной акватории. Нижняя сублитораль, характеризующая уже открытый морской бассейн, представлена сравнительно однородными темно-серыми, почти черными аргиллитами и глинистыми алевролитами с многочисленными мергелистыми конкрециями и желваками пирита. Аргиллиты и конкреции содержат обильную фауну гигантских аммонитов и иноцерамов. На Сахалине эти отложения (верхнебыковская подсвита) слагают восточные склоны Западно-Сахалинских гор, распространяясь на север почти до широты пос. Вахрушева.

Как уже отмечалось, на Сахалине и Хоккайдо увеличение мористости отложений наблюдается к востоку. Глубоководная часть позднемелового бассейна предполагается на месте современных поднятий Восточного Сахалина и Хидака, где фрагментарно, обычно в аллохтонном залегании, обнажаются позднемеловые окраинноокеанические и островодужные образования (Савицкий и др., 1969; Левашова и др., 2001; Гранник, 2002; Жаров, 2004).

Описанная зональность хорошо прослеживается и на о. Хоккайдо (Takashima et al., 2004). С запада на восток раннекампанские паралические угленосные образования замещаются сначала глинистыми песчаниками, аргиллитами формации Хаборогава (шельф и конус выноса дельты) с обильной фауной иноцера-

мов (зона *Inoceramus japonicus*), а далее к востоку – темно-серыми массивными или биотурбированными аргиллитами формации Касима, переходящими в тонкие глинистые песчаники в верхней части. В аргиллитах встречены иноцерамы, планктонные фораминиферы, радиолярии, характеризующие обстановку верхней батиали. В верхней части описанных формаций наблюдаются размывы, перерывы в седиментации или резкая смена типа осадков. По мнению Х. Андо (Ando et al., 2004), к нижнему-среднему кампану приурочена граница секвенс третьего порядка.

В маастрихтское время вулканический фронт в целом сместился к востоку. В пределах ВСАП вулканические извержения после перерыва в среднекампанское время продолжались в позднем кампане-дании. В южной части пояса выделяются сияновская и самаргинская свиты мощностью до 1200 м, представленные андезитами, дацитами, андезибазальтами, туфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами с обильной флорой, и перекрывающая их богопольская свита мощностью до 500 м, сложенная перлитами, риолитами, их туфами, трахириолитами, риодацитами, дацитами, игнимбритами (Решения..., 1994). В северной части пояса аналоги вулкаников этого возрастного уровня выделяются, но менее уверенно. Кроме того, выше по разрезу там в локальных структурах известны туфогенно-осадочные, угленосные отложения маломихайловской свиты мощностью до 350 м с обильной флорой датского возраста.

По данным сейсмо- и магниторазведки вулканики широко распространены в Татарском проливе, образуя материковую ступень, возраст их предположительно варьирует в интервале 44–72 млн л.

Маастрихтское время характеризуется расцветом трансгрессии последнего поздне-мелового цикла. Практически везде на Западном Сахалине она оставила после себя тонкообломочные осадки открытого моря, наиболее глубоководные из которых установлены на юго-востоке региона, на востоке п-ова Крильон и в Долинском районе Сахалина. Здесь преобладают глинистые алевролиты. Ядро богатого комплекса фауны составляют гладкие аммониты. Большинство из них обладали узкой раковиной, были хорошими пловцами и обитали в глубокой части бассейна. К северо-западу алевролиты по-

степенно насыщаются обломочным материалом и на севере Западно-Сахалинских гор рассматриваемый интервал разреза представлен крупнозернистыми алевролитами с прослоями песчаников и редкой морской фауной, характеризующей верхнелиторальную обстановку седиментации (Биофациальные..., 1974).

Фаций прибрежного мелководья и приморской равнины рассматриваемого времени в регионе не установлено. Скорее всего они занимали небольшое пространство в пределах современной акватории и в виде узких зон обрамляли предгорья Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Приморское обрамление пояса подтверждается и тем, что самое начало последовавшей затем регрессии сопровождалось литоральными россыпями, которые в виде ильменитовых песчаников установлены в подошве бошняковской свиты Углегорского района (Маргулис, 1977).

Условия седиментации на севере региона не совсем ясны. Предполагается (Сальников и др., 2001), что эти образования на значительной территории были размывы, т. к. в Бауринской скважине олигоценые слои залегают на верхнекампанских. Эти данные, наряду с установленной западнее сейсморазведкой материковой ступенью и широким развитием здесь донеогеновых вулкаников (44–72 млн лет), дают основание предполагать в маастрихте на северо-восточном обрамлении современного Татарского пролива вулканическую сушу.

Позднемаастрихт-раннепалеогеновое время ознаменовалось интенсивным вулканизмом в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Он протекал в континентальных условиях, характеризовался мощными центральными и ареальными извержениями и привел к образованию огромного объема кислой пирокластики (агломераты, туфы, игнимбриты). Лавовые продукты (кварцевые порфиры, фельзиты, дациты) играют подчиненную роль. Для дания характерны извержения биотитсодержащих туфов и игнимбритов. Они происходили при сильных вулканических взрывах (Ветренников, 1976). Толщи биотитсодержащих пирокластических пород занимают огромные площади вулканического пояса (овсяниковская, нерпинская, курулинская, муханская толщи на юге и тахобинская свита на севере) и распространяются в виде четких туфовых горизонтов в сахалинскую седиментационную область. Осо-

бенно наглядно Сихотэ-Алинская природа сахалинских вулкаников устанавливается по присутствию в бошняковской свите биотитсодержащих туфов. Сихотэ-Алинская суша была также главным поставщиком обломочного материала к западной периферии сахалинской седиментационной области, особенно к ее северной (равнинной и мелководно-морской) части (Потапова, 1960; Жидкова и др., 1963; Маргулис, 1979).

В позднемаастрихт-раннепалеогеновое время регион испытывал последовательное воздымание и в дании море надолго (до среднего эоцена) покидает рассматриваемый регион.

Таким образом, в позднемеловой (турон-датский) период на месте современного Татарского пролива преобладала суша – область сноса и транзита обломочного материала в располагавшийся восточнее морской бассейн. Суша охватывала современные Западный Хоккайдо и его подводную окраину, примыкавшие в то время к материку, и вулканический пояс. Последний, как единый морфоструктурный элемент, протягивался вдоль материка к Западной Японии (о-ва Кюсю, Хонсю и прилегающий шельф) и разделен был только в миоцене при формировании Япономорской глубоководной котловины. Обрамляющая сушу с востока узкая низменная полоса значительно расширялась в пределах современного северного окончания Татарского пролива и примыкающих районов Приамурья и Сахалина. Накопление здесь мощных параллельных толщ связано, вероятно, с крупной

дельтовой системой (Красилов, 1979). Береговая линия была изрезанной и, в зависимости от колебаний уровня моря, претерпевала масштабные миграции. Можно согласиться с В.С. Рождественским (1987), что поздне-меловые колебания уровня моря и связанные с ними трансгрессии имели во многом эвстатическую природу.

В целом седиментационные циклы соответствуют верхнемеловым суперсеквенсам глобальной шкалы (Hardenbol et al., 1998). Обращает на себя внимание туронский уровень максимального затопления, перекрывающий все пространство от Хоккайдо до Северного Сахалина и наиболее ярко выраженный на секвенс-стратиграфической шкале (91–92 млн лет). Предполагается, что уровень Мирового океана поднялся в туронское время по сравнению с аптом на 150–200 м.

Что представляла собой восточная глубоководная область, не совсем ясно, так как структуры центральных и восточных районов Сахалина и Хоккайдо имеют аллохтонное залегание. Поэтому на представленной схеме (рис. 5.2) мы ограничились показом лишь западной периферии зоны глубоководья.

Рассматриваемый регион в поздне-меловую эпоху располагался между субтропическим и теплоумеренным климатическими поясами (Красилов, 1979). Климатический оптимум приходится на кампан, когда произрастали магнолии, пальмы, лавры и секвойи, ощутимое похолодание – на даний.

5.2. КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Рубеж мела и палеогена – это эпоха ларамийского тектогенеза, сопровождавшегося в рассматриваемом регионе крупномасштабной реорганизацией переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану. В это время начал формироваться структурный каркас осевой части Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и обозначились «ядра роста» аккреционной структуры, ограничивавшей в дальнейшем прото-структуру Татарского пролива с востока.

Именно с этого времени, с раннего палеогена, можно говорить об истории формирова-

ния Татарского пролива как морфоструктурного элемента, разделяющего структуры острова Сахалин и материка. Хоккайдо-Сахалинский ороген представлял собой систему высоких кулисообразно сочленяющихся хребтов северо-северо-западного простирания. К западу от воздымающейся горно-складчатой страны, частично наследуя область поздне-мелового прогиба, заложился Исикари-Западно-Сахалинский прогиб с его двумя звеньями: Западно-Сахалинским и Исикари. Они были разделены северным погружением Южно-Татарской зоны поднятий (Антипов и др., 1980). Пос-

ледная, являясь продолжением стабильных структур Западного Хоккайдо и его бордерленда, включает поднятия банки Мусаси, Ребун-Монеронское, Холмское, Пионерское. Два последних поднятия простираются вплоть до современного побережья Сахалина (гг. Холмск и Чехов). Депоцентры прогиба были «прижаты» к складчатому восточному (Хоккайдо-Сахалинскому) борту прогиба, западный борт охватывал сравнительно стабильные структуры материка, Западного Хоккайдо и Южно-Татарской зоны поднятий.

В *палеоцене* на большей части региона господствовал режим эрозии и денудации и осадки накапливались только в разрозненных впадинных участках Западно-Сахалинского звена прогиба (Маргулис и др., 1974) и Исикари (Ando, 2003).

Такие районы, где практически не улавливается перерыва между верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями (камские слои Углегорского района, синегорские слои Долинского района), представляли собой низменные заболоченные участки суши (Пограничные..., 1976; Государственная..., 2001). В северных и северо-восточных предгорьях орогена, в приустьевых тальвегах накапливались мощные галечники. Преобладающий снос обломочного материала осуществлялся с горных сооружений восточного борта и, в значительно меньшей степени, с вулканических сооружений Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, где в позднем палеоцене – раннем эоцене наблюдается пауза в вулканической деятельности.

В *раннем эоцене* фронт осадконакопления значительно расширился и занимал всю срединную часть прогиба от юга Хоккайдо (формации норикава, хорокабэцу, юбари) до широты пос. Бошняково на севере о-ва Сахалин (найбутинская, снежинкинская свиты). С севера на юг устанавливается смена ландшафтов: от высоких до низких гор и выровненных предгорий. Области сноса для северных районов служили, в основном, горные обрамления Центрального Сахалина и Сихотэ-Алиня, для южных районов – хребты Хидака и Сусунайский с востока и возвышенности Западного Хоккайдо и Южно-Татарская с запада.

Для сахалинского звена седиментационной области устанавливаются различные источники сноса обломочного материала. Условная граница между ними проходит примерно

на широте г. Красногорска. В породах северного района преобладают обломки яшм, сланцев и различных эффузивов, характерных для мезозойских образований Восточного Сахалина, встречается галька и даже валуны гранитов, свидетельствующие о привносе материала с Сихотэ-Алинских гор (Потапова, 1960). Для южного района отмечено преобладание в составе обломков кварца, кварцитов, эффузивов и хлоритовых сланцев, что говорит о размыве метаморфического комплекса Сусунайского поднятия.

Область седиментации представляла собой низменную территорию с хорошо развитой гидросетью. В предгорьях накапливались грубообломочные осадки: на севере – мощные галечники (каменная свита, утесовская толща), на юге – преимущественно пески с галькой и пластами гравия; в центральной части прогиба в периодически заболочиваемых водоемах формировались глинисто-алевритовые осадки с торфяниками.

Во *второй половине среднего эоцена* область седиментации уже достигла на севере Александровского района, на востоке – современных отрогов Западно-Сахалинских гор и хребта Камуикатан на Хоккайдо. В это время в пределы прогиба из Тихого океана впервые проникают морские воды. Образуется Исикари-Западно-Сахалинский морской залив. На большей его части накапливались мелководные существенно песчаные осадки с хорошо выраженными волноприбойными знаками и симметричными следами ряби, мелководными гироглифами и биотурбационными текстурами. Характерны прослои гравелитов, скопления толстостворчатых моллюсков и устрички (краснопольевская свита). Морской бассейн отличался непостоянством режима и частой сменой береговой линии. Песчаные бары отгораживали участки моря, создавая отшнурованные лагуны, благоприятные для торфообразования (северная часть Углегорского района, Александровский, Холмский и Невельский районы). Устойчивый морской режим сохранялся лишь в южной части залива.

К среднему эоцену относится возобновление вулканизма на материке. Он проявился в виде лавовых извержений с образованием покровов средне-основного и основного составов (кузнецовская свита), несогласно перекрывающих более древние вулканогенные образования

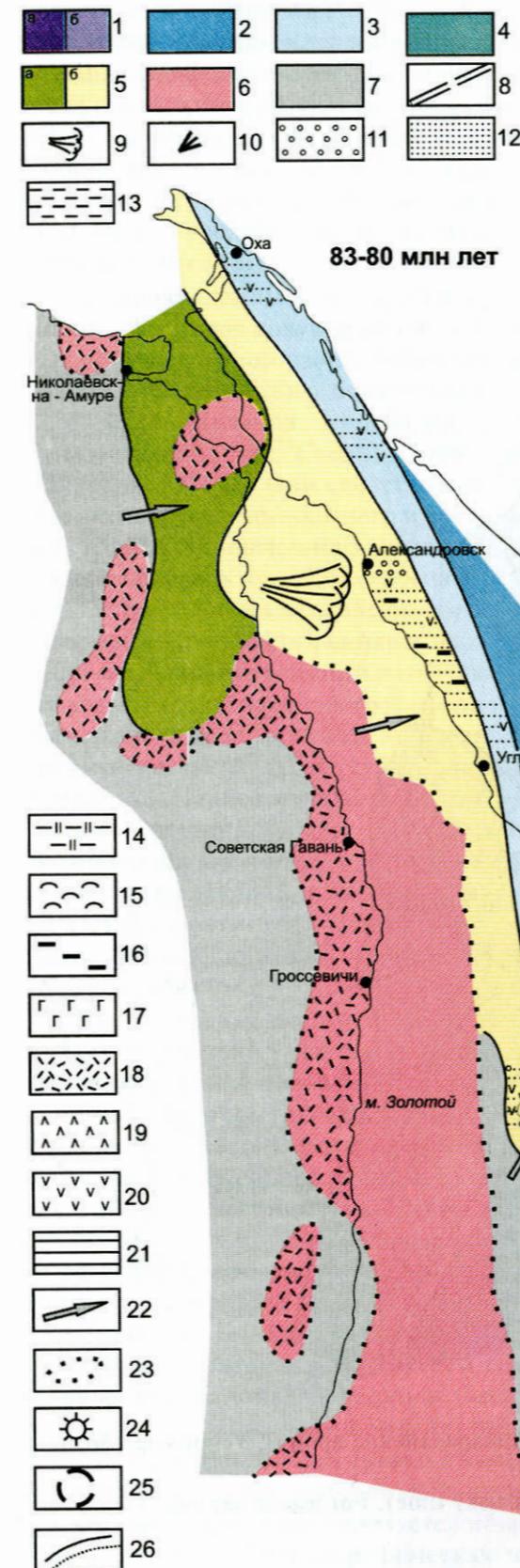


Рис. 5.2. Обстановки осадконакопления в раннем кампане (позднебыковское время).

Палеогеографические обстановки: 1 – море, глубоководные области: а – абиссаль, б – батиналь; 2 – море, нижняя сублитораль и переходный горизонт; 3 – море, литораль и верхняя сублитораль; 4 – озеро; 5 – равнина: а – низменная аккумулятивная, б – периодически заливаемая морем; 6 – области наземного вулканизма; 7 – области денудации; 8 – речные долины; 9 – дельты, речные устья; 10 – подводные конусы выноса. **Литологический состав:** 11 – галечники, пески; 12 – пески, алевриты; 13 – алевриты, глины; 14 – кремнистые алевриты, аргиллиты; 15 – опоки и диатомиты; 16 – прослои углей. **Вулканогенные образования:** 17 – лавы и туфы основного и среднего состава; 18 – лавы и туфы кислого состава; 19 – олигоцен-миоценовые «зеленые туфы». **Вулканогенно-осадочные образования:** 20 – терригенно-вулканогенные, примесь пирокластического материала и прослои туфов; 21 – вулканогенный флиш. **Прочие обозначения:** 22 – направление сноса обломочного материала; 23 – границы вулканических областей; 24 – изолированные вулканические центры; 25 – породы в аллохтонном залегании; 26 – современная береговая линия (а) и ее проекция на палинспастическую основу.

Fig. 5.2. Depositional environments in the Early Campanian (Late Bykovsky time)

Paleogeographic environments: 1 – sea, deep-water areas: a – abyssal, b – bathyal; 2 – sea, lower sublittoral and transition zone; 3 – sea, littoral and upper sublittoral; 4 – lake; 5 – plain: a) – lowland accumulative, b) – submerged from time to time; 6 – areas of terrestrial volcanism; 7 – denudation areas; 8 – river valleys; 9 – deltas, river mouth; 10 – submarine fans. **Lithological composition:** 11 – gravelstones, sands; 12 – sands, siltstones; 13 – siltstones, clays; 14 – siliceous silt-mudstones; 15 – gaisies and diatomites; 16 – coal interbeds. **Volcanogenic rocks:** 17 – lava and basic to intermediate tuff; 18 – lava and acid tuff; 19 – Oligocene-Miocene «green tuffs». **Volcanogenic-sedimentary rocks:** 20 – terrigenous-volcanic, pyroclastic material admixture and tuff intercalations; 21 – volcanogenic flysh. **Other symbols:** 22 – direction of a clastic removal; 23 – boundaries of volcanic regions; 24 – isolated volcanic centres; 25 – allochthonous rock; 26 – present coast line (a) and its projection on a palinspastic basis.

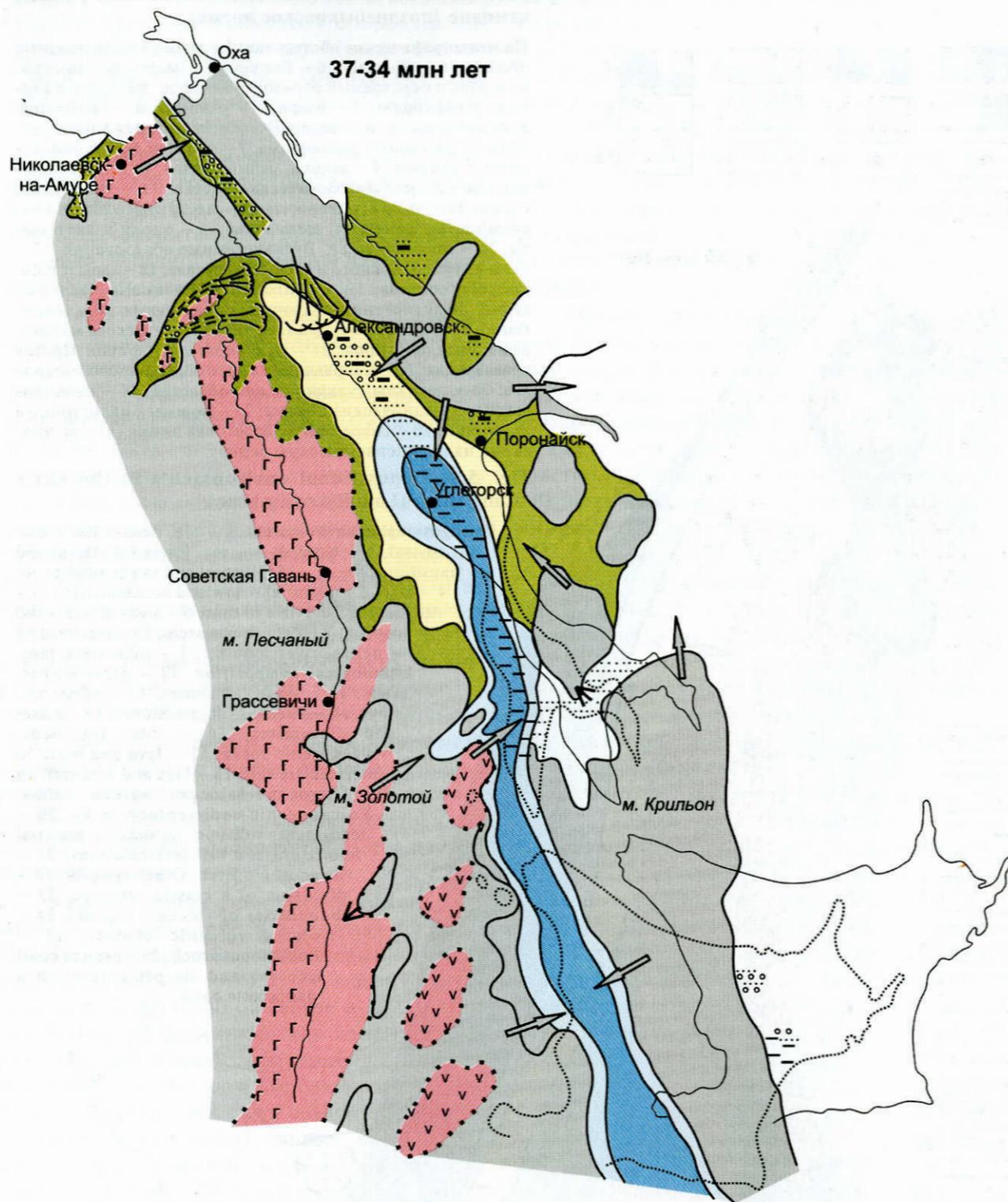


Рис. 5.3. Обстановки осадконакопления в позднем эоцене (такарадайское время). Условные обозначения см. на рис.5.2.

Fig. 5.3. Depositional environments in the Late Eocene (Takaradaisky time). For legend see Fig. 5.2.

Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Эоценовые вулканические потоки слагают основание рыхлых толщ на многих участках современного Татарского пролива, распространяясь на северо-западную оконечность Сахалина (эффузивы и туфы сладкинской толщи, Мишаков и др., 1969). На севере, как на материке, так и на Сахалине, в отдельных грабенах накапливались алеврито-песчаные и глинистые осадки аллювиальных и озерных фаций (таусменская и ныйденская толщи).

Многочисленные драгировки средних и кислых эффузивов получены на поднятиях центральной и северной частей Японского моря и Хоккайдо-Сахалинского бордерленда, включая о. Монерон (Евланов, Коновалов, 1978, Куделькин и др., 1982; Съедин, 1989, Леликов, Маляренко, 1994). Они свидетельствуют о начале активного средне-кислого и средне-основного известково-щелочного вулканизма в среднем эоцене вдоль линии банка Ямато-о. Монерон. Петрографические особенности эффузивов и формационный облик синхронных вулканогенно-осадочных отложений позволяют думать, что ареалы среднеэоценового магматизма зародились вдоль края материка и формировались как в субаквальной, так и в субконтинентальной обстановке. Наиболее вероятно, что Исикари-Западно-Сахалинский морской залив в это время развивался как преддуговой или междуговой прогиб, разделяющий вулканическую окраину Азиатского континента и островную систему структурных поднятий (Камуикотан, Крильонское, Сунайнское и др.).

Распределение фаций вулканогенно-осадочных формаций этого времени указывает, что формирование прото-Японской зоны вулканизма и раскрытие междугового прогиба шло с юга на север. В пользу этого свидетельствуют среднеэоценовые туфовые толщи, установленные на юге центрального Хоккайдо, и многочисленные прослои туфов и вулканогенно-осадочных пород, вскрытые на краснопольевском стратиграфическом уровне в Монеронском прогибе Виндисской и Кузнецовской скважинами. Севернее в Холмском и тем более Углегорском районах Западного Сахалина в породах этого фациального ряда нет пирокластики, которая появляется только в самых верхах эоцена-олигоцене в аракайской свите.

Поздний эоцен характеризуется обширной трансгрессией. Палеогеографическая зональ-

ность палеогенового периода в это время наиболее отчетлива (рис. 5.3). В срединной части Исикари-Западно-Сахалинского залива устанавливается устойчивый морской режим с накоплением сравнительно глубоководных сероцветных глин (такарадайская свита, формация поронай). Отложения содержат многочисленные мергелистые конкреции, геннойши, желваки пирита и разнообразную фауну моллюсков. Только в северной тыловой части седиментационной области в условиях приморской равнины продолжает формироваться паралическая толща.

По характеру распределения отложений совершенно очевидно, что позднеэоценовая трансгрессия распространялась с юга на север и море представляло собой обширный, далеко вдающийся в пределы суши залив. Непосредственная связь этого залива с океаном доказывается находками на Западном Сахалине эоцен-раннеолигоценного наннопланктона (Гладенков и др., 2001). Более всего он характерен для верхнеэоценовой такарадайской свиты Южного Сахалина, где представлен типичными видами высоких широт. На южной периферии море во время мгновенной ингрессии залило обширные пространства вплоть до горных сооружений предшествующего времени. Позднеэоценовое максимальное затопление территории, устанавливаемое на Южном Сахалине по маркирующему горизонту черных глин в основании такарадайской свиты, достигало и современного побережья материка. Здесь среди одновозрастных преимущественно континентальных вулканитов найдены остатки морских растений.

На краю материка продолжалась активная вулканическая деятельность, проявившаяся в излиянии андезибазальтов, плато-базальтов сизиманской, салибезской и суворовской свит. Наиболее восточная прото-Японская цепь вулканических ареалов, сопряженная с Исикари-Западно-Сахалинским заливом, достигла к этому времени Юго-Западного Сахалина (базальтные части аракайской свиты).

Олигоцен-ранний миоцен — одна из ключевых эпох в геологической истории региона. Она характеризуется резкой активизацией вулканизма вдоль всего Япономорского региона, знаменующим разрушение и растаскивание блоков огромного участка континентальной коры и начало становления глубоководных

впадин Япономорского региона. Северным звеном этого растяжения являлся трог Татарского пролива.

На краю материка после накопления в некоторых районах в конце эоцена туфогенно-осадочных угленосных толщ и формирования монтмориллонитовой коры выветривания изливались громадные массы базальтовой лавы (Сухов, 1975, 1979; Okamura et al., 1998). На современном побережье и прилегающей акватории Татарского пролива, особенно в северных районах, была образована сплошная полоса эффузивов, несогласно перекрывающая как структурные элементы мезозой, так и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Подошва базальтоидов, мощность которых достигает 1000м, постепенно погружается на восток с гипсометрических отметок 1000-500м под воды Татарского пролива.

С олигоценом (ярус нисиога) связано также и становление пояса «зеленых туфов», прослеживающегося вдоль внутренней (япономорской) стороны о. Хонсю на юго-западный Хоккайдо и далее в акваторию, к поднятию банки Мусаси (Хотта, 1972; Ishii et al., 1973; Submarine..., 1973; Yaasa et al., 1978). «Зеленые туфы» вскрыты и в центральной части Японского моря и на Западно-Хоккайдинском бордерленде (Initial..., 1975; Объяснительная..., 2000, Sun Yoon, 2001). Во внутренней Японии и на прилегающем шельфе формация «зеленых туфов» дискордантно перекрывает как сложно-дислоцированные палеозойские и мезозойские породы, так и поздне меловой вулканический пояс. Вулканический пояс трассирует край континента, а вышележащие «зеленые туфы» — его дробление, формирование вулканической дуги и смежной глубоководной впадины. Движения по разрывам и интенсивный вулканизм привели к погружению значительных территорий. Базальные слои формации «зеленых туфов» обычно представлены континентальными отложениями с преобладанием обломочных туфогенных пород, а вышележащие образования — озерными, солоноватоводными и реже морскими фациями. Лавы (в основном, средне-основного состава) и туфы сильно изменены и превращены в пропилиты.

В Исикари-Западно-Сахалинском море вулканизм был менее интенсивным, поскольку проявился на фоне расширяющейся трансгрессии (формации момидзияма, асахи, аракайская

и гоннойшинская свиты) и выравнивания горных сооружений (рис. 5.4). Суша в виде архипелага островов сохранилась на месте геантиклинальных поднятий Хоккайдо и Сахалина.

На Западном Сахалине и прилегающем шельфе выделяются три основные вспышки вулканизма (Маргулис и др., 1970). Каждой из них соответствует линия эруптивных центров, смешавшихся во времени к востоку. В целом, они образуют зону субмеридионального простирания, протягивающуюся вдоль Западного Сахалина и наследующую положение зоны эоценового вулканизма. Возникнув как подводные образования, некоторые вулканы вышли из-под уровня моря и морфологически были выражены грядой невысоких островов. Преобладал эксплозивный вулканизм среднего состава. Вблизи вулканических островов накапливались относительно глубоководные слабосиликатные глины и алевролиты (низы аракайской свиты, гоннойшинская свита), обогащенные пирокластическим материалом. К востоку, в мелководной зоне они сменялись песками с гравием и галькой (гастелловская свита). Северную часть современного Сахалина занимало мелководное море (мачигарская свита) с островами, разъединяющими Япономорский и Охотоморский бассейны.

К позднему олигоцену приурочено максимальное выравнивание территории. На обширных морских пространствах присахалинской области формируется сравнительно глубоководная кремнисто-глинистая турбидитовая толща (холмская свита). Эти отложения не характерны для Япономорского региона, холмская свита пространственно тяготеет к Южно-Татарской впадине и практически выклинивается к южной оконечности Сахалина. В заливе Терпения сейсмозаземкой установлен древний склон глубоководной впадины — флексурный изгиб предположительно холмских слоев, выровненный невеликими (?) отложениями. Близкие условия — развитие крутого склона глубоководной впадины (более 500м) с режимом седиментационного голодания и накоплением силикатных ритмов предполагаются для восточного побережья Сахалина и его шельфа (пиленгская свита).

В раннем миоцене (рис. 5.5) на краю материка продолжались излияния эффузивов с преобладанием базальтов: во внутренней зоне Японии — образование пояса «зеленых туфов».

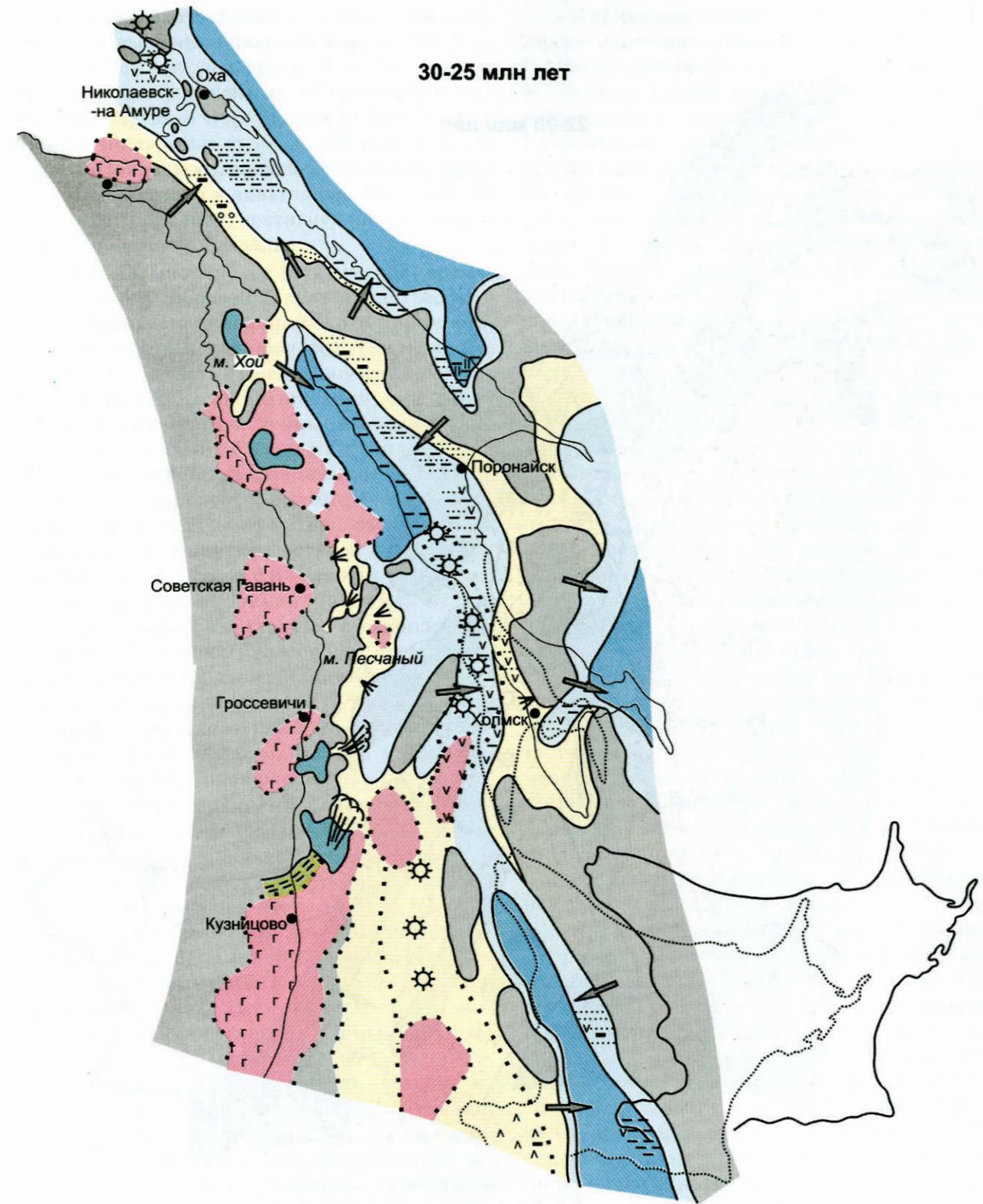


Рис. 5.4. Обстановки осадконакопления в олигоцене (аракайское время). Условные обозначения см. на рис. 5.2.

Fig. 5.4. Depositional environments in the Oligocene (Arakaisky time). For legend see Fig. 5.2.

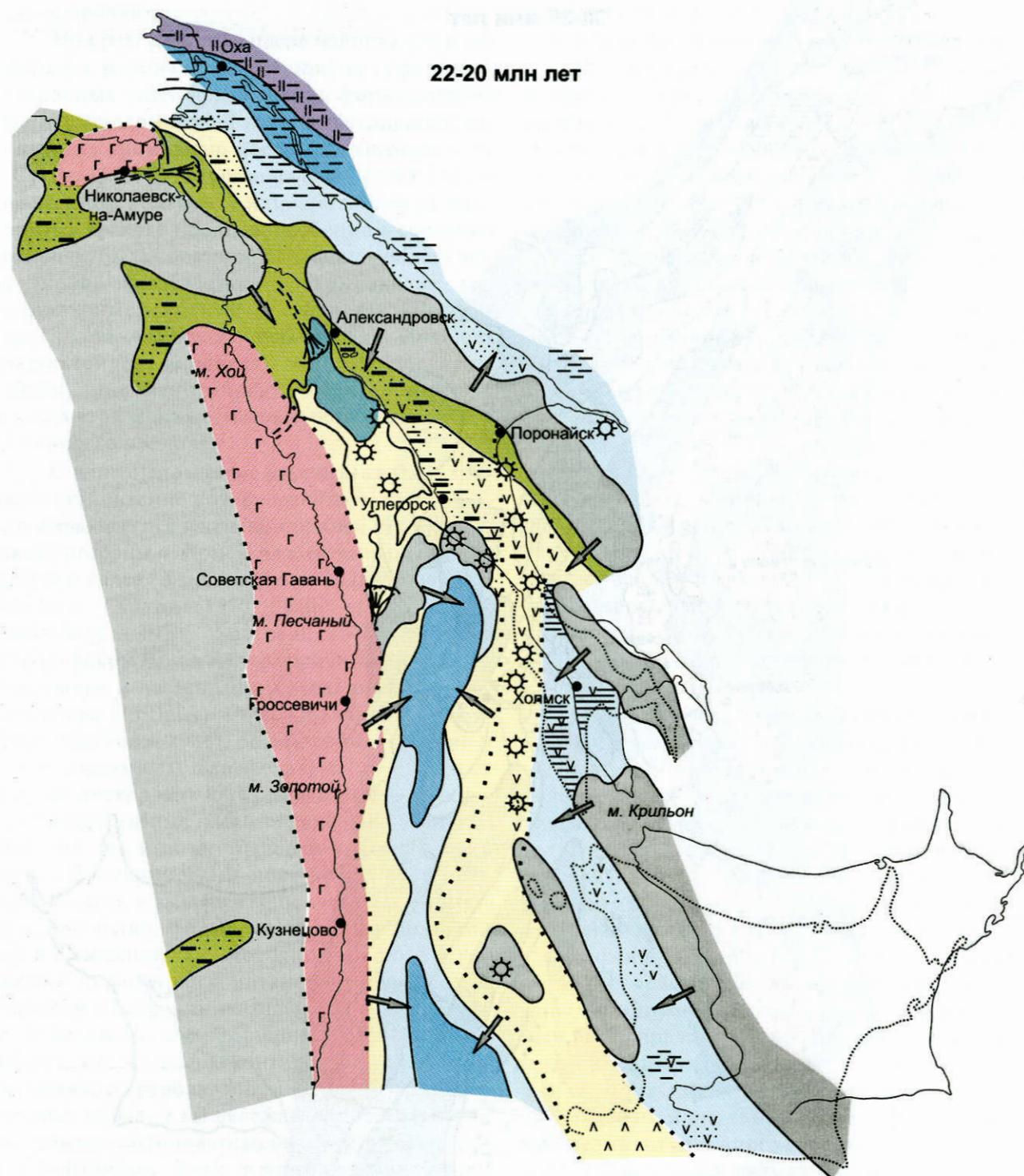


Рис. 5.5. Обстановки осадконакопления в начале раннего миоцена (невельское время). Условные обозначения см. на рис. 5.2.

Fig. 5.5. Depositional environments in the earliest Early Miocene (Nevelsky time). For legend see Fig. 5.2.

На севере Сихотэ-Алиня в условиях низменных и возвышенных плато многократные излияния лав из щитовых вулканов и стратовулканов, нередко увенчанных экструзивными куполами (Сухов, 1979), создали вулканический покров мощностью от 100 до 400 м (кизинская свита). Покровы кизинских базальтов распространились далеко в акваторию современного Татарского пролива, достигнув на его северо-западе побережья Сахалина.

В раннемиоценовое (дайсимское) время, по-видимому, произошла первая трангрессия в пределы современного Японского моря с юга, со стороны корейских проливов. Тем не менее, подавляющая часть бассейна внутренней Японии оставалась солоноватоводной, о чем свидетельствуют многочисленные находки *Vicaria* и слоев с углями. Считается (Геол. разв..., 1968), что в зеленотуфовые морские бассейны с запада реки доставляли огромный объем пресной воды и, судя по развитию наземных млекопитающих, Японские острова в это время еще не утратили связи с материком. В отличие от олигоценового, раннемиоценовый вулканизм имел взрывной характер с накоплением на юго-западе Хоккайдо мощных толщ пирокластических пород и излияниями риолитов и дацитов (формация куннуи). В нижней части вулканического комплекса встречаются прослойки континентальных отложений, в верхней – породы морского происхождения.

Особенности раннемиоценовой седиментации осевой зоны Центрального Хоккайдо связаны с меридиональной горной цепью Хидака, простирающейся к полуострову Крильон на Сахалине. Западнее этого орогена располагался протяженный осадочный бассейн, унаследовавший основные черты предшествующей области седиментации. В начале рассматриваемого периода здесь преобладали условия приморской низменности, периодически заливаемой морем (формации асахи, аинай, хаборо, соя), в конце раннего миоцена на большей части области господствовало мелкое море (формации хорамуи, такиноу, мисава, тикубэцу, онисамэцу). Нижнемиоценовые угленосные отложения особенно характерны для северной оконечности Хоккайдо; в месторождении Тэмпоку мощность угольных пластов достигает 1,5-1,7 м. Отложения этого района отличаются также большим количеством туфовых прослоев.

На Сахалине и прилегающей акватории Татарского пролива в раннем миоцене образуется Чеховская вулканическая гряда, протягивающаяся в северо-восточном направлении от приморской акватории к г.г. Чехов и Макаров. Преобладали извержения базальтов и андезитобазальтов центрального типа; эруптивные аппараты обрамлялись продуктами разрушения вулканических конусов (чеховская свита). Характерны лахаровые потоки с обломками деревьев и кусками древесины. Вместе с тем, в непосредственной близости от вулканических конусов в морском мелководье накапливались туфы и вулканомиктовые песчаники с обилием толстостенных моллюсков (роды *Mytilus*, *Chlamys*, *Thyasira*, *Macoma*). В верхней части чеховской свиты отмечен характерный теплолюбивый комплекс с *Glicimeres*, *Dosinia*, *Macrocallista*.

Пространственное единство Чеховской вулканической гряды, пересекающей различные структурные элементы острова, и ее сходные геофизические характеристики с Северо-Японским глубинным разломом позволяют предполагать, что раннемиоценовый вулканизм Сахалина и Западной Японии фиксирует раздвиговое раскрытие северной части Японского моря и Татарского пролива. Вулканическая гряда разъединила два района Западного Сахалина. Южный из них был представлен трогом, где в условиях иногда осушаемого мелководья накопилась мощная толща вулканогенного флиша (невельская свита), северный – приморской равниной с накоплением вулканомиктовых, пирокластических осадков и торфяников (нижняя вулканогенно-осадочная часть верхнедуйской свиты).

К западу от вулканической гряды был сформирован новообразованный морской Южно-Татарский бассейн. Прогибание этой территории носило резко дифференцированный характер. Прислонение неогеновых осадков к поверхности фундамента по южной периферии Южно-Татарской зоны поднятий (Антипов и др., 1980) и на континентальном склоне (Крапивнер и др., 1976; Основные..., 1978) свидетельствуют о резком опускании территории и почти одновременном образовании впадин Япономорского глубоководного бассейна. Исходя из мощности прислоненных осадков, амплитуда опускания оценивается в 2 км.

Можно предполагать, что к среднему миоцену практически был завершён главный этап

расширения земной коры Япономорского региона, оформилась морфоструктура глубоководных впадин и начал формироваться практически сплошной чехол Японского моря и Татарского пролива.

На севере Татарского пролива, по данным береговых разрезов и морской сейсморазведки, восстанавливается достаточно обширная приморская низменность, прорезанная реками, стекающими на юг. При впадении их в морской бассейн была, вероятно, сформирована крупная дельтовая система. Севернее и восточнее Восточно-Сахалинских гор господствовало Охотское море с отчетливой ландшафтной зональностью – от песчаного мелководья на западе до батиали с накоплением кремнистых илов на востоке (уйнинская свита). Возможно, в это время впервые начала действовать дельтовая система палео-Амура, сыгравшая значительную роль при формировании неогенового осадочного чехла Северного Сахалина.

Конец раннего миоцена ознаменовался глыбово-складчатыми процессами на востоке Сахалина и Хоккайдо и общим воздыманием территории (алеутская фаза по Н.Б. Плешакову, 1938). Тектонические движения мало затронули Северный Сахалин, а южнее привели к разрастанию поднятий Сахалина и Хоккайдо и к смещению Исикари-Западно-Сахалинской депрессии, особенно ее Западно-Сахалинского звена, к западу. Море практически полностью покинуло Сахалин. В пределах современного Татарского пролива в господствующих условиях равнины, а в средней части депрессии остаточных солонатоводных бассейнов, формировались существенно глинистые осадки, на периферии области – угленосные образования часто с русловыми галечниками. На юге региона, на Хоккайдо, рассматриваемая депрессия заполнялась как с восточных высоких гор Хидака, так и с возвышенностей Западного Хоккайдо.

В конце *раннего и в среднем миоцене* осадконакопление началось с формирования параллельных угленосных отложений, обычно трансгрессивно залегающих на подстилающих образованиях. В некоторых краевых частях бассейна как на Сахалине, так и на Хоккайдо базальные континентальные и мелководные нижнемиоценовые отложения отсутствуют, а более древние образования обычно с угловым несогласием перекрыты среднемиоценовыми

морскими толщами. На севере региона, по данным глубокого бурения (Мишаков и др., 1985) и морской сейсморазведки, устанавливается приморская низменность и мелководная периферия бассейна с крупными дельтовыми выносами. С севера на юг и с востока на запад параллельные толщи сменяются морскими преимущественно мелководными отложениями. Переход от субконтинентальных условий осадконакопления к прибрежно-морским и затем морским отчетливо фиксируется в Улегорско-Лесогорском районе Западного Сахалина. Эти особенности свидетельствуют об углублении и расширении Южно-Татарского морского бассейна (рис. 5.6).

Расцвет трансгрессии в регионе приходится на середину среднего миоцена (рис. 5.7). В это время (примерно 11-13 млн лет назад) практически вся дальневосточная окраина была залита морем. Господство среднемиоценового морского бассейна, наиболее значимого за всю кайнозойскую историю, скорее всего, помимо региональных причин, объясняется и эвстатическим подъемом уровня океана. Массивы последнего оцениваются примерно в 100 м (Hardenbol et al., 1998).

Море охватило практически весь регион, лишь в виде изолированных островов возвышались антиклинорные поднятия Хоккайдо-Сахалинской области. Морские бассейны, окружающие эти поднятия, раскрывались в сторону Дерюгинской, Южно-Охотской и Япономорской глубоководных впадин. Только на крайнем севере региона сохранились условия приморской равнины и дельты палео-Амура. С севера на юг низменная территория последовательно сменялась прибрежным мелководьем, сублиторалью и батиалью. В глубоководных условиях формировались кремнистые илы, обогащенные органическим материалом, сменяющиеся у островов диатомитами и алевритами (курасийская свита). Во многих районах островов Сахалина и Хоккайдо обычно в зоне поднятий в парагенезе с кремнисто-глинистыми встречаются вулканогенные образования. Здесь формировалась характерная туффито-диатомитовая формация (курасийская, анивская свиты, формации якумо, вакканай).

В *позднем миоцене* постепенно со все возрастающей интенсивностью начинают воздыматься поднятия Среднего Сахалина и о. Хоккайдо (рис. 5.8). Начало проявления оро-

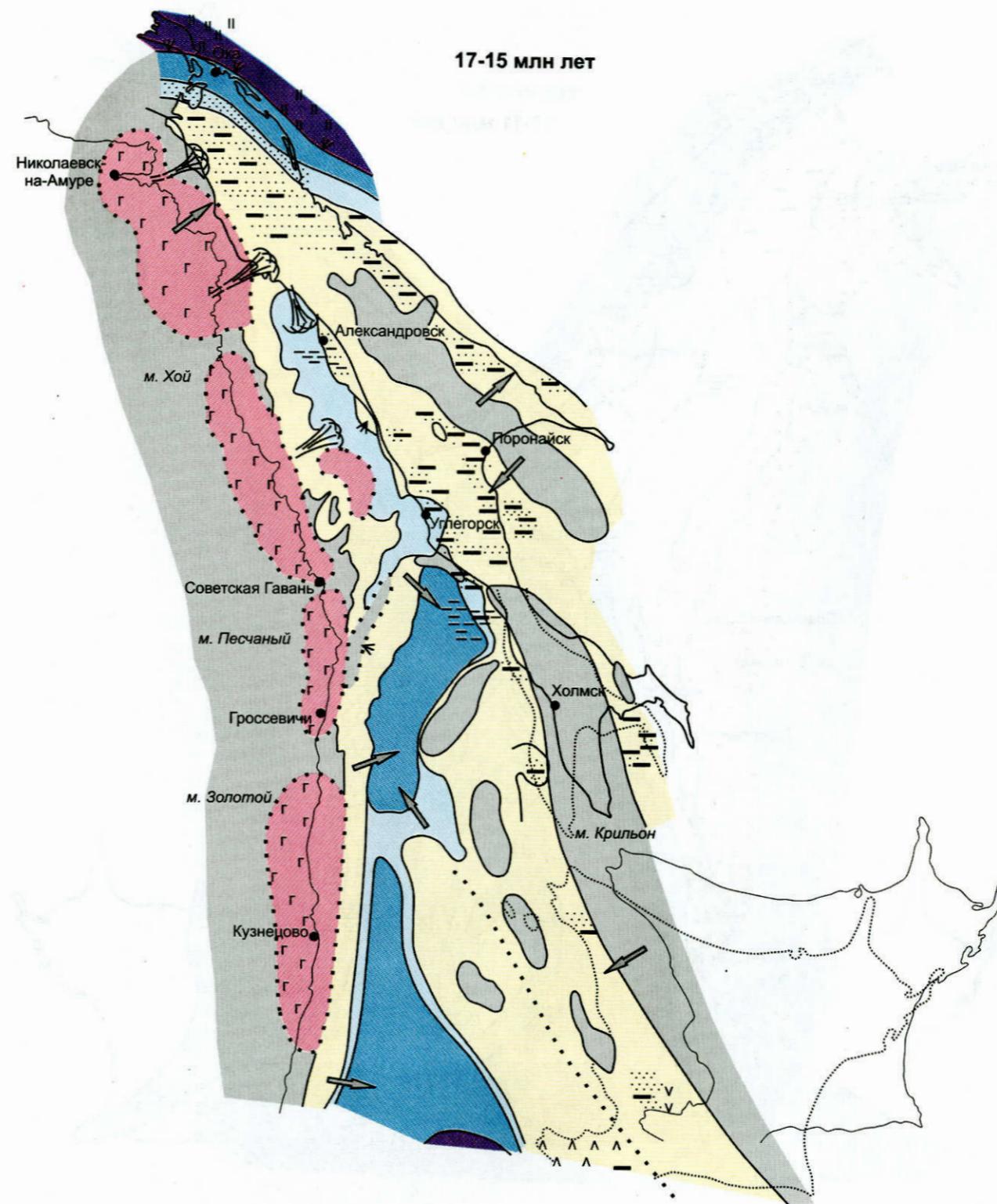


Рис. 5.6. Обстановки осадконакопления в начале среднего миоцена (улегорское время). Условные обозначения см. на рис. 5.2.

Fig. 5.6. Depositional environments in the earliest Middle Miocene (Ulegorsky time). For legend see Fig. 5.2.

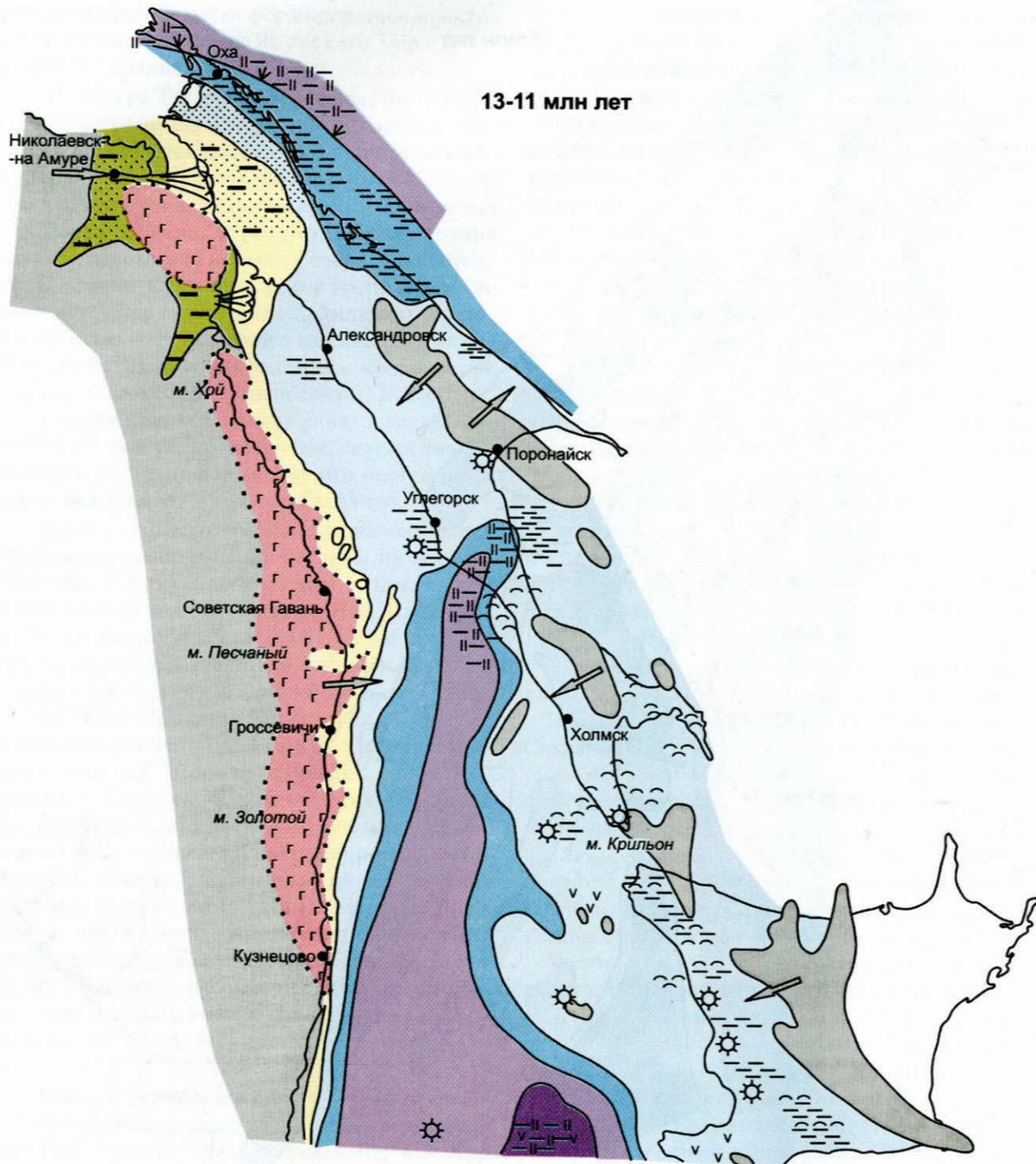


Рис. 5.7. Обстановки осадконакопления в конце среднего миоцена (курасийское время). Условные обозначения см. на рис.5.2.

Fig. 5.7. Depositional environments in the latest Middle Miocene (Kurasiisky time). For legend see Fig. 5.2.

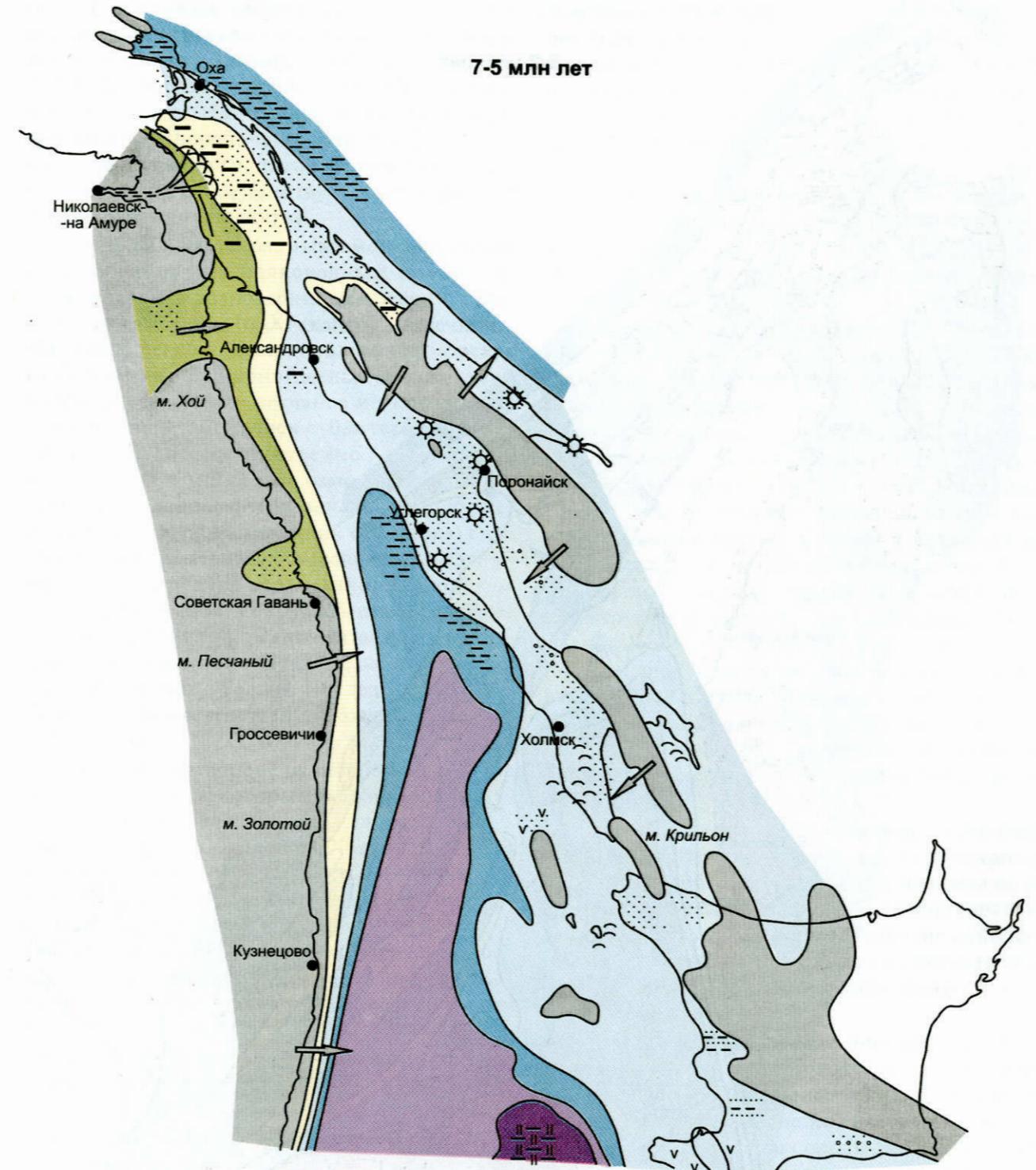


Рис. 5.8. Обстановки осадконакопления в конце позднего миоцена (раннемаруямское время). Условные обозначения см. на рис. 5.2.

Fig. 5.8. Depositional environments in the latest Late Miocene (Early Maruyama time). For legend see Fig. 5.2.

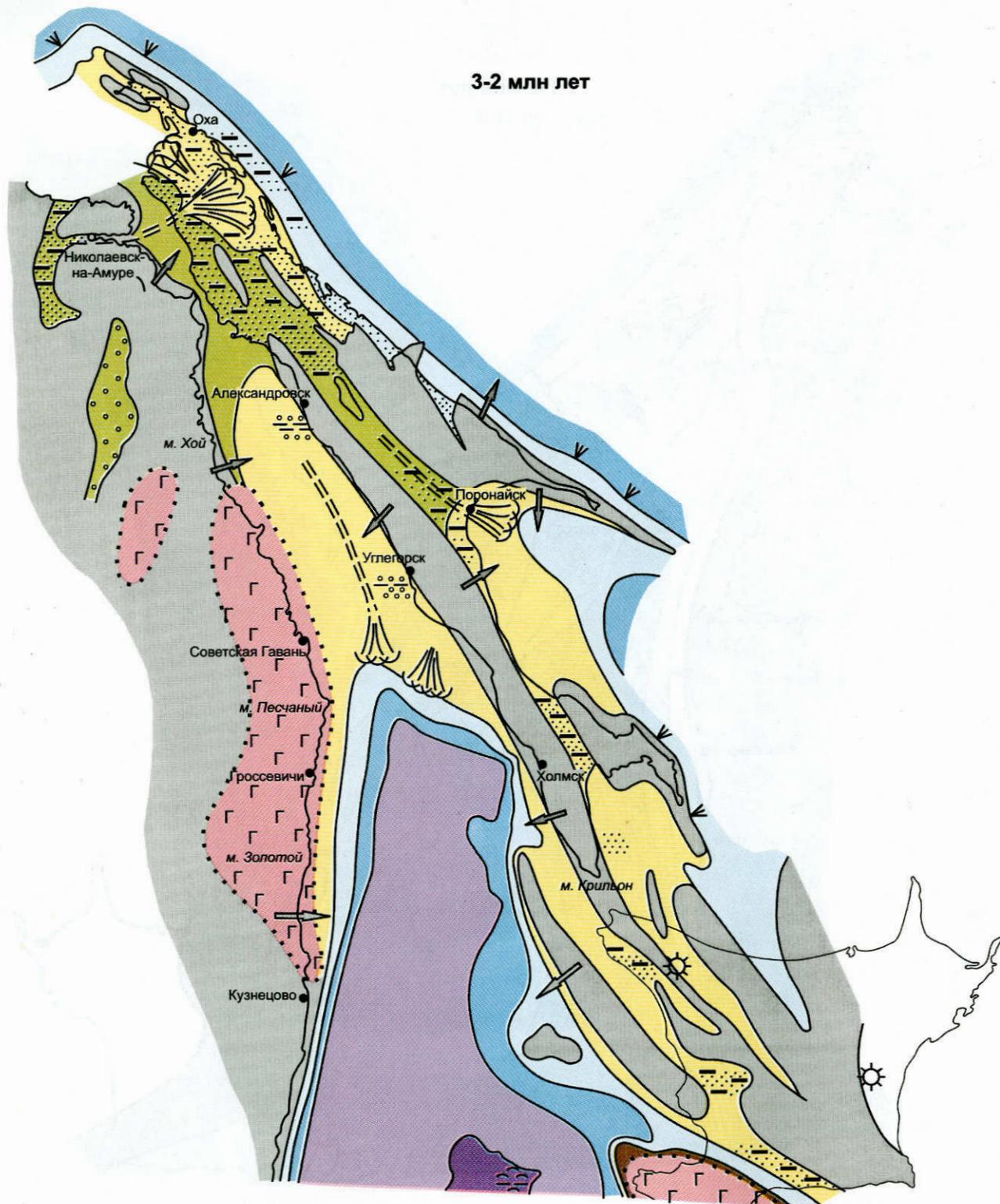


Рис. 5.9. Обстановки осадконакопления в позднем плиоцене (помырское время). Условные обозначения см. на рис. 5.2.

Fig. 5.9. Depositional environments in the Late Pliocene (Pomyrsky time). For legend see Fig. 5.2.

генных процессов устанавливается по регрессивному строению разрезов, появлению плохо отсортированных «мусорных» алевролитов, песчаников и песков (маруямская, натовская свиты, формации каитои, ноторо). Характерно, что в этих породах, наряду с галькой, обломками и иногда глыбами магматических и метаморфических пород, часто встречаются обломки кремнистых аргиллитов и опок нижележащих толщ, что свидетельствует об интенсивной эрозии растущих поднятий.

Большая часть размываемой островной суши обрамлялась мелководным морем, где накапливались разнозернистые пески с галькой, а на самом юге (о. Хоккайдо) – галечники. На севере региона располагалась приморская низменность с обширной дельтовой системой палео-Амура. На юге песчаное мелководье последовательно сменялось сублиторалью с накоплением преимущественно диатомитов, алевролитов и глин, а на самом юге и батиилю. Такая ландшафтная зональность и преимущественно односторонний (с востока) снос обломочного материала обусловили резко асимметричное строение верхнекайнозойской молассовой формации. Ее грубообломочная, существенно песчаная часть «прижата» к воздымающимся орогенам и на западе резко переходит в тонкообломочные толщи. Последние вскрыты бурением в непосредственной близости от берега Сахалина.

В позднем миоцене вулканизм на востоке ограничивался некоторыми районами Центрального и Юго-Западного Сахалина, о. Моне-рон, а также Юго-Западного Хоккайдо. На Сахалине вулканические продукты представлены как базальтами, андезибазальтами и грубообломочными туфами, так и субщелочными трахиандезитами, на Юго-Западном Хоккайдо, в основном, агломератами среднего состава. Характерно, что во всех регионах позднемиоценовый вулканизм распространялся в виде зон северо-западного и широтного направления, пересекающих более древние структуры.

На западе Татарского пролива позднемиоценовое время ознаменовалось становлением обширных базальтовых плато совгаванской свиты мощностью от 50-100 до 200 м.

Палеогеографическая зональность *раннего плиоцена*, в основном, наследуется от предшествующего времени с той лишь разницей, что за счет продолжающегося воздымания ороге-

нов Сахалина и Хоккайдо и более обильного сноса обломочного материала значительно расширяется зона мелководья. В большинстве известных разрезов суши ранний плиоцен сложен разнозернистыми песками с гравием и скоплениями толстостенных моллюсков. Вместе с тем, заметного уменьшения бассейна седиментации не происходит, что, вероятно, связано с эвстатическим повышением уровня моря. В северной части Японского моря и, вероятно, на юге Татарского пролива, судя по разрезам глубоководных скважин (Объяснительная ..., 2000), накапливались сравнительно глубоководные диатомовые илы.

Средний плиоцен – один из поворотных периодов в геологической истории региона. К нему приурочено общее воздымание Сахалина и Хоккайдо и образование на месте устойчивых геоантиклинальных поднятий краевого Татарского прогиба и наложенных Тымь-Поронайской, Сусунайской и более мелких впадин. Средне-позднеплиоценовый период воздымания и складчатости на Сахалине и Хоккайдо сопровождался отчетливым погружением Япономорских впадин и становлением современной структуры континентального склона. Плиоценовые слои притыкаются к континентальному склону, сложенному как породами фундамента, так и изогнутыми миоценовыми пластами. Сходный импульс погружений, сопровождаемый лавинной седиментацией, устанавливается в Слениковской впадине Татарского пролива.

На краю материка продолжались излияния платобазальтов совгаванской свиты. Синхронно с ними проявился основной вулканизм в центральной части западного Сахалина (орловская толща Ламаноских гор). Развитие плиоценового вулканизма отчетливо обозначило северное замыкание области рифтогенного погружения.

Практически везде в регионе среднеплиоценовое время характеризуется отчетливой трансгрессией, базальные осадки которой (слои с *Fortipecten takahashii*) несогласно перекрывают нижележащие породы, но уже в позднем плиоцене непрекращающееся воздымание орогенов привело к осушению огромных пространств (рис. 5.9). Большую часть Сахалина занимали горы и межгорные впадины, которые заполнялись после отступления моря речными и озерно-болотными осадками. Северный Са-

халин был занят заболоченной равниной обширной дельты палео-Амура. Вдоль восточной (присахалинской) части Татарского пролива проходила крупная речная артерия, дельтовые осадки которой формировали северный борт Слепиковой впадины.

Интенсивный позднеогеновый тектогенез (сахалинская фаза), продолжающийся по настоящее время, сформировал современный облик региона и обусловил миграцию к западу (Татарский пролив) и востоку (Охотское море) бассейнов седиментации. Расширение суши отмечается вплоть до *раннего плейстоцена*, когда были соединены материк, Сахалин и Хоккайдо (Александров, 1973). Северную половину Татарского пролива охватывала аккумулятивная равнина. Морские условия сохранялись лишь в южной части Татарского пролива, где сейсморазведкой устанавливается общность плиоцен-четвертичного чехла. Значительное увеличение площади суши и воздымание хребтов сопровождалось похолоданием, что привело в конце раннего плейстоцена к развитию в депрессиях растительности, характерной и ныне для Северного Сахалина.

В *среднеплейстоцен-голоценовую эпоху* сформировался современный геоморфологический облик региона. Наиболее значительными событиями этого времени явились среднеплейстоценовая и голоценовая трансгрессии и гляциоэвстатическая регрессия в конце позднего плейстоцена (Александров, 1973). Уровень моря во время трансгрессий повышался на 20-40 м в начале среднего плейстоцена и до 100 м в голоцене. В эти периоды Сахалин отделялся от материка палеопротливом Невельского. Поднятие уровня моря достигло максимума примерно 6000 лет назад (Касено, 1972). В последние 1,5-2,5 тысяч лет, трансгрессия замедлилась, и даже произошло некоторое понижение уровня моря.

Наиболее достоверно геологическая история рассматриваемого региона запечатлена в едином для него неоген-четвертичном осадочном чехле. Поэтому важно обратить внимание на характер распределения его мощностей. Выделяются две области концентрации верхнекайнозойских отложений. Первая из них, восточная, простирается вдоль сахалинского мелководья и далее на юг в прогиб Исикари на Хоккайдо, вторая соответствует узкому проги-

бу вдоль континентального подножия северной части Японского моря.

Первая область с мощностью отложений до 5 км отвечает миоценовому звену Исикари-Западно-Сахалинского прогиба. Для него характерна миграция на запад разновозрастных зон прогибания, особенно ярко выраженная на рубежах раннего-среднего миоцена и миоцена-плиоцена. Крайнее западное положение в этой миграционной системе занимает современный Татарский пролив (севернее широты г. Чехова) с осью прогибания, отмеченной наибольшими глубинами моря. Исикари-Западно-Сахалинский прогиб резко асимметричен – восточная часть, где устанавливаются наибольшие мощности палеоген-миоценовых отложений, дислоцирован; западный борт пологий недеформированный. На запад, к стабильным структурам Сихотэ-Алиня, при пологом (до 5-10°) воздымании слоев сокращение чехла происходит, в основном, путем телескопирования слоев, в меньшей мере за счет выклинивания подошвенных слоев трансгрессивных комплексов. Наиболее четкое подошвенное налегание слоев свойственно плиоценовым отложениям.

Прогиб вдоль континентального подножия северной части Японского моря (Журавлев, 1975) также выполнен преимущественно миоцен-четвертичными отложениями мощностью до 5 км. Он тоже асимметричен, но, в отличие от Исикари-Западно-Сахалинского, его западный (приконтинентальный) борт (до 10-20°) круче восточного. Прогиб в виде желоба протягивается на север параллельно континентальному склону и при выполаживании последнего примерно на широте г. Чехова в районе замыкания изобаты 1000 м соединяется с молодым (Татарским) звеном Исикари-Западно-Сахалинского прогиба. Здесь при слиянии двух прогибов отмечаются наибольшие мощности (7-8 км) осадочного чехла рассматриваемого региона (Слепиковский впадина).

Характер строения Исикари-Западно-Сахалинского прогиба, особенно закономерная миграция его разновозрастных звеньев, связанная с последовательным расширением антиклинорных поднятий кайнозой и накатыванием области прогибания на стабильные структуры континента (Сихотэ-Алинь, Западный Хоккайдо), свидетельствуют об его тыловой (краевой) природе при замыкании и кон-

солидации подвижных структур островодужной океанической окраины (Маргулис и др., 1975). Строение же пока еще слабо изученного прогиба вдоль континентального подножия на севере Японского моря позволяет отнести его к своеобразному типу осадочных линз, формирующихся обычно на краю пассивных окраин. Таким образом, происхождение впадины Татарского пролива можно связать с наложением двух процессов: с конструктивным (аккреционным), вызвавшим становление сахалинских кайнозой и образование краевого прогиба, с одной стороны, и деструкцией края континента и формированием впадины Японского моря и Южно-Татарской впадины, с другой.

Характер смены кайнозойских растительных сообществ и мелководной фауны показывает, что в пределах рассматриваемого региона устанавливается периодичность климатических обстановок (Геол.разв..., 1968; Биофациальные..., 1974; Александров, 1973; Кайнозой...,

2002). Наиболее теплым временем кайнозоя можно считать палеоцен и эоцен. В это время на равнинах преобладали широколиственные леса с субтропическими растениями (пальмы, магнолии, гинкго). К концу эоцена наблюдается похолодание, а в олигоцене даже на Японских островах теплолюбивые растения резко сменились родами умеренного и умеренно-холодного климата (флора Аниан). В раннем миоцене устанавливается потепление, пик которого приходится на начало среднего миоцена (миоценовый оптимум). В это время значительная часть региона была покрыта теплым морем, в мелководной полосе которого известна теплолюбивая ассоциация моллюсков, а на юге – обилие субтропических фораминифер. Последующее время характеризуется прогрессирующим похолоданием с небольшими ундуляциями. Самое сильное похолодание в регионе предполагается в позднем плейстоцене. На Сахалине с ним связано горнодолинное оледенение.