

В.С.ШЕИН, В.А.ИГНАТОВА

**ГЕОДИНАМИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

**МОСКВА
2007**

**МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

**ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
НЕФТЯНОЙ ИНСТИТУТ (ВНИГНИ)**

В.С.ШЕИН, В.А.ИГНАТОВА

**ГЕОДИНАМИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ
БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**



Москва 2007

УДК 551.24:553.98.041 (571.6)

ББК 26.343.1

Ш 39

Шеин В.С., Игнатова В.А. Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. – М.: ВНИГНИ, 2007. – 296 с. – ил. 74. – табл. 20

Рассмотрены геодинамические основы прогноза и поисков нефти и газа, описаны методика геодинамического анализа нефтегазоносных бассейнов, принципы плитотектонического, нефтегазогеологического районирования, оценки перспектив нефтегазоносности. На примере Дальнего Востока охарактеризованы модели строения, эволюции бассейнов субдукционного типа, приведено сравнение геодинамических моделей строения бассейнов Дальнего Востока России и бассейнов Юго-Восточной Азии. Осуществлена оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов и даны рекомендации по их изучению.

Для геологов и геофизиков, специалистов научно-исследовательских организаций, нефтяных компаний, занимающихся изучением нефтегазоносных бассейнов, а также студентов старших курсов геологических вузов.

Рецензенты: **В.П.Гаврилов**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки РФ;

А.А.Ковалев, доктор геолого-минералогических наук, лауреат Государственных премий СССР.

ISBN 978-5900941-16-5

© В.С.Шеин, В.А.Игнатова, 2007

© Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), 2007

**MINISTRY OF NATURAL RESOURCES OF THE RUSSIAN FEDERATION
FEDERAL SUBSOIL RESOURCES MANAGEMENT AGENCY**

RUSSIA ACADEMY OF SCIENCES

"ALL-RUSSIA RESEARCH GEOLOGICAL OIL INSTITUTE" (VNIGNI)

SHEIN V.S., IGNATOVA V.A.

**GEODYNAMICS AND OIL-GAS BEARING
PROSPECTIVES OF SEDIMENTARY
BASINS OF FAR EAST**



Moscow 2007

UDK 551.24:553.98.041 (571.6)

BBK 26.343.1

Sh 39

Shein V.S., Ignatova V.A. Geodynamics and Oil-gas Bearing Prospectives of Sedimentary Basins of Russia of Divergent Regions of Lithosphere Plates. – M.: VNIGNI, 2007. – 296 pp. – il. 74. – tabl. 20.

Theoretical base of geodynamics, geodynamic bases of prediction and search of oil and gas were examined. It was described the methods of geodynamic analysis of oil-gas basins, principles of plate-tectonic and oil-gas-geological division, appraisal of oil-gas prospects. On the example of Far East models of structure and evolution of oil-gas and potentially oil-gas subduction basins were characterized. Comparison of geodynamic models of basins of Russia Far East and South-East Asia was made. Appraisal of oil-gas prospects of Russia sedimentary basins and studying recommendation were carried out.

The book is addressed to geologists and geophysicists, specialists of scientific-research enterprises and oil companies which are engaged in studying of oil-gas basins and also for students of the upper grades.

Reviewers: **V.P.Gavrilov**, Dr.Sci. Geology-mineralogy, professor,
Honoured Scientist of Russia;

A.A.Kovalev, Dr.Sci. Geology-mineralogy,
USSR State prizes laureate

ISBN 978-5900941-16-5

© V.S.Shein, V.A.Ignatova, 2007

© All-Russia Research Geological Oil Institute
(VNIGNI), 2007

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	10
1. Геодинамика и формирование бассейнов субдукционного типа . .	15
2. Основы прогноза месторождений нефти и газа с учетом геодинамики	26
3. Геодинамические критерии прогноза месторождений нефти и газа с учетом геодинамики	33
4. Практическое применение геодинамических критериев и методов при прогнозе и поисках нефти и газа	37
5. Геологическое строение бассейнов Дальнего Востока России и сопредельных акваторий	40
5.1. Обзор взглядов на тектонику	40
5.2. Литолого-стратиграфические комплексы	41
5.3. Плитотектоническое районирование бассейнов Дальнего Востока России и сопредельных регионов	43
6. Основные этапы геодинамической эволюции бассейнов Дальнего Востока России и сопредельных акваторий	49
7. Геодинамические модели формирования бассейнов Дальнего Востока России и сопредельных акваторий	67
7.1. Зей-Буреинский потенциально нефтегазоносный бассейн . .	67
7.2. Верхне-Буреинский газонефтеносный бассейн	71
7.3. Средне-Амурский потенциально нефтегазоносный бассейн	79
7.4. Уссурийский потенциально нефтегазоносный бассейн. . . .	87
7.5. Пенжинский потенциально нефтегазоносный бассейн. . . .	93
7.6. Анадырский нефтегазоносный бассейн.	101
7.7. Хатырский нефтегазоносный бассейн	105
7.8. Западно-Камчатский газонефтеносный бассейн	118
7.9. Восточно-Камчатский потенциально нефтегазоносный бассейн	131

7.10. Ильпинско-Карагинский потенциально нефтегазоносный бассейн	138
7.11. Наваринский, Алеутский, Олюторско-Командорский потенциально нефтегазоносные бассейны.	143
7.12. Северо-Охотский, Центрально-Охотский, Южно-Охотский потенциально нефтегазоносные бассейны .	150
7.13. Северо-Восточно-Сахалинский нефтегазоносный бассейн	164
7.14. Западно-Сахалинский газонефтеносный бассейн.	177
7.15. Южно-Сахалинский газонефтеносный бассейн	186
7.16. Срединно-Курильский потенциально нефтегазоносный бассейн	187
8. Перспективы нефтегазоносности бассейнов Дальнего Востока России и сопредельных акваторий	194
8.1. Нефтегазогеологическое районирование и типизация нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных бассейнов Дальнего Востока России	194
8.2. Перспективы нефтегазоносности бассейнов Дальнего Востока России	204
8.2.1. Зей-Буреинский потенциально нефтегазоносный бассейн	204
8.2.2. Верхне-Буреинский газонефтеносный бассейн	206
8.2.3. Средне-Амурский потенциально нефтегазоносный бассейн	209
8.2.4. Уссурийский потенциально нефтегазоносный бассейн	210
8.2.5. Пенжинский потенциально нефтегазоносный бассейн	212
8.2.6. Анадырский нефтегазоносный бассейн	213
8.2.7. Хатырский нефтегазоносный бассейн	218
8.2.8. Западно-Камчатский нефтегазоносный бассейн	221
8.2.9. Восточно-Камчатский потенциально нефтегазоносный бассейн	230
8.2.10. Ильпинско-Карагинский потенциально нефтегазоносный бассейн	233
8.2.11. Наваринский, Алеутский, Олюторско-Командорский потенциально нефтегазоносные бассейны	235

8.2.12. Северо-Охотский, Центрально-Охотский, Южно-Охотский потенциально нефтегазоносные бассейны	237
8.2.13. Северо-Восточно-Сахалинский нефтегазоносный бассейн	244
8.2.14. Западно-Сахалинский газонефтеносный бассейн . . .	258
8.2.15. Южно-Сахалинский газонефтеносный бассейн . . .	263
8.2.16. Срединно-Курильский потенциально нефтегазоносный бассейн	266
9. Сравнение геодинамических моделей и нефтегазоносности бассейнов Дальнего Востока России и Юго-Восточной Азии . . .	269
Заключение	279
Список литературы	284

CONTENTS

Introduction	10
1. Theoretical bases of geodynamics	15
2. Geodynamic bases of prognosis and search of oil and gas.	26
3. Geodynamic criterions of prognosis and search of oil and gas	33
4. Using of geodynamic criterions in prognosis and search of oil and gas	37
5. Geological structure of Far East of Russia and adjacent aquatories basins.	40
5.1. Review of opinions on tectonics	40
5.2. Lithologic-stratigraphic characteristic of section	41
5.3. Plate-tectonic division of Far East and adjacent areas	43
6. Major stages of geodynamic evolution of Russia Far East and adjacent aquatories basins	49
7. Geodynamic models of formation of Russia Far East and adjacent aquatories basins	67
7.1. Zeya-Bureya potential oil-gas basin	67
7.2. Upper-Bureya potential gas-oil basin	71
7.3. Middle-Amur potential oil-gas basin	79
7.4. Ussuri potential oil-gas basin	87
7.5. Penzhina potential oil-gas basin	93
7.6. Anadyr oil-gas basin	101
7.7. Khatyr oil-gas basin.	105
7.8. West-Kamchatka gas-oil basin	118
7.9. East-Kamchatka potential oil-gas basin	131
7.10. Ilpinski-Karaginsky potential oil-gas basin	138
7.11. Navarin, Aleutian, Olyutor-Komandor potential oil-gas basins	143
7.12. North-Okhotsk, Central-Okhotsk, South-Okhotsk potential oil-gas basins	150

7.13. North-East-Sakhalin oil-gas basin	164
7.14. West-Sakhalin gas-oil basin.	177
7.15. South-Sakhalin gas-oil basin	186
7.16. Middle-Kuril potential oil-gas basin	187
8. Prospects of oil-gas content of basins of Far East and adjacent aquatories	194
8.1. Oil-gas-geological division and typification of oil-gas bearing and potential oil-gas bearing basins of Russia Far East	194
8.2. Oil-gas prospects of basins of Russia Far East	204
8.2.1. Zeya-Bureya potential oil-gas basin	204
8.2.2. Upper-Bureya potential gas-oil basin.	206
8.2.3. Middle-Amur potential oil-gas basin	209
8.2.4. Ussuri potential oil-gas basin	210
8.2.5. Penzhina potential oil-gas basin	212
8.2.6. Anadyr oil-gas basin	213
8.2.7. Khatyr oil-gas basin	218
8.2.8. West-Kamchatka gas-oil basin	221
8.2.9. East-Kamchatka potential oil-gas basin	230
8.2.10. Ilpinski-Karaginsky potential oil-gas basin.	233
8.2.11. Navarin, Aleutian, Olyutor-Komandor potential oil-gas basins	235
8.2.12. North-Okhotsk, Central-Okhotsk, South-Okhotsk potential oil-gas basins	237
8.2.13. North-East-Sakhalin oil-gas basin	244
8.2.14. West-Sakhalin gas-oil basin	258
8.2.15. South-Sakhalin gas-oil basin	263
8.2.16. Middle-Kuril potential oil-gas basin	266
9. Comparison of geodynamic models and oil-gas content of basins of Russia Far East and South-East Asia	269
Conclusion	279
References	284

ВВЕДЕНИЕ

С появлением теории тектоники плит произошел пересмотр традиционных представлений о геологии и размещении полезных ископаемых. Глобальная тектоника оказывает большое влияние на развитие прикладных наук, в том числе и на нефтегазовую геологию. С позиции плитотектоники по-иному можно объяснить многие аспекты учения о нефти и газе, в частности, образование седиментационных бассейнов, условия нефтегазонакопления в них и, в конечном счете, оценить перспективы нефтегазоносности. При этом используется динамическая модель нефтегазоносных бассейнов, основанная на расхождении, схождении, столкновении и изостатическом выравнивании литосферных плит, вместо традиционной, статической, предусматривающей лишь проседание земной коры. Учитывая накопленный наукой и практикой опыт прогноза нефтегазоносности, в настоящей работе сделана попытка использования новых теоретических достижений в геологии и, в первую очередь, в области тектоники плит для совершенствования интерпретации геологического строения, прогноза нефтегазоносности (рис. 1).

В пределах территорий и акваторий России выделяются пять крупных групп бассейнов: 1 — континентальных, межконтинентальных палеорифтов и надрифтовых депрессий; 2 — пассивных, трансформных палеоокраин; 3 — океанических рифтов; 4 — орогенов столкновения плит; 5 — областей схождения литосферных плит (активных окраин, островных дуг, окраинных морей). В областях схождения плит обычно происходят процессы субдукции, коллизии (столкновения) и обдукции. Субдукция развивается при схождении континентальной и океанической литосферы (в результате возникают активные континентальные окраины) или океанической литосферы с океанической (в этом случае появляются островные дуги).

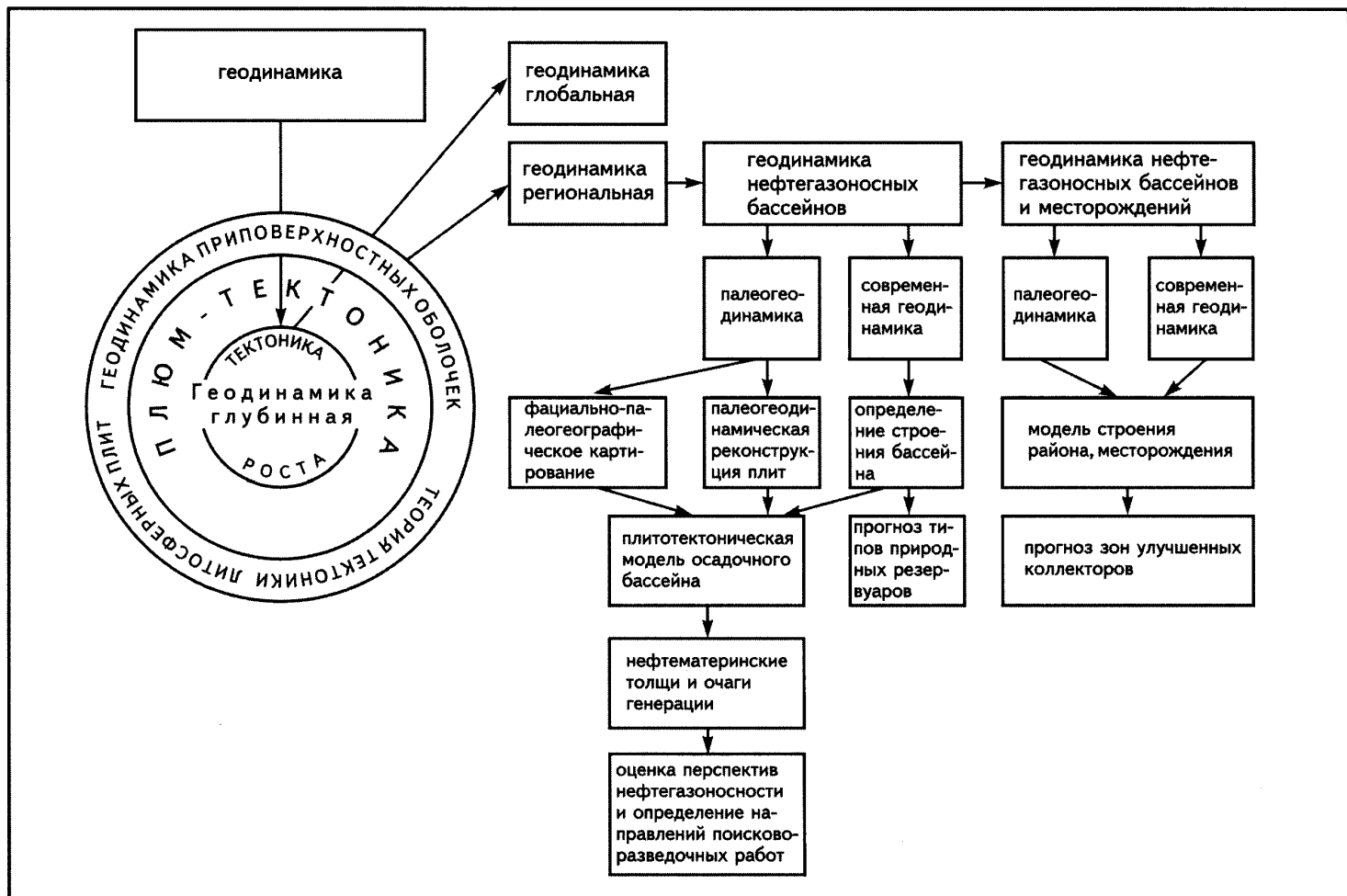


Рис. 1. Геодинамика и прогноз нефтегазоносности

Коллизия проявляется при столкновении двух континентов или континента с основной дугой, а обдукция происходит в случае надвигания океанической коры на континентальную. В современных областях схождения литосферных плит мира преобладающими являются процессы субдукции (80% конвергентных границ плит), в меньшей мере распространены коллизионные границы плит (20%), а процессы обдукции в наши дни нигде не установлены, хотя в прошлом такие явления происходили. Области схождения плит в пределах России известны в основном на востоке нашей страны. Здесь, начиная с мезозоя, происходили процессы субдукции, на общем фоне которой возникали островные дуги, активные континентальные окраины, окраинные моря. В этих геодинамических обстановках формировались нефтегазоносные бассейны, объединенные нами под общим названием «субдукционные», так как роль субдукции в их образовании являлась решающей. На общем фоне субдукции в верхних слоях земной коры здесь происходило не только сжатие, но и растяжение, прогибание, инверсия, изостатическое выравнивание. Нефтегазоносные бассейны «субдукционной» группы в России разнообразны по геологическому строению. Условия их формирования и нефтегазоаккумуляции с позиций тектоники плит практически не анализировались. С учетом этого нами предпринята попытка анализа геологического строения, геодинамической эволюции, оценки перспектив нефтегазоносности указанной группы бассейнов с использованием геодинамики.

В работе изложены геодинамические основы прогноза и поисков нефти и газа с учетом использования палеогеодинамики и современной геодинамики, применение этих разработок для плитотектонического, нефтегазгеологического районирования, построения геодинамических моделей и оценки перспектив нефтегазоносности сложнопостроенных бассейнов субдукционного типа.

На суд читателя представляются новые карты плитотектонического и нефтегазгеологического районирования России [67], а также бассейнов субдукционного типа Дальнего Востока России и сопредельных акваторий Охотского, Японского и Берингова морей. На карте плитотектонического районирования России показаны наиболее крупные структуры — палеоконтиненты, обычно соответствующие древним платформам, осколки палеоконтинентов, т. е. малые либо микропалеоконтиненты, развитые чаще всего в пределах молодых платформ, палеоокеаны (сохранившиеся

фрагменты океанов внутри современных континентов), современные океанические структуры. Среди указанных крупных структур в свою очередь выделяются континентальные и океанические рифты, надрифтовые прогибы, депрессии, пассивные, трансформные, активные континентальные палеоокраины, орогены столкновения плит и др. Условия накопления осадочного, осадочно-вулканогенного чехла, процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления в упомянутых плитотектонических структурах далеко неодинаковы, а порой резко различны. Поэтому за основу нефтегазогеологического районирования приняты плитотектонические единицы, появлявшиеся и исчезающие в процессе геодинамической эволюции региона. При таком подходе возможно проследить условия формирования бассейна, а следовательно, осуществить сравнительную оценку перспектив нефтегазоносности. Получение этих знаний очень важно для малоосвоенных территорий и акваторий России и особенно для бассейнов субдукционного типа.

В процессе написания книги авторы опирались на многие работы по названным проблемам, но в первую очередь на труды своих учителей — В.Е.Хаина, Л.П.Зоненшайна, К.А.Клещева, А.А.Ковалева, а также единомышленников — В.П.Гаврилова, Б.А.Соколова, О.Г.Сорохтина, С.А.Ушакова, В.В.Харахинова и многих других. По обсуждаемым в книге проблемам авторы обменивались мнениями со многими коллегами, в том числе Е.Г.Арешевым, В.П.Гавриловым, Н.К.Фортуновой, В.Е. Хаиным, В.В.Харахиновым (Россия), А.А.Абидовым (Узбекистан), А.Коббальтом, М.Лео (Франция), Ф.Пичем, Г.Ульмишекком (США), Р.Г.Гарецким (Беларусь), М.Е.Герасимовым, А.Н.Истоминным (Украина), Г.Ж.Жолтаевым (Казахстан), М.Симмонсом (Англия), Л.М.Натаповым (Австралия), Э.Мартинесом (Испания), К.Лимом (Бразилия), Ван Фу-Цинем (Китай), М.Марреро, Р.Сокорро, Р.Тенрейро (Республика Куба), что способствовало познанию рассматриваемых проблем, за что мы им искренне признательны.

Авторы выражают особую благодарность профессору К.А.Клещеву, постоянное сотрудничество, творческая и организационная поддержка которого способствовали развитию геодинамических исследований нефтегазоносных областей России, б. СССР, Республики Куба и публикации настоящей книги. Авторы благодарны представителям Министерства природных ресурсов РФ и Федерального агентства по недропользованию

ванию, способствующим применению геодинамического анализа при прогнозе и поисках полезных ископаемых, а также коллегам по работе: А.И.Петрову — за совместные разработки по современной геодинамике, Д.А.Астафьеву, И.В.Долматовой, А.Г.Кузнецову, К.О.Соборнову, И.Н.Пешковой, Н.К.Фортуновой — за участие в некоторых плитотектонических построениях.

1. ГЕОДИНАМИКА И ФОРМИРОВАНИЕ БАССЕЙНОВ СУБДУКЦИОННОГО ТИПА

Прежде чем приступить к рассмотрению перспектив нефтегазоносности бассейнов субдукционного типа, авторы сочли необходимым кратко изложить: 1 — главные положения геодинамики и ее роль в формировании осадочных бассейнов субдукционного типа; 2 — геодинамическую основу прогноза месторождений нефти и газа; 3 — критерии прогноза и их использование при оценке перспектив нефтегазоносности. Под термином «геодинамика» на наш взгляд следует понимать науку о процессах перемещения, физико-химическом, механическом превращениях масс вещества и энергии в разных оболочках Земли в процессе ее эволюции. В основные задачи глобальной геодинамики, включающей теорию тектоники литосферных плит, плюм-тектонику и тектонику роста (см. рис. 1), входят изучение глубинных сил, определение перемещений масс вещества внутри Земли и в ее верхних оболочках. Авторы изучали в основном верхние оболочки, их строение, формирование. Новые открытия (обнаружение срединно-океанических хребтов в океанах, определение более молодого времени их образования и удревнение дна океана в сторону континента, установление сходства состава офиолитов океанической коры с офиолитами континентов, а также глобальных зон сейсмичности и др.) позволили доказать динамичность верхних оболочек Земли, свойственную им не только сейчас, но и в прошлом. Это привело к рождению в начале 70-х гг. XX в. теории тектоники литосферных плит, сформулированной в основном американскими и английскими специалистами. В последующем основные положения этой теории были конкретизированы и развиты советскими и российскими учеными, в том числе О.Г.Сорохтиным, Л.П.Зоненшайном, А.А.Ковалевым, В.Е.Хаиным, С.А.Ушаковым, Л.И.Лобковским, М.Г.Ломизе и др. Классическая теория тектоники литосферных плит (1968) за 40 лет существования была значительно дополнена и скорректирована [18, 20, 31, 34, 59].

Наличие горизонтальных перемещений масс вещества в верхних оболочках Земли было доказано и подтверждено инструментально по наблюдениям доплеровского эффекта со спутников, а также результатами непрерывных геодезических измерений положения реперов по разные стороны разломов.

Согласно современным данным наиболее вероятной представляется модель геосферного строения Земли [34, 50]. По вещественному составу и фазовому состоянию выделяется несколько оболочек, из которых главные – земная кора, мантия и ядро (рис. 2). Земная кора охватывает верхнюю оболочку нашей планеты, имеет мощность 5–75 км. Ее строение и состав резко различны под континентами и океанами. В пределах последних мощность земной коры не превышает 10 км, а на континентах она достигает 75 км (в зонах столкновения плит).

Мантия, заключенная между подошвой земной коры (поверхностью Мохоровичича) и поверхностью Гутенберга, распространяется на глубину до 2900 км. Верхняя ее часть достигает 410 км. В океанах она сложнее-

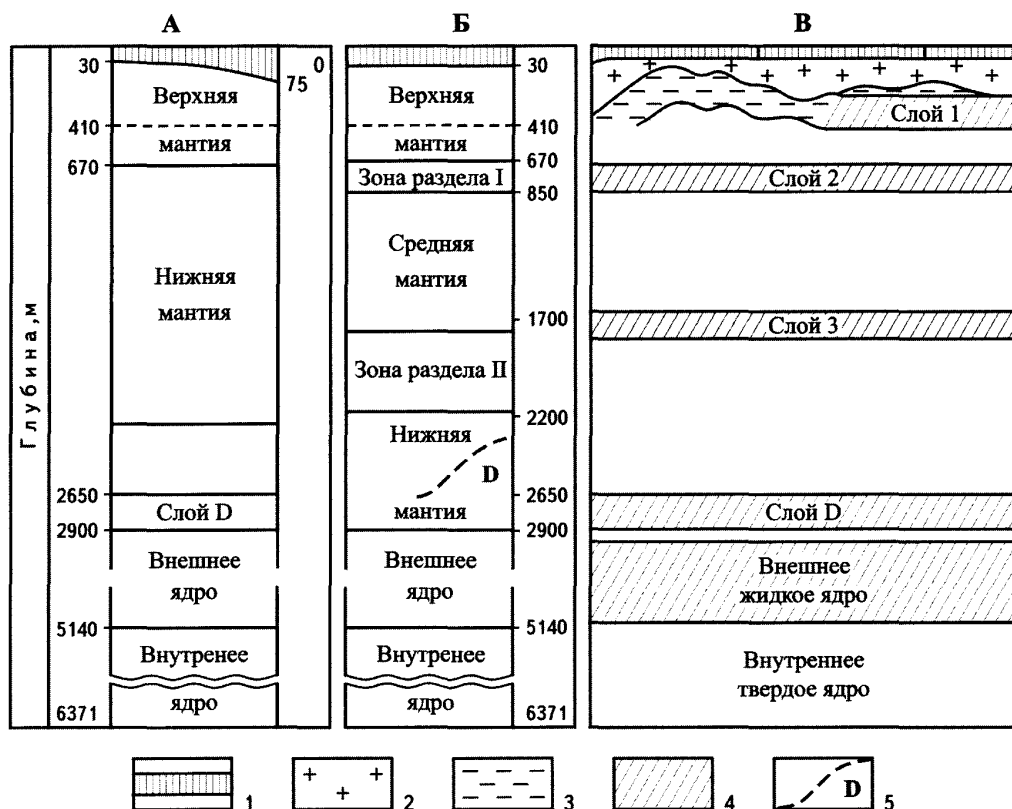


Рис. 2. Модели строения Земли и мобильных (активных) слоев в ее геосферах:

А – традиционная, распространенная в настоящее время, Б – по Пушаровским Ю.М. и Д.Ю., 1999, В – активные слои Земли, порождающие автономную геодинамическую систему (по [34]); 1 – земная кора; 2 – литосфера; 3 – астеносфера; 4 – активные слои Земли; 5 – слой D (по Ю.М. и Д.Ю. Пушаровским)

на серпентинизированными и нормальными ультрабазитами. Под континентами она также состоит из пород ультраосновного состава, но значительно обеднена кремнеземом, щелочами, редкими землями, ей свойственно также развитие глубокометаморфизованных пород основного состава — эклогитов. По современным данным в ядре Земли выделяются жидкая (внешняя) и твердая (внутренняя) оболочки, состоящие главным образом из железа с примесью никеля, серы и кремния.

В последние годы модель строения Земли значительно уточнена российскими учеными. В частности, Ю.М. и Д.Ю.Пушаровские в интервале глубин 670-2900 км выделили снизу вверх нижнюю мантию и слой D, зону раздела II, среднюю мантию и зону раздела I.

По реологическим свойствам в верхних оболочках Земли выделяют литосферу и астеносферу (см. рис. 2). Первая — верхняя твердая оболочка Земли — охватывает земную кору и верхнюю часть мантии, обладает упругими свойствами в верхней части и упруго-пластичными в нижней. Ее мощность в рифтовых зонах океанов — 5-10 км, по периферии океанов — 70-80 км, под континентами — 200-400 км. Астеносфера по сравнению с нижней частью литосферы более пластичная и менее вязкая. Она состоит из серии слоев суммарной толщиной от нескольких километров в океанических рифтах до 100 км на периферии океана и до 350 км под континентами (Южная Африка). Исходя из приведенного, можно сказать, что основными структурами Земли являются океаны и континенты, резко различные по строению земной коры и литосферы. В латеральном направлении литосфера Земли по геодинамическому признаку взаимодействия литосферы, астеносферы и более глубоких оболочек Земли разделена на отдельные плиты, ограниченные швами расхождения, схождения, скольжения и столкновения. Именно в зонах этих швов сконцентрирована основная тектоническая, магматическая и сейсмическая активность верхних оболочек Земли (рис. 3).

Основным генератором тектономагматической и сейсмической активности литосферы являются астеносфера и более глубокие слои Земли. В соответствии с этим можно говорить о геодинамике *глубинных (долитосферных)* и геодинамике *приповерхностных, или близповерхностных (литосферных)* оболочек Земли (см. рис. 1). В пределах земного шара выделено несколько крупных литосферных плит, а также несколько сотен более мелких (малых) плит, террейнов и блоков [61].

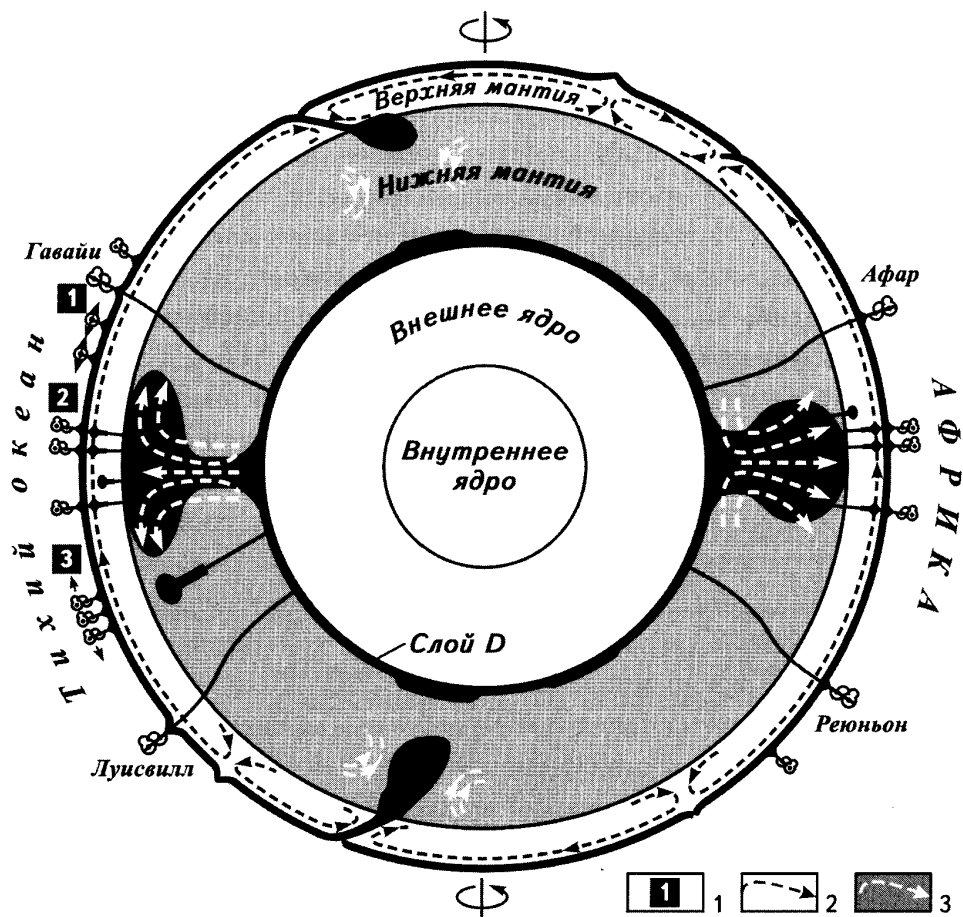


Рис. 3. Мантийные плюмы разных категорий по глубинности их корней (по Куртильо В. и др., 2003):

1 – разные категории плюмов по глубинности их корней, выраженные на поверхности горячими точками, их размещение контролируется тихоокеанским и американским максимумами мантийного апвеллинга; 2 – перемещение вещества в зонах субдукции; 3 – восходящие потоки из раздела нижняя мантия – ядро (слой D)

С помощью геодинамики пересмотрены основы традиционной геологии, базирующиеся на концепциях геосинклиналей и платформ [18-20, 31, 59]. Стало понятным, что платформы — это палеоконтиненты, геосинклиналям соответствуют главным образом островные дуги, глубоководные желоба, океаны, окраинные моря. Выяснилось, что миогеосинклинальные зоны не что иное, как континентальный склон, континентальное подножие пассивных окраин, эвгеосинклинали — глубоководные желоба, островные дуги, океанические рифты и другие элементы. Стала по-

нятной также стадийность формирования геосинклиналей. Ранние стадии развития геосинклиналей отвечают расхождению плит, поздние — схождению и столкновению. Учитывая это, разработаны геодинамические модели основных типов структурных элементов земной коры [11, 31]. С помощью геодинамики стало возможным на качественно новом научном уровне объяснить процессы формирования верхних оболочек Земли, их состав, строение, тектонические условия образования и механизм формирования полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. В прикладном плане геодинамику приповерхностных оболочек следует разделить на два крупных блока исследований: *палеогеодинамику* и *современную геодинамику*. Задачей первой является определение геологической эволюции далекого прошлого, измеряемого миллионами лет, т. е. восстановление положения, конфигурации плит в прошлом, определение основных типов плитотектонических структур, их взаимоотношений, выяснение процессов осадконакопления, магматизма [19]. В задачу современной геодинамики входит изучение геодинамических процессов, произошедших в течение последних сотен — первых десятков миллионов лет, приведших к геологическим, геофизическим, геохимическим, гидрогеологическим, геоморфологическим изменениям. Палеогеодинамика способствует восстановлению более реальной по сравнению с традиционными подходами картины истории геологического развития, а современная геодинамика — интерпретации фактических данных. Соединение палеогеодинамики и современной геодинамики открывает путь к повышению достоверности прогноза и эффективности поиска нефти и газа за счет улучшения интерпретации фактических данных.

Большой шаг в совершенствовании теоретических основ геодинамики сделан в 90-е гг. японскими учеными (Маруяма С., Кумазава М., Кавеками С. и др., 1994). Как ранее отмечалось, теория литосферных плит объясняет процессы, происходящие в тектоносфере (земная кора плюс верхняя мантия). В нижней мантии, по мнению указанных авторов [76], проявляется не плитотектоника, а плюм-тектоника, а еще ниже, в ядре, господствуют процессы тектоники роста. Плитотектоника, плюм-тектоника и тектоника роста связаны между собой, но различаются по характеру происходящих в них конвективных процессов. Эта связь заключается в том, что субдуцированная холодная литосфера погружается до поверхности нижней мантии (670 км), накапливается здесь, час-

тично продавливаясь вниз, а затем (через 300-400 млн лет) погружается в нижнюю мантию вплоть до границы с ядром Земли. Застоявшиеся на глубине 670 км пластины холодной литосферы провоцируют катастрофический коллапс, восходящее мантийное течение (это способствует перемещению литосферных плит, а также приводит к изменению конвективной циркуляции во внешнем ядре) и контролируют тектонику роста во внутреннем ядре.

В последние годы большой вклад в развитие геодинамики внесли российские ученые [34, 59, 61]. Они показали, что тектоника плит объясняет глубинные процессы в тектоносфере до глубины около 400 км. Что касается более глубоких оболочек, динамика Земли несколько иная, чем представлялось ранее. Практическое применение тектоники плит при решении проблем региональной геологии показало, что эта теория может решить многие глобальные вопросы, а более детальные построения нуждается в уточнениях и дополнениях. В первую очередь, это касается объяснения процессов внутриплитной тектоники, пограничных зон между литосферными плитами. Гипотеза мантийных струй — плюмов и их отражение на поверхности Земли — горячих точек вполне удовлетворительно решает эти проблемы. Выяснилось, что отдельные оболочки Земли характеризуются разными параметрами химического, минерального состава, температуры и давления, реологическими свойствами, а также спецификой динамических процессов, происходящих в них. В то же время процессы, протекающие в разных оболочках и в Земле, в целом взаимосвязаны между собой. Российскими учеными [34] выделены «активные» слои: 1 — астеносфера (оболочка ниже литосферы и до глубины около 400 км); 2 — слой ниже границы между верхней и нижней мантией; 3 — слой в нижней мантии на глубине около 1700 км; 4 — слой D на границе ядра и мантии (см. рис. 2). Эти «активные» слои порождают свою геодинамическую систему. Геодинамикой Земли управляет внешнее жидкое ядро, являющееся основным источником энергии. Слой D обуславливает общемантийную конвекцию, процессы зарождения суперплюмов. Раздел между верхней и нижней мантией регулирует вторжение, переток плюмов из нижней мантии в верхнюю. Субдуцированное вещество проходит через него вниз или задерживается. На астеносферно-литосферном уровне проявляется тектоника плит, усложненная всплыванием мантийных плюмов. Процессы,

происходящие в слое D, отражаются в литосфере ее разделением на континенты и океаны в периоды существования суперконтинентов типа Пангей и океанов типа Панталасс.

Слои 2 и 3 в нижней мантии обуславливают проявление мелкочешуйчатой конвекции и более мелких плюмов, способствующих распаду суперконтинентов и образованию океанов атлантического типа, а активный слой тектоносферного уровня приводит к образованию континентальных рифтов, внутренних морей.

Важную роль в динамике Земли играет относительно «холодное» вещество. Его потоки могут доходить до ядра. В этом случае процессы субдукции оказывают влияние на общеземную геодинамику. Видимо, субдукция инициирует многие процессы глубинной геодинамики. В настоящее время дискуссионным остается вопрос о положении корней плюмов. Плюмы зарождаются в местах понижения вязкости, химической и плотностной неоднородности. Такими уровнями, по мнению В.Е.Хаина [59], является слой D на границе ядра и мантии, слой на глубине 660 км, где скапливается субдуцируемый материал, а также астеносфера. Это подтверждается разной глубинностью проявления горячих точек, корни которых реже (20 %) проявляются на границе ядра и мантии и чаще (80 %) отмечаются на других уровнях глубин (Куртильо В. и др., 2003). Наиболее глубокими являются суперплюмы. В настоящее время они занимают близэкваториальное антиподное положение в Тихом океане и Восточной Африке (см. рис. 3). Менее глубокие плюмы могут быть производными от суперплюмов [59].

Рассмотрим кратко процессы субдукции. В зависимости от конфигурации зоны субдукции на глубине, сил сцепления на контакте плит, мощности, плотности погружающейся литосферы, количества осадков в глубоководных желобах и других параметров субдукция развивается по-разному, что приводит к формированию нефтегазоносных бассейнов (НГБ) разного типа. Субдукция отражается в подводном и наземном рельефе, вулканизме, тектонических структурах, условиях седиментации [59].

В рельефе субдукция выражена глубоководными желобами, наземными и подводными островными дугами, горными сооружениями активных континентальных окраин, окраинными морями. Зоны субдукции,

уходя наклонно на глубину 600-700 км от глубоководного желоба, влияют на формирование рельефа. Это зависит от угла наклона погружающейся плиты и его изменения на глубине. Углы наклона в зонах Бенъофа для глубины 0-100 км изменяются от 10° (Центрально-Алеутская зона субдукции) до 42° (зона Соломон).

Зоны субдукции способствуют формированию двух основных тектонических типов структур: активных окраин и островных дуг. Первые образуются в областях, где океаническая литосфера погружается под континент, а вторые — при взаимодействии только океанической литосферы (рис. 4). Типичным представителем активных континентальных окраин является западный край Южной Америки, выраженный Андским горным поясом. Этот тип активных окраин называют андским. К активным окраинам относится также материковая часть Восточной Евразии, оформившаяся к середине мелового времени и четко фиксированная вулканическими поясами. Для активных окраин андского типа характерно наличие глубоководного желоба, вдоль оси которого зона субдукции выходит на поверхность дна. Переход от желоба к континенту выражен крутым внутренним склоном желоба, являющимся одновременно склоном континента. Далее следуют узкий (200-250 км) шельф и край континента, представленный горными сооружениями с вулканоплутоническим поясом.

Островные дуги обычно состоят из следующих структур: 1 — континентальной окраины, мало отличающейся от пассивных окраин, но более узкой; 2 — глубоководной котловины окраинного моря; 3 — вулканической островной дуги; 4 — глубоководного желоба; 5 — краевого вала океана (рис. 5). Островные дуги широко распространены на востоке Тихого океана. Многие авторы именуют этот регион активной континентальной окраиной тихоокеанского типа. К последней здесь, на наш взгляд, следует отнести лишь западную часть региона, прилегающую к Евразии, а другую часть логичнее рассматривать как область развития энсиалических и энсиматических островных дуг.

Среди тектонических режимов субдукции преобладает режим субдукционной аккреции, несколько меньше проявляется режим субдукционной эрозии и очень редко встречаются случаи, где проявляется нейтральный режим субдукции (Центрально-Американский желоб в районе Гватемалы). Субдукционная аккреция происходит за счет осадочного чехла океанической коры и отложений глубоководного желоба (главным образом, турбидитов).

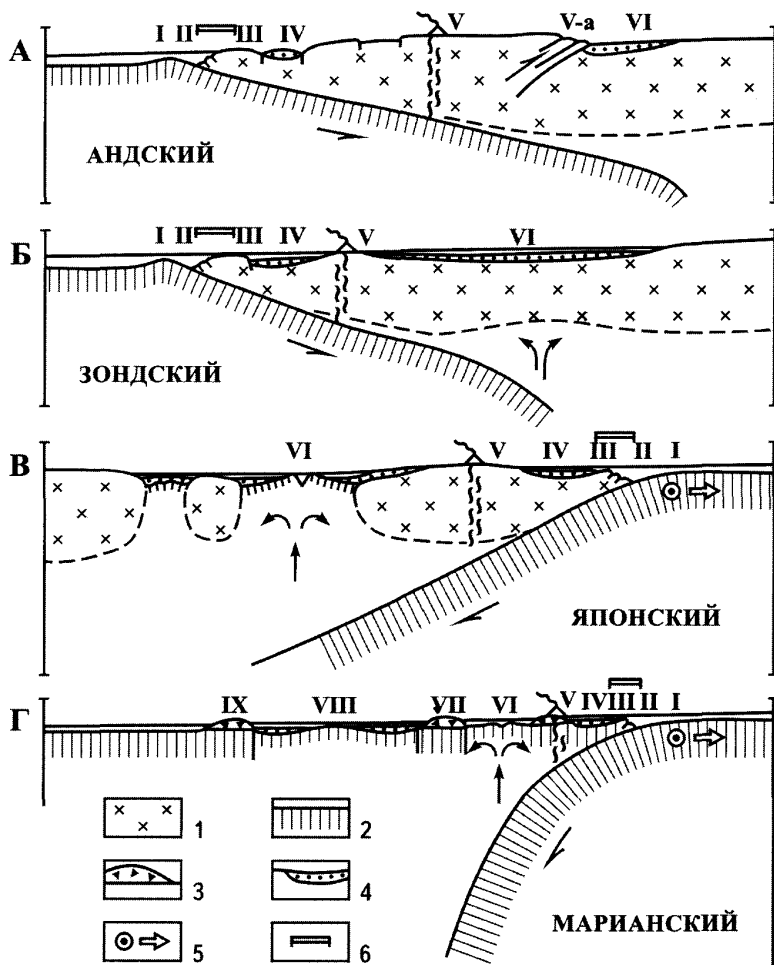


Рис. 4. Главные тектонические зоны субдукции и их латеральные структурные ряды (по Ломизе М.Г., 2005):

A-B – окраинно-материковые зоны субдукции: андский, зондский и японский тектонотипы; Г – океаническая зона субдукции: марианский тектонотип; литосфера: 1 – континентальная, 2 – океаническая; 3 – островодужные вулканы; 4 – вулканогенно-осадочные формации; 5 – откат перегиба субдуцирующей плиты; 6 – места возможного формирования аккреционной призмы; I – краевые валы, II – глубоководные желоба, III – невулканические островные дуги, подводные террасы или береговые хребты, IV – преддуговые или фронтальные прогибы, V – вулканические островные дуги (энсиалические и энсиматические), в орогенах андского типа – главный хребет и его вулканические цепи, V-a – тыловая система взбросов – надвиговых деформаций, VI – задуговые и междуговые бассейны, а также тыловые (предгорные) прогибы орогенов андского типа, VII, IX – остаточные островные дуги, VIII – отмерший междуговый бассейн

Среди осадочного материала также могут встречаться блоки офиолитов, метаморфических, вулканических пород с рифогенными известняками. Например, это отмечено в меловой аккреционной призме Сихотэ-Алиня, которые интерпретируются как гийоты, срезанные с океанического фун-

дамента при субдукции (Ханчук А.И., 1993). Ширина аккреционной призмы обычно составляет несколько десятков километров, но иногда, как, например, аккреционная призма Барбадоса на Малых Антилах достигает 300 км при мощности осадков 20 км.

Режим субдукционной эрозии выражается срезанием висячего крыла пододвигающейся плитой, уносящей продукты разрушения на глубину. Указанный режим не способствует накоплению осадочного чехла. Нейтральный режим субдукции не сопровождается ни аккрецией, ни эрозией. В этом случае практически вся толща осадков поглощается, т. е. главным режимом для накопления осадочного чехла служит аккреция.

Следует упомянуть также и об амагматической субдукции. На значительной части (30 %) современных островных дуг не наблюдается вулканизма. Обычно это происходит в зонах утолщения океанической коры. Субдукция утолщенной коры сопровождается значительным выполаживанием слэба вплоть до горизонтального положения в зоне пододвигающейся плиты. Так, в Андах затухание вулканизма связано с субдукцией хребтов Наска и Хуан-Фернандес. Ослабление вулканизма отмечается на тройных сочленениях литосферных плит типа хребет — желоб — желоб, где в зоне субдукции поглощается спрединговый хребет. Например, это происходило при надвижении Северо-Американской плиты на Восточно-Тихоокеанскую ось спрединга в течение последних 30 млн лет, начиная с конца палеогена.

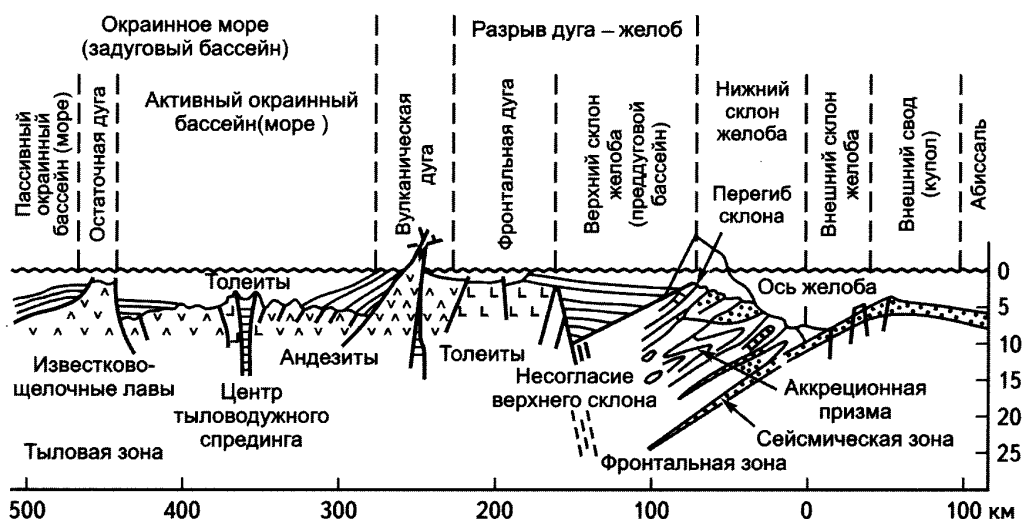


Рис. 5. Обобщенный разрез по линии океан – островная дуга – окраинное море

Процессы осадконакопления в значительной мере зависят от тектонического рельефа, создаваемого субдукцией, глубинных факторов, отмеченных выше, тектонического типа зоны субдукции. В активных континентальных окраинах андского типа со стороны океана размещается глубоководный желоб, далее следует фронтальный и тыловой бассейны. В желобе накапливаются терригенные и туфогенные турбидиты, флиш-идные формации. Эти породы образуются в результате размыва склона континента. Фронтальный и тыловой бассейны слагаются мелководно-морскими, континентальными отложениями мощностью несколько тысяч метров. Фронтальный бассейн размещается между невулканическим (береговым) и вулканическим хребтами. Поэтому он заполняется, с одной стороны, обломочными породами, накапливающимися в результате размыва невулканического хребта, а с другой — терригенными и вулканогенными образованиями со стороны вулканического хребта. Тыловой бассейн — это предороганный прогиб, выполненный продуктами размыва материка и разрушения вулканического хребта.

Более сложная система осадконакопления отмечается в пределах островных дуг, а также активных континентальных окраин, образованных в результате неоднократного присоединения к континенту островных дуг, террейнов, микроконтинентов, что характерно для восточных регионов Евразии, в том числе восточных территорий России.

В пределах островных дуг глубоководные желоба обычно заполнены флиш-идными отложениями. В качестве фронтального бассейна в островных дугах энсиматического типа формируется преддуговой прогиб, заполненный морскими осадочно-терригенными флиш-идными толщами большой мощности (см. рис. 5). Тыловой задуговой бассейн формируется на новообразованной океанической либо на утоненной континентальной коре и выполнен мощными морскими отложениями, в том числе флиш-идными.

Специфика накопления осадков в желобе заключается в том, что кора, субдуцирующаяся под континент либо под островную дугу, удаляет поступающий в желоб материал, освобождая место для накопления молодых осадков. В поперечном направлении к желобу от океана к склону островной дуги или континенту пелагические фации сменяются гемипелагическими, затем турбидитами. При этом сначала появляются дистальные, а в последующем проксимальные турбидиты с участием олистостром.

До погружения на глубину субдуцирующаяся океаническая кора проходит под каждой из перечисленных фациальных зон и на ней отмечается стратиграфическая последовательность, повторяющая перечисленный фациальный ряд. В других типах бассейнов седиментации мощность осадков зависит от глубины опускания дна. В желобах же поступление материала зависит, прежде всего, от физико-географических факторов, таких как климат, вынос осадков реками. При большем объеме терригенного материала и небольших скоростях субдукции желоб может быть нивелирован осадочным выполнением и не должен отражаться в рельефе.

2. ОСНОВЫ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА С УЧЕТОМ ГЕОДИНАМИКИ

Прогноз и поиски нефти и газа с учетом геодинамики складывались из рассмотрения: 1 — корректировки теории тектоники плит [25, 34, 50] и др.; 2 — уточнения строения и геодинамической эволюции платформ и их горно-складчатых обрамлений (Хаин В.Е., 1989; [18-20, 27, 31, 50, 59, 67]); 3 — проведения палеогеодинамических реконструкций плит [19]; 4 — выяснения цикличности тектонических процессов; 5 — изучения условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления [10, 13, 28, 60, 73]; 6 — выяснения процессов происхождения нефти. Эти вопросы освещены ранее в ряде публикаций, отмеченных выше, а также в публикациях ряда зарубежных исследователей (Perrodon A., 1984; [75]) и др.

Согласно модели *многоярусной тектоники плит* (МТП) литосфера толщиной от 25 до 400 км расслоена в горизонтальном направлении по плоскостям скольжения на серию тектонических пластин, а в вертикальном — разделена трансформными разломами (сдвигами, сбросами, взбросами) на плиты разного размера. Горизонтальное перемещение крупных плит, частью которых являются древние платформы (континенты), осуществляется, в основном, по астеносфере. Движение малых плит, характерных для молодых платформ (микроконтинентов), происходит по горизонтам пониженной вязкости в земной коре (поверхности Мохоровичича, Конрада и др.), а также по астенолинзам в надастеносферном слое. При этом наблюдается следующая закономерность: горизонтальная расслоенность литосферы увеличивается с уменьшением размера плит, т. е. от древних платформ к молодым и далее к складчатым областям [25, 34, 67].

Сегменты литосферы (плиты, блоки) перемещаются, в основном, в горизонтальном направлении. Однако горизонтальные движения часто сменяются вертикальными. Это наблюдается в периоды изменения геодинамической либо климатической обстановки. В это время происходит изостатическое выравнивание литосферы, особенно на краях плит.

По вертикали края мегаплит раздроблены на десятки мезоплит, сотни микроплит и тысячи блоков. При этом вертикальная раздробленность мегаплит увеличивается от центра континентальной части плиты к краям. В связи с этим молодые платформы представляют собой осколки раздробленных краев древних (докембрийских) платформ, спаянных между собой более молодыми (палеозойскими и раннемезозойскими) орогенами столкновения.

В отличие от ранее сформулированных постулатов глобальной тектоники, модель расслоенной литосферы предусматривает, что плиты не являются абсолютно жесткими и монолитными, а состоят из жестких монолитных блоков, разделенных рифтовыми зонами, трансформными разломами, сдвигами, швами столкновений, причем основные межблоковые деформации осуществляются и передаются через рифтовые зоны и швы столкновений малых плит.

В результате движения плит образуются различные геодинамические обстановки, ответственные за формирование основных плитотектонических структур.

С позиций плитотектоники *платформы* — это крупные и малые палеоконтиненты (микроконтиненты). Они занимают континентальную и менее измененную часть литосферных плит. Для них характерны большая глубина залегания астеносферы, пониженный тепловой поток и в связи с этим пониженная вязкость астеносферы во время формирования осадочного чехла. Все это обеспечивает платформам небольшую относительную тектоническую стабильность.

Геологический разрез платформ характеризуется наличием фундамента, складчатого основания, переходного комплекса и осадочного чехла. С позиций МТПП выделено четыре основных типа тектонических комплексов, залегающих ниже осадочного чехла: континентальный и океанический фундамент, складчатое основание и переходный комплекс [25, 67].

Горно-складчатые обрамления платформ — это в основном орогены столкновения, активные окраины континентов, островные дуги, внутрикон-

тинентальные рифты. Большинство обрамлений возникает при сближении и столкновении островодужных, океанических и континентальных частей литосферных плит в результате межплитных деформаций.

В пределах горно-складчатых обрамлений следует различать главные (складчатые) и надвиговые (шарьяжные) зоны, пояса и др. Граница между ними соответствует швам столкновения плит, микроплит, блоков. Для зон надвигов характерно многоэтажное строение. Выше фундамента здесь можно выделить три основных этажа (комплекса): автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный. Первый формировался до шарьирования, второй — в этап шарьирования, третий — после завершения процессов шарьирования. Автохтонный и аллохтонный комплексы характерны для всех без исключения надвиговых поясов. Неоавтохтонный комплекс образуется в том случае, если после процессов шарьирования происходит изостатическое выравнивание литосферы, которое как правило приводит к блоковому расчленению шарьяжных пластин.

Помимо надвиговых поясов и зон составной частью обрамлений платформ, как ранее упоминалось, являются шовные зоны складчатых систем. Они расположены на более значительном удалении от платформ, чем надвиговые пояса. Надвиговые пояса и шовные зоны образуют горно-складчатые обрамления платформ (орогены столкновения плит, активные континентальные окраины).

По времени образования и тектонической активности можно выделить три типа обрамлений платформ: остаточные (пассивные), новообразованные (активные) и комбинированные.

Геодинамическая эволюция платформ и их горно-складчатых обрамлений носит различный характер. Это связано, прежде всего, с тем, что наибольшие масштабы расхождения, схождения плит и наиболее интенсивные столкновения приурочены к краям платформ (межплитные движения), а наименьшие — к их внутренним частям (внутриплитные движения). Установлено, что на ранних этапах развития платформ происходит их дробление в результате рифтогенеза. Это — *грабен-горстовый, или авлакогеновый этап* эволюции платформ. *Грабен-горстовая* стадия развития сменяется *раннесинеклизной*. Остывание новообразованной утяжеленной коры в рифтах приводит к значительным погружениям территории и образованию надрифтовых депрессий во внутренних частях платформ и недоразвитых пассивных окраин континентов на их краях.

Здесь формируются морские формации — терригенные, угленосные, карбонатные и эвапоритовые. *Раннесинеклизный* этап сменяется, как правило, *инверсионным*, который протекает при преобладании тектонического режима схождения плит и микроплит. В случае схождения микроплит и блоков без их столкновения внутри зарождающихся синеклиз, депрессий, прогибов формируются инверсионные поднятия, например, Печоро-Колвинское на Восточно-Европейской платформе. Если при схождении плит происходят столкновения, образуются зоны внутриплатформенной складчатости, например, Донбасс.

После столкновения плит обычно наступает тектонический режим изостатического выравнивания, во время которого проявляется *позднесинеклизный* этап геодинамической эволюции, завершающий полный цикл тектонического развития.

По-другому происходит развитие окраинных частей платформ и их складчатых обрамлений. Здесь формируются пассивные окраины континентов и обрамляющие их орогены столкновения.

Геодинамическая эволюция нефтегазоносных регионов в областях схождения плит и преобладающей субдукции резко отличается от описанных ранее. Здесь преобладают орогенный, островодужный, грабен-горстовый тектонические режимы.

В восстановлении истории геологического строения и фациальной обстановки решающую роль играют *палеогеодинамические реконструкции плит*. В нашей стране эти исследования успешно выполнены Е.Г.Арешевым, Л.П.Зоненшайном, В.А.Игнатовой, Л.М.Натаповым, Л.Н.Парфеновым, В.Е.Хаиным, В.П.Гавриловым, Г.А.Кирилловой, К.А.Клещевым, В.В.Харахиновым, В.С.Шеиным и др. [9, 11-13, 18-20, 22-25, 27, 51, 57, 61, 67]. Палеогеодинамические реконструкции используются для разработки моделей строения НГБ, оценки перспектив нефтегазоносности. Палеогеодинамические реконструкции разделяются на *глобальные* (для земного шара в целом), *региональные* (для отдельных частей Земли), *площадные* (для отдельных осадочных бассейнов) и *локальные* (для отдельных районов, месторождений).

Исследователи давно подметили повторяемость в разрезе формаций, что объяснялось в основном чередованием трансгрессий и регрессий. С позиции тектоники литосферных плит это связывается, с одной

стороны, с *циклическостью тектонических движений*, обусловленной расхождением и схождением плит, микроплит, блоков, с другой — повторяемостью геодинамических обстановок, которые и вызывают трансгрессии и регрессии. Например, для рифтовых зон и надрифтовых депрессий, пассивных окраин, островных дуг характерен определенный набор формаций. В то же время известно, что рифтовые зоны существовали на планете в рифее — венде, среднем палеозое, позднем палеозое — раннем мезозое, кайнозое. Существуют они и ныне, т. е. указанная геодинамическая обстановка и связанный с ней набор формаций повторялись много раз, обуславливая цикличность осадко- и нефтегазонакопления. Такая же цикличность будет характерна и для других геодинамических обстановок — пассивных окраин, орогенов столкновений, островных дуг и др.

Если учесть современные идеи японских ученых (Маруяма С. и др., 1994), то глобальные процессы цикличности связаны с накоплением субдущированной холодной литосферы в нижней мантии и ее погружением через 300-400 млн лет вплоть до ядра Земли. Раздвигавшиеся континенты приводили к образованию океанов, а сходящиеся и сталкивающиеся — складчатых поясов. Геодинамические реконструкции показали, что океан Тетис и его проливы за последние 300 млн лет появлялись и уничтожались по крайней мере дважды, т. е. сходные геодинамические обстановки также повторялись дважды. Подобные явления в процессе эволюции планеты в целом неоднократно повторялись. В.Е.Хаин описал Пангеи I, II и III, а также увязал проявление конвекции с циклами Вилсона, Бертрана и Штилле (табл. 1). В данном случае общемантийная конвекция обуславливала суперконтинентальные циклы Вилсона, верхнемантийная компонента двухъярусной конвекции ответственна за циклы Бертрана с образованием в результате субдукции островных дуг, окраинных морей, а конвекция в астеносфере, выражающаяся столкновением островных дуг и микроконтинентов и континентами — за циклы Штилле [59]. В связи с этим повторялись процессы осадконакопления с характерными благоприятными либо неблагоприятными для нефтегазонакопления фациями и формациями. Последние образовывали мегациклы, циклы осадко- и нефтенакопления в рамках тех или иных геодинамических обстановок (пассивные окраины, рифтовые зоны и надрифтовые депрессии, орогены столкновения и др.).

Таблица 1

Геодинамические циклы Земли

Ранг геодинамических систем (ГС)	Геосфера	Ареал	Процессы, структуры	Ранг геодинамических циклов (по Ханну В.Е., 2000)
ГС-0	Вся Земля	Повсеместно	Западная и северная компоненты дрейфа континентов, связанные с поднятием Антарктиды и опусканием Арктики по «правилу буравчика»	
ГС-1	Вся мантия	Повсеместно	Созидание и распад суперконтинентов	Циклы Вилсона, 600 млн лет
ГС-2	Верхняя мантия	Под океанами	Субдукция, коллизии и спрединг	Циклы Бертрана, 150 млн лет
ГС-3	Астеносфера + литосфера	В зонах повышенного теплового потока (субдукции, коллизии, спрединга)	Двухъярусная конвекция: 1 — в зонах субдукции и коллизии — мантийные диапиры, впадины над ними, дугообразные желоба и зоны Бенъофа или центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения на периферии; 2 — в зонах коллизии — системы линейных продольных поднятий с корнями и впадин с антикорнями; 3 — в зонах спрединга — системы линейных поперечных поднятий с корнями и впадин с антикорнями	Циклы Штилле, 30 млн лет
ГС-4	Осадочный чехол	В зонах коллизии	Термофлюидная конвекция. Региональный метаморфизм. Анти- и синклинии, складки	

Выяснение происхождения нефти и газа играет большую роль при оценке перспектив нефтегазоносности. Подавляющее большинство специалистов сегодня признают органическую теорию происхождения нефти и газа. Такую же позицию занимают и авторы книги. В то же время немало сторонников неорганического (Сорохтин О.Г. и др., 1974) и микстектонического (Абидов А.А., 1999, Гаврилов В.П., 1986) образования нефти и газа. Последние полагают, что генерация УВ осуществляется не только за счет преобразования ОВ осадочного чехла, но и за счет термоллиза ОВ океанических осадков, которые доставляются плитой в зону Беньофа, погружаются до глубины с температурой 100-400°C и преобразуются в УВ. Через фундамент островных дуг нефть и газ мигрируют в осадочный чехол, распространяясь далее благодаря латеральной миграции на платформу.

Авторы настоящей книги являются сторонниками органической теории происхождения нефти и газа, хотя небольшие объемы УВ могут образоваться иным путем, в том числе как это объясняют В.П. Гаврилов, О.Г. Сорохтин и др. При рассмотрении процессов нефтеобразования и нефтегазонакопления мы придерживаемся идей, высказанных И.М.Губкиным, И.О.Бродом о том, что нефтегазоносность обусловлена, прежде всего, условиями осадконакопления, т. е. большие мощности, объем осадков, скорость их накопления, благоприятные обстановки захоронения и преобразования ОВ увеличивают вероятность и размеры нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Это положение использовано при рассмотрении геодинамических условий нефтегазонакопления в пределах НГБ и потенциально нефтегазоносных бассейнов (ПНГБ) России [67].

В формировании НГБ можно выделить три главных периода: *дивергентный* (ранний), *конвергентный* (средний) и *изостазии* (заключительный). Эти периоды образуют полный цикл геодинамической эволюции [25, 67]. В ранний период цикла преобладают расхождение, погружение краев плит, осадко- и нефтегазонакопление в рифтах, надрифтовых депрессиях, на пассивных континентальных окраинах, образование региональных соленосных покровов, региональных нефтегазоносных комплексов платформенного, миогеосинклинального генезиса. Указанному периоду свойственно доминирование вертикальных тектонических движений. Для среднего периода цикла характерны процессы схождения, столкновения плит, что приводит к трансформации ранее образованных

структур с преобладанием горизонтальных перемещений, формированию горно-складчатых обрамлений, массовых очагов генерации и зон аккумуляции, зон надвигов (на краях бассейна), инверсионных валов, поднятий (во внутренних частях бассейна). Все это вызывает изменение динамики и направления движения флюидов, преимущественно к латеральной миграции, перераспределение залежей УВ. И, наконец, в заключительный период цикла вновь преобладают вертикальные тектонические движения за счет изостазии сгруженной литосферы. Этот период можно назвать периодом блокового расчленения бассейнов (особенно их горно-складчатого обрамления). Естественно, что в такой ситуации преобладает вертикальная миграция УВ [25, 67].

3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА С УЧЕТОМ ГЕОДИНАМИКИ

Критерии прогноза нефтегазоносности подразделяются на тектонические, структурные, палеотектонические, неотектонические, палеогеографические, литолого-стратиграфические, геохимические, гидрогеологические и др. Мы считаем, что необходимо использовать перечисленные критерии, но рассматривать их с позиций теории тектоники плит. Этого можно добиться, используя перечисленные критерии, применяя: 1 — методику геодинамического анализа НГБ; 2 — геодинамический принцип тектонического районирования; 3 — геодинамический принцип нефтегазогеологического районирования; 4 — геодинамический принцип прогноза и поисков нефти и газа.

В основе методики *геодинамического анализа* лежат палеогеодинамические реконструкции плит, восстановление прошлых геодинамических обстановок (палеообстановок) и плитотектонических структур, обусловленных расхождением, схождением, столкновением, а также изостатическим выравниванием литосферных плит [25, 67]. Для нефтегазоносных регионов особенно важны такие палеообстановки, как пассивные континентальные окраины, рифты, надрифтовые прогибы, депрессии, орогены столкновения плит, области субдукции (активные континентальные окраины, островные дуги и др.). Их выявление базируется на анализе формаций, геологических формаций, накопление каждой из которых происходило в строго определенной геодинамической палеообстановке, являясь, таким образом, ее показателем.

Сегодня необходимо изучать не только строение бассейна, но и его горно-складчатое обрамление, исследовать не только осадочные породы бассейна, но и магматические, метаморфические формации как в пределах бассейна, так и на его периферии. Это позволяет выяснить историю геологического развития региона. При этом горно-складчатое обрамление нередко является ключом для расшифровки механизма формирования НГБ. Поэтому в основу современного прогноза должен быть положен новый принцип комплексного анализа НГБ вместе с его горно-складчатым обрамлением. Результатом комплексного анализа служит модель плитотектоники нефтегазоносного региона, под которой подразумевается наиболее вероятный вариант строения и истории развития бассейна с позиций теории тектоники плит. Последняя должна быть базой для последующей разработки и составления других оригинальных моделей: осадконакопления; размещения фаций; термической эволюции и генерации УВ; формирования залежей нефти и газа.

Геодинамический подход к *тектоническому районированию* территории дает возможность наряду с морфологией плитотектонических структур показывать их образование в процессе геодинамической эволюции региона. Основой для составления подобных тектонических карт являются палеогеодинамические реконструкции плит, определение модели глубинного строения региона, расчленение литосферы, особенно верхних частей земной коры, на тектонические комплексы, этажи, подэтажи, выяснение их структурного плана и взаимоотношений.

Для НГБ 6. СССР составленные тектонические карты базировались в основном на статической модели. Нами же предложены плитотектонические модели строения бассейнов [22, 29, 73], отличающиеся от статических. Убедиться в этом можно, сравнив статическую и плитотектоническую модели строения бассейна [75]. Поэтому ранее составленные тектонические карты многих бассейнов также имеют существенные отличия от карт плитотектонического районирования.

Геодинамический принцип прогноза и поисков нефти и газа базируется на выяснении тектонических, геохимических, литолого-фациальных, гидрогеологических особенностей формирования скоплений УВ, интерпретируемых с учетом геодинамических моделей НГБ. На основе геодинамического анализа уточняются, а в ряде случаев в корне изменяются традиционные представления о механизме формирования НГБ, т. е. об

их строении, процессах осадконакопления, закономерностях распределения фаций, коллекторов, покрывок, условиях онтогенеза. Нефтегазоносность в первую очередь зависит от мощности пород, скорости их накопления, теплового режима, тектонического и климатического факторов. Последний обусловлен местом расположения плит при их дрейфе, остальные — характером геодинамической эволюции. Наибольшие биопродуктивность и скорость осадконакопления при прочих равных условиях свойственны НГБ, сформированным в умеренных широтах. Скорость дрейфа плит в свою очередь влияет на глобальное распределение континентальных и морских фаций за счет эвстатических колебаний уровня мирового океана. Замедление скоростей спрединга приводит к углублению океана и регрессии, а их увеличение — к обмелению океана, что вызывает трансгрессию.

Важную роль при прогнозе играет выделение в пределах НГБ принципиально новых генетических типов структур — пассивных трансформных континентальных окраин, рифтов, надрифтовых депрессий и др. Каждому из них свойственно закономерное размещение структурно-геоморфологических зон с определенным набором формаций, различных геохимических, термобарических условий осадко- и нефтегазонакопления.

Уточняются также представления и о закономерностях размещения коллекторов, покрывок, ловушек нефти и газа. Например, с центральными зонами сводово-вулканического рифта нередко связаны русловые, а с его крутыми склонами — аллювиально-пролювиальные отложения с хорошими коллекторскими свойствами, которые вверх по разрезу в условиях аридного климата сменяются мощными соленосными покрывками. Помимо антиклинальных структур, характерных для разреза надрифтовых депрессий, в зоне рифта широко распространены ловушки, обусловленные горстами, полугорстами, ступенями фундамента, листрическими сбросами, образующими новые, сложные по строению типы ловушек. Инверсионные движения в рифтах приводят к формированию крупных валов, поднятий.

Оптимальные условия для образования региональных покрывок (мощных эвапоритовых толщ) создаются в НГБ нетрансформированных пассивных окраин при наличии выступа фундамента, отгораживающего бассейны от океана в условиях аридного климата.

Большая роль при прогнозе скоплений нефти и газа принадлежит типизации НГБ с учетом плитотектоники. Этому вопросу посвящен ряд публикаций (Соколов Б.А., 1980; Хаин В.Е., 1981; Клещев К.А., Шеин В.С., 1987).

В сложившейся практике под нефтегазогеологическим районированием обычно понимают расчленение территорий, акваторий на отдельные части в зависимости от сходства и различия тектоники слагающих их формаций, в совокупности контролирующей нефтегазоносность недр. С позиций плитотектоники строение региона, распространение формаций, условия генерации и нефтегазонакопления контролируются проявлением тех или иных геодинамических обстановок. В этом случае нефтегазоносные пояса нефтегазонакопления, мегабассейны, бассейны, зоны нефтегазонакопления, суббассейны следует связывать с определенными плитотектоническими элементами, такими как континентальные палеоокраины, орогены столкновения плит, или же с их частями — структурно-геоморфологическими зонами, например, со структурами тектонических перекрытий, инверсионными валами рифтов. С учетом того, что каждая плитотектоническая единица характеризуется своим набором формаций, накапливающихся при определенных палеогеографических условиях, на основе плитотектонического принципа нефтегазогеологического районирования регионы можно разделять по комплексу критериев — тектоническому, формационному, палеогеографическому и другим. При таком подходе определяется прежде всего генетическая сущность, условия формирования и строения толщ бассейна, накопившихся в определенные интервалы его истории, подчеркиваются особенности его региональной структуры, размещения возможных очагов генерации и зон нефтегазонакопления.

При плитотектоническом подходе к нефтегазогеологическому районированию использована информация по сравнительной оценке перспектив нефтегазоносности, так как каждый тип НГБ обладает различными потенциальными возможностями онтогенеза. Например, резко различны объемы осадочного чехла, глубина погружения, скорость осадконакопления, объемы пород-коллекторов, пород-покрышек, плотность содержания ОВ в нефтематеринских толщах, плотность эмиграции УВ, потенциальные ресурсы УВ в бассейнах пассивных континентальных окраин и субдукционных бассейнов [29, 67].

4. ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ И МЕТОДОВ ПРИ ПРОГНОЗЕ И ПОИСКАХ НЕФТИ И ГАЗА

Описанные геодинамические критерии и методы использованы на практике при тектоническом, нефтегазогеологическом районировании, оценке перспектив нефтегазоносности для определения дальнейших геолого-разведочных работ как для России в целом [12, 13, 25, 28, 30, 35, 39, 60, 67, 75 и др.], так и отдельных НГБ и месторождений УВ [8, 9, 22, 45–47 и др.].

На «Карте плитотектонического районирования нефтегазоносных регионов бывшего СССР» масштаба 1:5 000 000 [25] показаны основные наиболее крупные плитотектонические структуры — палеоконтиненты, палеомикроконтиненты, палеоокеаны и современные океаны. В их пределах выделены плитотектонические структуры, сформировавшиеся в результате расхождения, схождения, столкновения, скольжения плит.

Среди наиболее крупных тектонических структур выделены: 1 — крупные палеоконтиненты (древние платформы): а — докембрийский континентальный фундамент на поверхности и залегающий под мало-мощным (до 500 м) осадочным чехлом; б — докембрийский континентальный фундамент, залегающий под осадочным чехлом мощностью более 500 м; 2 — осколки крупных палеоконтинентов (малые палеоконтиненты, молодые платформы): а — гетерогенный протерозой-палеозойский континентальный фундамент малых палеоконтинентов под осадочным чехлом и на поверхности; б — палеозойское складчатое основание, образованное в результате столкновения малых палеоконтинентов под осадочным чехлом; 3 — палеоокеаны (сохранившиеся фрагменты океанической коры внутри палеоконтинентов); 4 — современные океаны и моря с океанической корой.

Плитотектонические структуры палеоконтинентов, палеомикроконтинентов и океанов, сформированные в результате расхождения плит:

континентальные рифты; континентальные рифты, трансформированные сжатием плит; надрифтовые депрессии на крупных и малых палеоконтинентах; пассивные континентальные палеоокраины, не подвергшиеся трансформации в результате столкновения плит; пассивные континентальные палеоокраины, трансформированные столкновением плит.

Плитотектонические элементы в области схождения и столкновения плит: вулканические поля; орогены столкновения плит (на поверхности); террейны в зонах орогенов столкновения плит; швы столкновения плит; крупные надвиги.

Плитотектонические элементы в области скольжения плит: трансформные разломы, сдвиги; трансформные континентальные палеоокраины; межгорные впадины и прогибы.

Основные плитотектонические структуры, приведенные на карте: крупные палеоконтиненты: Восточно-Европейский, Сибирский, Амурский, Баренцевоморский, Устьюртский, Северо-Кавказский, Южно-Мангышлакский, Карабогазский, Каракумский, Мугоджарский, Ханты-Мансийский, Няояхский, Усть-Тымский, Верхнехетский, Ньюрольский, Карский, Барнаульский, Баргузинский, Восточно-Чукотский, Охотский, Охотоморский, Омогонский, Центрально-Монгольский, Приаргуньский, Хингано-Буреинский, Ханкайский.

Основные орогены столкновения плит: Уральский, Верхоянский, Колымский, Корякско-Камчатский, Монголо-Охотский, Сихотэ-Алиньский, Алазейский, Таймырский, Чукотский, Южно-Анжуйский.

Крупные океаны и палеоокеаны: Тихий, Северный, Ледовитый.

Фрагменты палеоокеанов в пределах палеоконтинентов: Уральского палеозойского в пределах Прикаспия, Тетиса в пределах Южного Каспия, Обского в пределах Западной Сибири, Тетиса в пределах Черного моря.

Некоторые другие плитотектонические структуры: Восточно-Сихотэ-Алиньская и Охотско-Чукотская активные континентальные палеоокраины, Алеутская и Курило-Камчатская островные дуги.

Осуществлено также плитотектоническое районирование отдельных нефтегазоносных бассейнов [25, 67] и др.

Причем предложено плитотектоническое районирование осадочного чехла [29,67], а также тектоническое районирование комплексов, залегающих ниже чехла (Клещев К.А., 2004; [67]) и др. В настоящей работе проведено тектоническое районирование Дальнего Востока и прилегающих акваторий.

Нефтегазогеологическое районирование территорий и акваторий России имеет принципиально важное значение, так как на его основе определяются ресурсы и запасы нефти и газа страны.

В соответствии с традиционным нефтегазогеологическим районированием в пределах России выделено 12 нефтегазоносных провинций

(бассейнов) и нефтегазоносных областей, районов (суббассейнов) (Клещев К.А., 1997). На указанной основе определены ресурсы нефти и газа Российской Федерации. По геодинамическим критериям, учитывая плитотектонический вариант интерпретации геологического строения территорий и акваторий России [25, 29, 67], К.А. Клещевым, В.С. Шеиным в 2004 г. [29] выделено 47 нефтегазоносных (НГБ), потенциально нефтегазоносных (ПНГБ) и возможно нефтегазоносных (ВНГБ) бассейнов и 165 суббассейнов, объединенных в мегабассейны, пояса нефтегазонакопления. Они образованы за счет проявления разных плитотектонических структур, по преобладанию которых разделены нами на группы, типы и подтипы. Выделено пять крупных групп бассейнов: I — континентальных и межконтинентальных палеорифтов и надрифтовых депрессий; II — пассивных, трансформных палеоокраин; III — океанических рифтов; IV — орогенов столкновения плит; V — областей схождения плит (активных, континентальных палеоокраин, островных дуг, окраинных морей), образованных при преобладающем режиме субдукции, объединенные под общим названием «субдукционные». Указанные группы бассейнов показаны на карте в основном для верхнего этажа нефтегазоносности. Для некоторых бассейнов двухэтажного строения, например, Западно-Сибирского, Предкавказского показан также генетический тип бассейна нижнего этажа нефтегазоносности.

Нефтегазгеологическое районирование, осуществленное по геодинамическим критериям, содержит помимо всего информацию по сравнительной оценке перспектив нефтегазоносности, так как каждый тип НГБ обладает различными потенциальными возможностями онтогенеза. Например, значительно отличаются объемы осадочного чехла, глубина погружения, скорость осадконакопления, объемы пород-коллекторов, пород-покрышек, плотность содержания ОВ в нефтематеринских толщах, эмиграции УВ, потенциальные ресурсы УВ в бассейнах пассивных континентальных окраин и бассейнах субдукционного типа. В этом случае более перспективными следует считать бассейны континентальных палеоокраин по сравнению с бассейнами субдукционного типа.

Рассмотрев роль геодинамики при прогнозе и поисках месторождений УВ, мы попытаемся применить эти разработки в пределах одного из сложнопостроенных регионов Российской Федерации, где в основном распространены бассейны субдукционного типа.

5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ АКВАТОРИЙ

Последующие разделы книги посвящены рассмотрению геологического строения и оценке перспектив нефтегазоносности Дальневосточного региона, включающего частично или полностью территории Сахалинской, Магаданской, Камчатской, Амурской областей, Республики Саха (Якутия), Приморского, Хабаровского краев, Чукотского Корякского автономных округов, акваторий Охотского, Японского, Берингова морей и Тихого океана.

Для уточнения перспектив нефтегазоносности Дальнего Востока и прилегающих акваторий Охотского, Японского и Берингова морей мы предприняли попытку интерпретации геологического строения региона с помощью геодинамического анализа, изложенного выше.

5.1. Обзор взглядов на тектонику

Фиксистой концепции на строение и историю развития Дальневосточного региона придерживаются Э.С. Алексеев, Ю.К. Бурлин, Г.М. Власов, Г.С. Гнибиденко, М.С. Марков, С.М. Тильман, Л.Л. Красный, М. Н. Шапиро и др. Согласно геосинклинальной теории Дальний Восток входит в Азиатско-Австралийский сегмент Тихоокеанского складчатого пояса, в пределах которого выделяются области мезозойской, или киммерийской складчатости (Верхояно-Чукотская область), позднемезозойской, или ларамийской складчатости (Сихотэ-Алинь), кайнозойской складчатости (Корякское нагорье, Камчатка), а также области современных геосинклиналей, соответствующие действующим островным дугам и сопряженным с ними окраинным морям.

Разработке теоретических аспектов тектоники литосферных плит Земли и, в частности, восточной окраины Азии посвящены работы Б.В. Баранова, Ч.Б. Борукаева, В.Ф. Горбачева, Л.П. Зоненшайна, А.А. Ковалева, М.В. Кононова, М.И. Кузьмина, Б.А. Натальина, Л.М. Натапова, Л.М. Парфенова, Ю.Н. Разницына, Л.А. Савостина, С.Д. Соколова, О.Г. Сорохтина, Л.П. Ставского, С.А. Ушакова, Н.И. Филатовой, В.Е. Хаина, А.И. Ханчука, Н.В. Цуканова, В.Д. Чеховича и др. Согласно реконструкциям восточная окраина Азии сформировалась за счет субдукционных и коллизионных процессов, дискретно происходящих на фоне перма-

нентной конвергенции Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит. При этом интенсивность и характер этих процессов находятся в зависимости от плюмов, зарождающихся на границе ядра и мантии [58].

Проблеме применения теории тектоники плит для решения задач прогнозирования и поисков нефти и газа, а также переинтерпретации геологического строения и эволюции НГБ посвящены исследования Д.А.Астафьева, В.П. Гаврилова, В.А.Игнатовой, К.А. Клещева, Е.В. Кучерука, К.О.Соборнова, Б.А. Соколова, В.Е. Хаина, В.С. Шеина и др.

5.2. Литолого-стратиграфические комплексы

Палеозойский

Палеозойский комплекс на территории Дальнего Востока распространен локально, в значительной степени метаморфизован и дислоцирован. В пределах юга материковой части региона он представлен хаотическими и турбидитными складчатыми отложениями терригенного, туфогенно-терригенного, терригенно-карбонатного и кремнистого составов. Видимая мощность палеозоя составляет 10-15 км и более.

Отложения предположительно ранне-среднепалеозойского возраста в Сахалинской области выделяются на юге и юго-востоке острова. Они представлены филлитами, кварцитами, сланцами, эффузивами среднего состава и их туфами, кремнистыми породами, видимая мощность достигает 2,5 км. Сходный литологический состав имеют предположительно раннепалеозойские толщи п-ова Камчатка мощностью до 1,5-2,0 км.

Палеозойские отложения широко распространены в пределах северо-востока региона. К ним относятся карбонатные пассивно-окраинные (рифей—карбон) и терригенные толщи карбона — перми (нижняя часть верхоянского комплекса).

Мезозойский

Мезозойский комплекс почти повсеместно распространен на территории материковой части Дальнего Востока. Триасовые и юрские породы Сихотэ-Алиньского региона имеют терригенный, терригенно-туфогенный и терригенно-кремнистый составы, их мощность изменяется от 1,5 до 4,0 км. Меловой комплекс представлен туфогенно-терригенными, в значительной степени грубообломочными породами, а также эффузива-

ми среднего и кислого составов, которые слагают Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. Центрально-Сихотэ-Алиньская и Западно-Сихотэ-Алиньская зоны выполнены мощными вулканогенно-осадочными флишевыми толщами раннемелового возраста. Мощность нижнемеловых толщ достигает 2-4 км, верхнемеловых — 4-7 км.

Мезозойский комплекс Сахалина сложен нерасчлененными юрско-нижнемеловыми и верхнемеловыми отложениями. Первые представляют собой хаотический комплекс терригенного и вулканогенно-кремнистого составов с включением офиолитов и эффузивов мощностью до 2,8 км. Верхнемеловые отложения состоят из переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями углей, туфов и конгломератов. Вулканический верхнемеловой комплекс Восточного Сахалина имеет пестрый состав — от андезитов до базальтов. Мощность верхнего мела 3-6 км и более.

В северо-восточной части региона широко распространены вулканические породы мезозойского возраста. Это, главным образом, известково-щелочные серии дифференцированных вулканитов от базальтов до андезитов и риолитов, сопровождающиеся туфами и кремнистыми породами.

Верхнемеловые породы западной и северной Камчатки представлены терригенными и кремнисто-туфогенными сериями мощностью до 3-5 км.

Кайнозойский

Кайнозойские отложения юга материковой части Дальнего Востока сложены вулканогенными и осадочными породами. Осадочные образования представлены терригенными угленосными и туфогенно-терригенными отложениями (мощность 0,5-2,0 км). Вулканогенные образования представлены палеогеновыми эффузивами Сихотэ-Алиня, неогеновыми базальтами и андезитобазальтами.

Палеогеновые отложения Сахалинского региона в основании в значительной степени грубообломочны и угленосны, в верхней части состоят из песчаников, алевролитов морского происхождения (1,3—2,6 км). Неогеновый комплекс распространен наиболее широко и имеет значительную мощность — до 6-7 км. Отложения в основном терригенные.

Суммарная мощность палеогеновых отложений в северо-восточной части региона достигает 3-6 км, неогеновых — 7-9 км. Осадочные чехлы

бассейнов, расположенных на этой территории, представлены преимущественно терригенными и туфотерригенными породами. Неогеновые образования Западно-Камчатского и Хатырского бассейнов включают значительную кремнистую составляющую. Выделяется также несколько вулканических поясов кайнозойского возраста известково-щелочной серии.

5.3. Плитотектоническое районирование бассейнов Дальнего Востока России и сопредельных регионов

На территории Дальнего Востока находятся Северо-Американская, Евразийская, Амурская, Охотоморская и западный край Тихоокеанской океанической плиты (рис.6). Северо-Американская плита, занимающая северо-восточную часть региона, разделена от прочих трансформным швом. Евразийская и Амурская плиты отделяются друг от друга Монголо-Охотской сутурой. Обе эти плиты граничат с Охотоморской по конвергентному шву, имеющему на краю Евразийской плиты меловой возраст и северо-восточное простирание, совпадающее в Сихотэ-Алиньском регионе с субмеридиональным Центрально-Сахалинским швом палеогенового возраста. Граница между Охотоморской и Тихоокеанской плитами проходит по современной зоне субдукции Тихоокеанской плиты под Курило-Камчатскую дугу.

В Дальневосточном регионе имеется широкий спектр тектонических элементов разного ранга, отвечающих различным геодинамическим обстановкам: микроконтиненты, рифты, фрагменты разновозрастных островных дуг, окраинно-континентальные вулканические пояса, окраинные моря, аккреционные призмы и др.

Трансформированная пассивная окраина Сибирского континента. Восточная часть Сибирского континента включает сложнопостроенную Верхоянскую область, возникшую на месте пассивной окраины Сибири, которая существовала длительное время — с палеозоя вплоть до средней юры. Монотонная обломочная толща верхоянского комплекса интерпретируется как образования подводного конуса, сформировавшегося на шельфе и континентальном склоне Сибирского континента. Верхоянский шельф, по крайней мере, трижды подвергался рифтогенезу: в рифее, среднем — позднем девоне, раннем триасе.

Структурные подразделения активных окраин. Микроконтиненты и террейны. Террейны, по определению Л.М. Парфенова, У. Ноклеберга, А.И. Ханчука, Ч.Б. Борукаева [5, 44, 53], представляют собой ограниченные надвигами, сдвигами, сбросами или зонами тектонического меланжа достаточно крупные блоки земной коры. Их можно показать на карте масштаба 1:5 000000. Террейны резко отличаются друг от друга и от окружающей их матрицы по стратиграфическим, палеонтологическим и структурным данным, характеру магматизма и степени метаморфизма. Каждому террейну свойственна стратиграфическая последовательность геологических комплексов, сформированных в определенных геодинамических условиях (геодинамических комплексов). Террейны могут быть либо отторгнуты от континентов и перемещены в область развития окраинно-морских бассейнов, либо транспортированы вместе с движущимися океаническими литосферными плитами, субдуцирующимися под окраину континента или островную дугу на расстояния в тысячи километров. Последние называются экзотическими террейнами.

Размер террейнов варьирует от нескольких до 350 км в поперечнике. Различаются следующие типы:

кратонные террейны, представляющие собой фрагменты кратона (древней платформы) — малоомощный фанерозойский чехол на докембрийском кристаллическом основании (Охотский, Омолонский, Авековский, Тайгоносский и др.);

пассивно-окраинные (окраинно-морские), образованные мощными шельфовыми толщами и турбидитами на утоненной континентальной коре (Вилигинский, Приколымский, Омудевский, Березовский);

островодужные и окраинно-континентальных дуг, включающие известково-щелочные вулканические и плутонические комплексы, а также

основные структуры; 14 – рифтовые системы; 15 – зоны субдукции; 16 – береговая линия; микроконтиненты: ОМ – Омолонский, ОХ – Охотский, ХБ – Хингано-Буреинский, ХК – Ханкайский; островные дуги: АЛ – Алеутская, КК – Курило-Камчатская, НТ – Нутесинская, АС – Анюйско-Святоноская, АО – Алазей-Олойская, УЯ – Уяндино-Ясачненская, КР – Корякская, ВБ – Ватынско-Бауэрская, АВ – Ачайваям-Валагинская, ВС – Восточно-Сахалинская, СХ – Сахалинская; окраинно-континентальные пояса: УО – Умлекано-Огоджинский, ОЧ – Охотско-Чукотский, СА – Сихотэ-Алиньский, ХО – Хингано-Охотский, АЛ – Алчанский, АР – Арсеньевский, КЗ – Корякско-Западно-Камчатский; сутуры: ЮА – Южно-Ануйская, ГР – Гречишкина, МО – Монголо-Охотская, АМ – Амурская, ЦШ – Центрально-Сихотэ-Алиньская, ЦС – Центрально-Сахалинская, ВС – Восточно-Сахалинская; рифтовые системы: 1 – Восточно-Азиатская, 2 – Исикари-Западно-Сахалинская, 3 – Восточно-Сахалинская, 4 – Южно-Охотско-Камчатская, 5 – Командорская, 6 – Хатырско-Алеутская

вулканогенно-осадочные, глубоководные и мелководные отложения преддуговых прогибов (Сергеевский, Олойский, Пекульнейский, Майницкий, Ватынский, террейны восточных полуостровов Камчатки и др.);

террейны аккреционного клина, сложенные турбидитами и океаническими породами (Усть-Бельский, Ваежский, Галамский, Ульбанский, Самаркинский и др.);

океанические (офиолитовые) террейны, включающие фрагменты океанической коры, обдуцированной на континентальную, сложенные офиолитами и комплексами вулканических островов (Ирунейский, частично Эконайский и Ватынский).

Форма террейнов может быть изометричной (в основном, кратонные террейны) или узколинейной (остальные типы).

Самые крупные террейны (сотни километров в поперечнике) называются также микроконтинентами. В исследуемом регионе микроконтинентами являются Чукотский, Омолонский, Охотский, Приколымский, Хингано-Буреинский, Ханкайский.

Флишевые отложения, в матрицу которых погружены чужеродные блоки, накапливались в условиях преддугового склона (Алгано-Великореченская, Пенжинско-Анадырская и др.) или задугового бассейна (Аргунская, Западно-Сихотэ-Алиньская и Восточно-Сихотэ-Алиньская флишевые зоны).

Островные дуги реконструируются по протяженным вулканическим поясам или полосам вулканических пород.

На юге исследуемого региона выделяются следующие островные дуги: Сихотэ-Алиньская позднеюрская, Восточно-Сахалинская поздне меловая и Сахалинская миоценовая.

На северо-востоке Евразии отбиваются несколько вулканических поясов, соответствующих древним островным дугам: Кони-Мургальской позднепермско-раннемеловой, Алазейско-Олойской средне-позднеюрской, Уяндино-Ясачненской позднеюрско-раннемеловой, Анюйско-Святоносской раннемеловой, Нутесинской раннемеловой, Корякской позднеюрско-палеоценовой, Корякско-Западно-Камчатской поздне мел-олигоценовой. Вулканические комплексы Ачайваям-Валагинской, Ватынско-Бауэрской и Кроноцкой дуг, функционировавшие в меловое время, содержатся в блоках хребта Бауэrsa в Алеутской впадине, блоках Олюторской зоны, Камчатки, Малокурильской дуги.

В настоящее время существует одна действующая островная дуга — Курило-Камчатская, в зоне субдукции которой идет пододвигание Тихоокеанской плиты под Охотоморскую со скоростью около 9,3 см/год [20]. Слагающий Большую Курильскую гряду миоцен-четвертичный разрез представляет собой типичную известково-щелочную островодужную серию. Командорские острова — самый западный элемент Алеутской островной дуги — также сопровождаются глубоководным желобом и зоной сейсмичности, но кроме одного подводного вулкана проявлений современного вулканизма на них нет, что соответствует сдвиговой природе границы Северо-Американской и Евразийской плит.

Постколлизийные наложенные впадины. Тектоническое развитие активных окраин нередко завершалось формированием наложенных впадин. Они фиксировали заключительные этапы коллизии (Индиго-ро-Колымский регион), образовывались в эпоху аккреции (Корякско-Камчатский регион) или в неоген-четвертичное время в связи с растяжением и утонением коры (северо-западная часть Тихого океана). Эти прогибы компенсированы осадками морского, прибрежно-морского, прибрежно-континентального и континентального происхождения.

Рифтовые зоны. Рифты различаются по возрасту и положению по отношению к другим структурным элементам: 1 — рядом с микроконтинентами (Рассошинская, Уш-Урукчанская рифтовые зоны); 2 — внутри вулканических поясов (Омсукчанский грабен); 3 — в пределах окраинно-морских бассейнов (Северо-Охотский прогиб, впадина Дерюгина и др.).

Палеозойские рифтовые зоны известны в обрамлении Омогонского и Приколымского массивов, в Омуровской зоне. Раннемезозойские рифты заложены на стадии дивергенции и отторжения от Евразийской плиты отдельных ее сегментов. Такие рифты залегают в основании бассейнов юга материковой части Дальнего Востока — Уссурийского, Средне-Амурского, Верхне-Буреинского, Зей-Буреинского.

К рифтогенным относятся Приохотская и Пенжинско-Анадырская системы грабенов восточно-северо-восточного простирания, маркированные маастрихт-эоценовой базальтовой и щелочно-базальтовой формациями. Рифтогенные позднекайнозойские комплексы выявлены на севере Камчатки: в Апукском грабене и грабенообразных структурах Олюторского полуострова.

Дивергентная граница между Северо-Американской и Евразийской плитами подтверждена наличием Момского олигоцен-четвертичного рифта вдоль Колымо-Индигирского шва.

Система молодых рифтов, ограничивающих Охотоморскую плиту и отделяющих от материка Берингово море, сформировалась в процессе деструкции коры, сменившей на рубеже мезозоя и кайнозоя конструктивный тектоногенез. На территории региона прослеживается шесть рифтовых систем: Восточно-Азиатская (Северо-Охотская), Исикари-Западно-Сахалинская, Восточно-Сахалинская, Камчатско-Южно-Охотская, Командорская и Хатырско-Алеутская. В пределах Южно-Охотской и Западно-Сахалинской предполагается наличие субокеанической коры.

Окраинные моря. На территории Дальнего Востока России находятся два современных окраинных моря, отгороженных от океана островными дугами — Охотское и Берингово. Их палеоаналоги выделяются в составе островодужных систем по преобладанию в разрезе вулканокластических и осадочных отложений. Примерами окраинно-морских комплексов являются каменноугольные юрские туфогенно-терригенные формации Березовской и Сугойской зон, триас-юрские образования окраины Ханкайского микроконтинента в Сихотэ-Алиньском регионе.

Окраинно-континентальные вулканогенные пояса. В пределах региона распространены вулканические образования девонского, каменноугольно-пермского, триас-раннемелового, раннемелового, ранне-позднемелового, палеогенового и неоген-четвертичного возраста, принадлежащие к классу окраинно-материковых поясов андийского типа, возникших над погружающейся под континент океанической плитой. Они образовали соответственно Кедонский, Арсеньевский, Удский, Умлекано-Огоджинский, Алчанский, Хингано-Охотский, Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алиньский и Апукско-Вывенский вулканические пояса. Окраинно-материковые пояса сопряжены в пространстве с осадочными бассейнами, выполненными континентальными и прибрежно-морскими отложениями, тогда как островные дуги ассоциируют с задуговыми бассейнами с океанической или субокеанической корой.

Океанические части плит. Взаимодействие Тихоокеанской океанической плиты с Евразией во многом определяет современную геодинамику Дальневосточного региона. Ранее отмечалось, что она поглощается

в Курило-Камчатской зоне субдукции. В районе Командорских островов Тихоокеанская плита ограничена трансформным разломом, который соединяет Курило-Камчатскую дугу с Алеутской.

Кроме современных океанических плит на территории Дальнего Востока сохранились многочисленные фрагменты древней океанической коры палеоокеанов (офиолиты). Они являются индикаторами местоположения закрывшихся океанов и окраинных бассейнов, располагаясь вдоль коллизионных швов.

6. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ БАСЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ АКВАТОРИЙ

Геодинамическая эволюция Дальневосточного региона представляет собой историю взаимодействия континентальных и океанических частей литосферных плит. На протяжении мезозоя и кайнозоя на конвергентной границе континент — океан геодинамические обстановки активных окраин тихоокеанского типа (сочетание островных дуг, задуговых бассейнов или окраинных морей) сменялись обстановками континентальных окраин андийского типа (субдукция идет под край континента) и коллизией. Конвергенция плит сопровождается процессами рифтинга, открытием и закрытием малых океанических бассейнов в тылу активных окраин и островных дуг. В результате этого сложного сочетания конструктивного и деструктивного тектогенеза, различающегося типами осадочных и магматических формаций, происходит приращение материковых масс, обусловленное сиалитизацией окраинно-океанических областей и последовательной аккрецией разнообразных по происхождению и размеру террейнов.

По преобладанию типа геодинамических обстановок в рассматриваемой мезо-кайнозойской истории региона можно выделить ряд этапов.

Позднепалеозой-юрский этап (335-144 млн лет). На пассивной окраине Сибирского палеоконтинента, начиная с раннекаменноугольного времени вплоть до конца юры, непрерывно накапливалась монотонная толща чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов, сформировавшаяся в условиях мелководья или континентального склона (верхоянский комплекс). Аккреционный континентальный массив Амурия образовался в средне-позднекаменноугольное время из несколь-

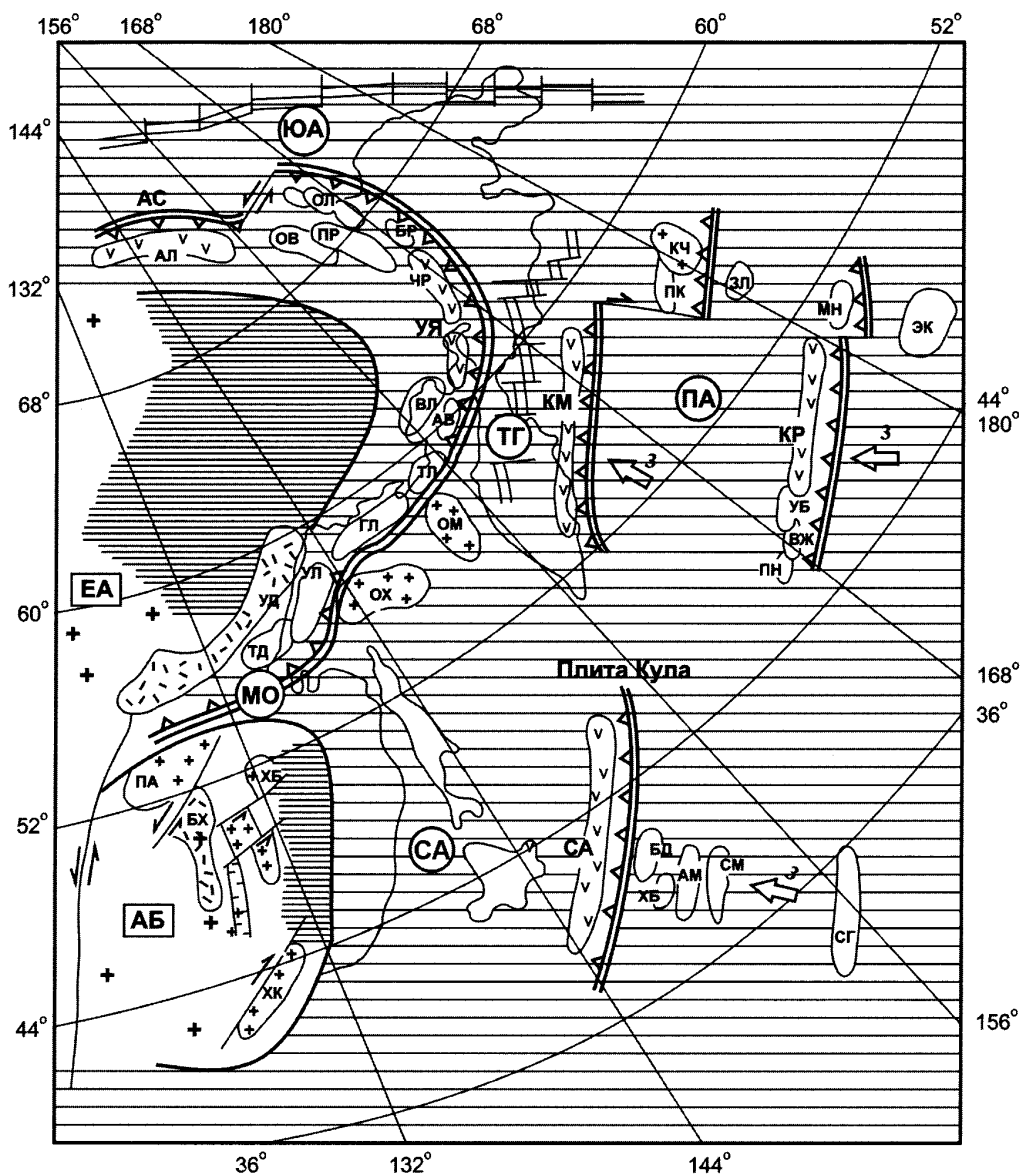


Рис. 7, А (юрский этап)

ких блоков (микроконтинентов) — Хингано-Буреинского, Ханкайского, Приаргуньского, Байдарагинского, Центрально-Монгольского — и отгородил от Панталассы Монголо-Охотский океан. Пассивную восточную окраину Амурии (рис. 7, А) маркируют, в частности, глубокие прогибы вдоль восточного края Ханкайского и Хингано-Буреинского

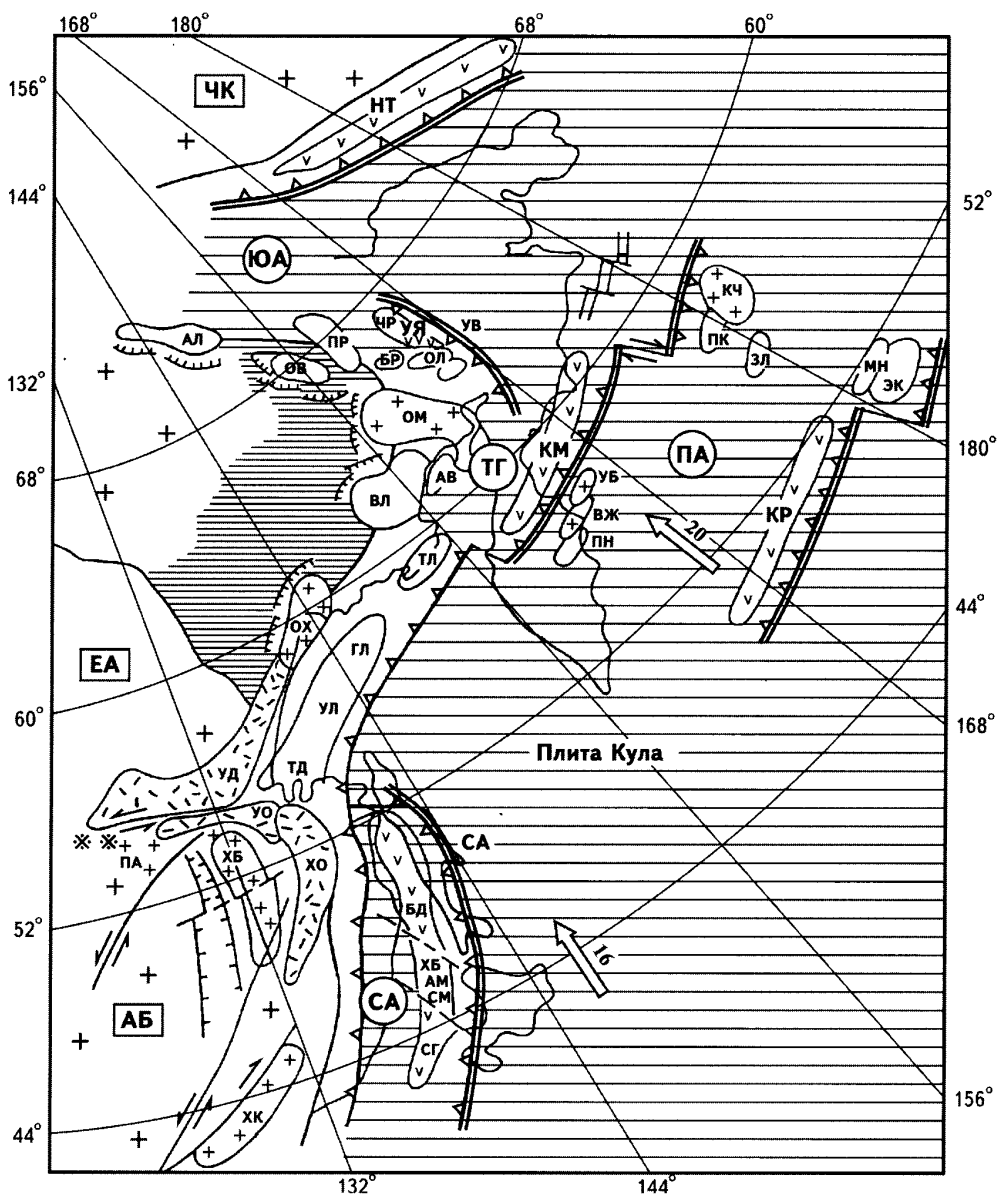


Рис. 7, Б (неокомский этап)

массивов, заполненные триас-нижнемеловыми прибрежно-морскими обломочными толщами, материал для которых был принесен с запада. К пассивно-окраинным относятся и обломочные континентальные, прибрежные и морские отложения Верхне-Буреинского и Уссурийского бассейнов.

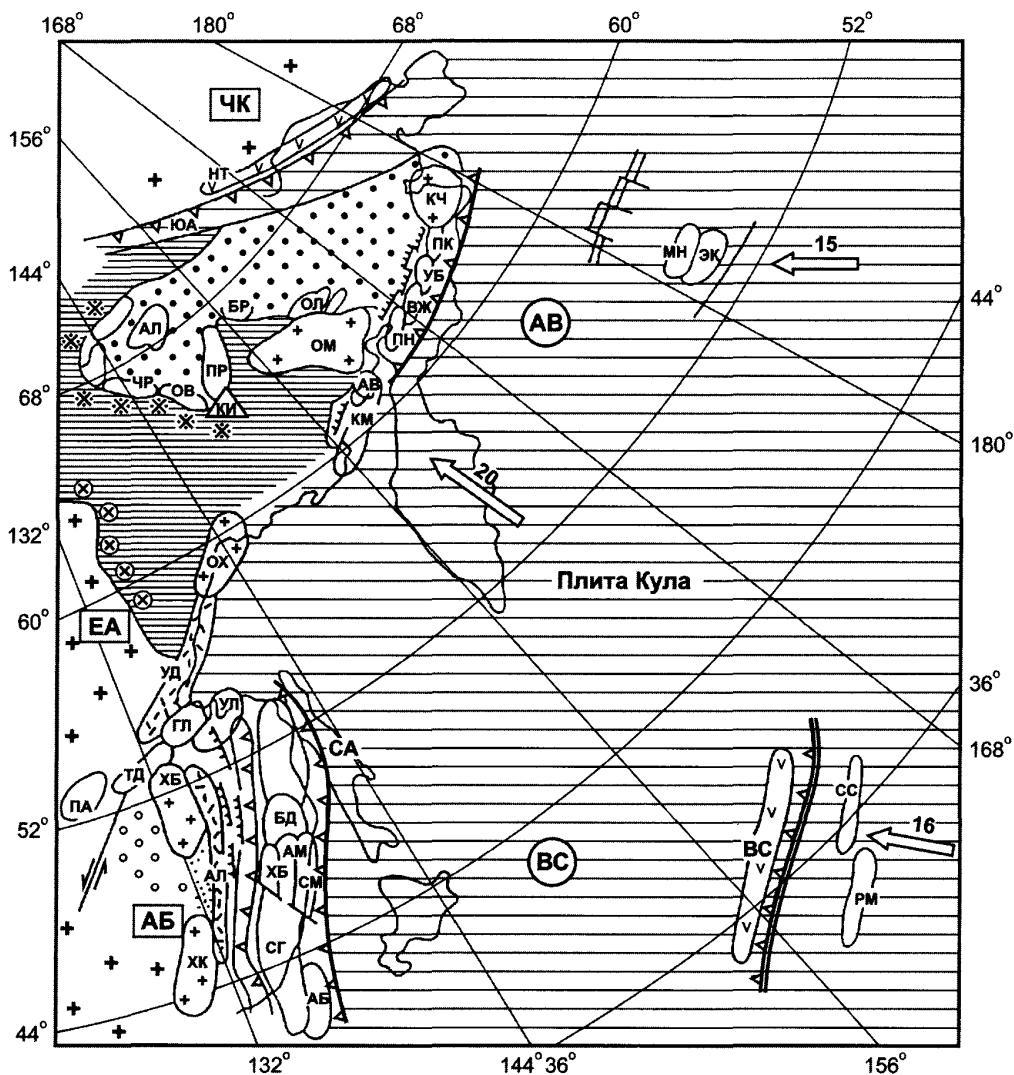


Рис. 7, В (апт-раннеальбский этап)

Монголо-Охотский океан закрывался с конца карбона — начала перми на западе до конца юры. Океаническая кора при этом поглощалась в зоне субдукции, которой соответствуют юрско-неокомские Удский вулканоплутонический и Становой батолитовый пояса. В состав активной континентальной окраины входят вытянутые вдоль Монголо-Охотской сутуры аккреционные террейны, сложенные палеозой-триасовыми турбидитами и океаническими образованиями: Галамский, Ульбанский, Тукурингра-Джагдинский (Агинский).

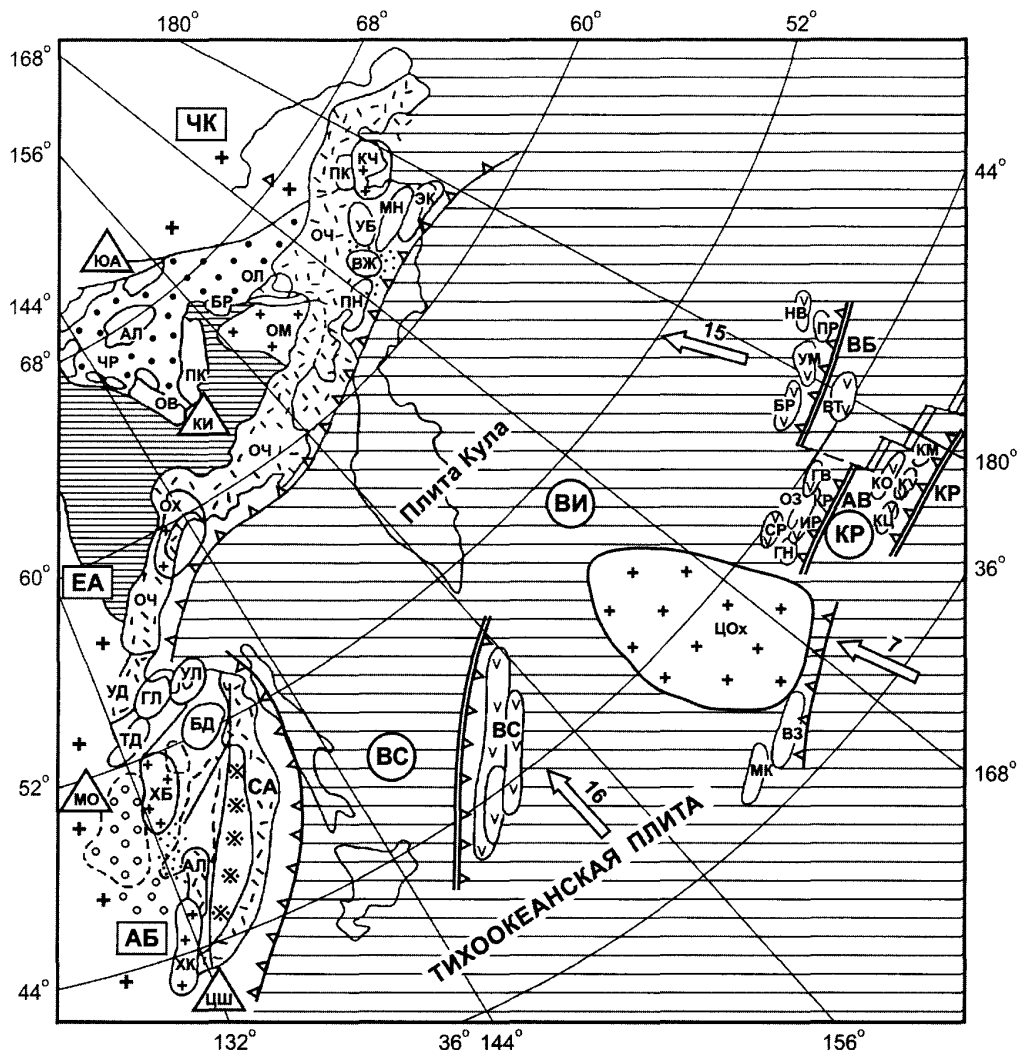


Рис. 7, Г (позднеальб-сеноманский этап)

С севера и северо-востока от Сибири сохранился Южно-Аннуйский океанический бассейн, вдающийся вглубь Лавразии со стороны Панталассы.

Согласно существующим реконструкциям в юрское время предполагается функционирование нескольких островных дуг, под которыми с невысокой скоростью поглощалась океаническая кора плиты Кула, например, Сихотэ-Алиньская островная дуга, отделенная от Амурии крайним океаническим бассейном. В зону субдукции под островной дугой поступают террейны — Баджальский, Хабаровский, Амурский, Самаркинский, Сергеевский и др.

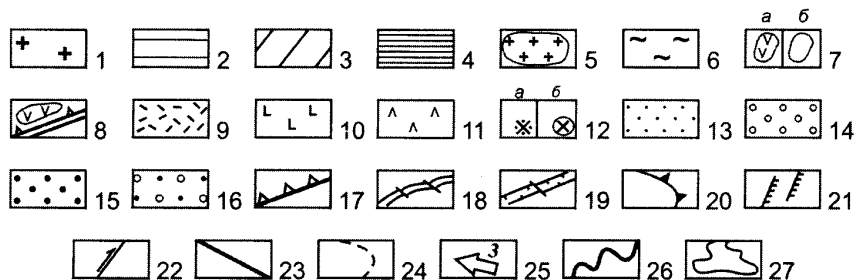


Рис. 7. Реконструкции Дальневосточного региона:

этапы: А – юрский (200-144 млн лет), Б – неокомский (144-125 млн лет), В – апт-раннеальбский (125-110 млн лет), Г – позднелб-сенонский (110-73 млн лет), Д – маастрихт-раннеэоценовый (73-50 млн лет), Е – среднеэоцен-раннемиоценовый (50-14 млн лет), Ж – среднмиоцен-четвертичный (14-0 млн лет); 1 – континентальная часть литосферной плиты; 2 – океаническая часть литосферной плиты, океанические окраинные и междуговые бассейны; 3 – новообразованная океаническая кора; 4 – пассивные континентальные палеоокраины Лавразии (РЗ-Т), Амурской (Т-Л), Евразийской (Л-К₁) плит, микроконтинентов, террейнов, трансформированные, переработанные в разные интервалы мел-кайнозойского времени в результате субдукции океанических частей плит Кула, Тихоокеанской; 5 – микроконтиненты; 6 – континентальная и субконтинентальная кора окраинных морей; 7 – террейны: а – островодужные, б – другие; 8 – островные дуги; 9 – окраинно-континентальные вулканические пояса; 10 – внутриплитные рифтогенные базальтоиды; 11 – островодужные и океанические образования в аллохтонном залегании; 12 – гранитоиды: а – коллизионные, б – связанные с растяжением плит; 13 – флишевые и олистостромовые отложения задуговых и преддуговых бассейнов; породы: 14 – надрифтовых прогибов, 15 – складчатых комплексов (преимущественно триаса – нижнего мела), обрамляющие микроконтиненты, террейны, 16 – наложенных впадин; 17 – зоны субдукции; 18 – зоны спрединга; 19 – рифты и рифтовые системы; 20 – границы тектонических покровов; 21 – надвиги; 22 – трансформные разломы; 23 – основные коллизионные швы; 24 – границы бассейнов; 25 – направление движения литосферных плит (цифры – скорость движения, см/год); 26 – палеобереговая линия; 27 – современная береговая линия; террейны: АБ – Абукума, АВ – Авековский, АЛ – Алазейский, АМ – Амурский, БД – Балжальский, БР – Березовский, БС – Бауэрс, ВЖ – Ваежский, ВТ – Ватынский, ВЛ – Вилигинский, ВЗ – хр. Витязя, ГЛ – Галамский, ГН – Ганальский, ГВ – Говенский, ЗЛ – Золотогорский, ИР – Ирунейский, КМ – Камчатского мыса, КР – Карагинский, КЦ – Кроноцкий, КУ – Кумроцкий, КО – Командорских островов, МН – Майницкий, МК – Малокурльский, НВ – Наваринский, ОВ – Омурлевский, ОЗ – Озерновский, ОЛ – Олейский, ПР – Прибыловский, ПН – Пенжинский, ПК – Приколымский, РМ – Рымкинский, СМ – Самаркинский, СГ – Сергеевский, СС – Сусунайский, ТЛ – Таловский, ТД – Тукурингра-Джагинский, УЛ – Ульбанский, УБ – Усть-Бельский, УМ – Умнак, УЯ – Уяндино-Ясачненский, ХБ – Хабаровский, ХТ – Хатырский, ЧР – хр. Черского, ЭК – Эконайский; *окраинно-континентальные вулканические пояса*: АЛ – Алчанский, БХ – Большехинганский, ОЧ – Охотско-Чукотский, СА – Сихотэ-Алиньский, СХ – Сахалинский, УД – Удский, УО – Умлекано-Огоджинский, КЗ – Корьякско-Западно-Камчатский, ХО – Хингано-Охотский; *микроконтиненты*: КЧ – Канчаланский, ОМ – Омогонский, ОХ – Охотский, ОХМ – Охотоморский, ПА – Приаргунский, СР – Срединно-Камчатский, ТГ – Тайгоносский, ХБ – Хингано-Буреинский, ХК – Ханкайский; *нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные бассейны*: АН – Анадырский, ВБр – Верхне-Буреинский, ВКм – Восточно-Камчатский, ЗБр – Зей-Буреинский, ЗКм – Западно-Камчатский, ЗСх – Западно-Сахалинский, Нв – Наваринский, ОКМ – Олоторско-Командорский, Пн – Пенжинский, СРА – Средне-Амурский, СВСх – Северо-Восточно-Сахалинский, СКр – Срединно-Курильский, СОх – Северо-Охотский, Х – Хатырский, Ал – Алеутский, ЦОх – Центрально-Охотский, ЮОх – Южно-Охотский; *островные дуги*: АВ – Ачайваам-Валагинская, АЛ – Алеутская, АС – Анюйско-Святоноская, ВС – Восточно-Сахалинская, ВБ – Ватынско-Бауэрская, КК – Курило-Камчатская, КМ – Кони-Мургалская, КР – Корьякская, КЦ – Кроноцкая, НТ – Нутесинская, СА – Сихотэ-Алиньская, УЯ – Уяндино-Ясачненская; *континентальные литосферные плиты* (буквы в квадратах): ЕА – Евразийская, СА – Северо-Американская, АБ – Амурская (Буреинская), ОХ – Охотоморская, ЧК – Чукотская; *океанические литосферные плиты, океанические окраинные и междуговые бассейны* (буквы в кругах): АВ – Алгано-Великореченский, БМ – Беринговоморский, ВИ – Ватыно-Ирунейский, ВС – Восточно-Сахалинский, ВТ – Ветловский, КР – Карагинский, МО – Монголо-Охотский, ПА – Пенжинско-Анадырский, СА – Сихотэ-Алиньский, ТГ – Тайгоносский, ЮА – Южно-Ануйский; *основные коллизионные швы* (буквы в треугольниках): ВС – Восточно-Сахалинский, ГР – Гречишкина, КИ – Колымо-Индигогский, МО – Монголо-Охотский, ЦС – Центрально-Сахалинский, ЦШ – Центрально-Сихотэ-Алиньский, ЮА – Южно-Ануйский; *рифты и рифтовые системы* (цифры в кругах): 1 – Восточно-Азиатская, 2 – Исикари-Западно-Сахалинская, 3 – Восточно-Сахалинская, 4 – Южно-Охотско-Камчатская, 5 – Командорская, 6 – Хатырско-Алеутская

На северо-востоке региона в описываемое время закладываются и развиваются, судя по картируемым ассоциациям известково-щелочных вулканических пород, Анюйско-Святоноская, Уяндино-Ясачненская, Кони-Мургальская и Корякская островные дуги. Первая функционирует как реакция на сближение Сибирского и Чукотского (Арктического) палеоконтинентов и начавшееся закрытие Южно-Анюйского бассейна. Уяндино-Ясачненская дуга, сформировавшаяся вдоль края Сибирского континента на цоколе более древней триас-раннеюрской Алазейско-Олойской дуги, маркируется поясом известково-щелочных вулканитов келловей-ранневолжского возраста. Кони-Мургальская островная дуга, находившая, возможно, свое продолжение в Сихотэ-Алиньской, сложена мощными триас-юрскими вулканогенно-осадочными толщами и сопровождается со стороны континента междуговым Тайгоносским океаническим бассейном.

Третья островная дуга — Корякская — предполагается на расстоянии около 2500 км от Кони-Мургальской дуги, отделенная от нее Пенжинско-Анадырским океаническим бассейном. В пределах последнего накапливались терригенно-вулканогенные породы Пенжинско-Анадырской покровно-складчатой зоны, остатки которой сохранились в верхнеюрских и нижнемеловых вулканогенно-кремнистых комплексах чужеродных блоков.

В целом позднепалеозой-юрский этап характеризуется следующими событиями: 1 — формированием пассивных окраин (поздний палеозой — средняя юра); 2 — закрытием Монголо-Охотского океана (конец карбона — поздняя юра); 3 — функционированием периокеанических островных дуг (юра); 4 — зарождением активной континентальной окраины Азии. К этому времени относятся ранние стадии формирования внутриплитных осадочных бассейнов наиболее древнего заложения в пределах континентальных частей плит — Зей-Буреинского и Верхне-Буреинского.

Неокомский этап (144-125 млн лет). Около 140-130 млн лет назад темп спрединга в Тихом океане значительно возрос, в связи с чем островные дуги начали сближаться с материковой окраиной, и пассивно-окраинная обстановка на ее краевых частях сменилась обстановкой сжатия. Конвергентные границы в зоне перехода континент — океан выражены в неокомское время сочетанием активных континентальных

окраин андийского типа с соответствующими окраинно-континентальными поясами и вулканических островных дуг (см. рис.7, Б).

На месте закрывшегося Монголо-Охотского океана сформировался коллизионный Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс, образованный неокомскими континентальными вулканитами. На восточном отрезке Монголо-Охотского пояса продолжала функционировать Удская зона субдукции. В западном ее отрезке над прежней зоной субдукции произошли сдвиги мощности континентальной коры за счет поддвижения континентального основания Амурии под Сибирь и выплавление гранитных батолитов Удского пояса.

В результате фронтального и левосдвигового столкновений террейнов с Сихотэ-Алиньской островной дугой возник островной массив аккреционного сложения. К концу неокома он начал продвигаться к континенту, поэтому в северо-восточной части Амурии появилась Хингано-Охотская активная континентальная окраина андийского типа, в составе которой четко выражены два тектонических элемента: магматическая дуга и аккреционная призма, образованная чешуйчато-надвиговыми комплексами. Амурская сутура является юго-восточной границей комплексов Хингано-Охотской активной континентальной окраины. В пределах континентального массива Амурии в результате частичного растяжения литосферы в процессе закрытия Монголо-Охотского океана и/или формирования активной окраины появляются рифтообразные осадочно-вулканогенные прогибы.

В северо-восточной части региона сформированные ранее дуги сохраняют свою активность. Вдоль северного борта сокращающегося Южно-Анжуйского океанического бассейна реконструируется Нутесинская островная дуга. Анжуйско-Святоноская и некоторые блоки Уяндинско-Ясачненской дуги столкнулись с Сибирью, что привело к надвиго- и покровообразованию в верхоянском комплексе. Кони-Мургальская островная дуга приблизилась к материку.

В связи с ускоренной конвергенцией океанических и континентальных плит, вызванной возникновением новых зон спрединга, неокомский этап эволюции региона характеризуется: 1 — становлением активно-окаинного режима на материковых окраинах; 2 — последовательным сближением и началом коллизии ансамблей островных дуг с континентом; 3 — сочетанием обстановок активных окраин андийского и тихоокеанского типов.

Апт-раннеальбский этап (125-110 млн лет). Этот интервал времени характеризуется сохранением высоких темпов спрединга в срединно-океанических хребтах Тихого океана, что вызвало интенсивное сжатие в зоне перехода от континента к океану. В описываемом регионе это выразилось в интенсивной аккреции и частичной субдукции террейнов, островодужных и океанических комплексов. Коллизия с Сибирским континентом террейнов Уяндино-Ясачненской, Кони-Мургальской, западной части Корякской островных дуг и разделявших их бассейнов вызвала образование покровно-надвиговой структуры Пенжинско-Анадырской зоны. В альбе окончательно оформилась Колымская петля (см. рис. 7, В).

Доминирующий режим сжатия привел почти к полному отмиранию субдукционных зон и связанных с ними вулканических поясов. Из островных дуг в описываемый период продолжает функционировать только восточный фланг Корякской дуги, и в южной части региона предполагается наличие Восточно-Сахалинской островной дуги.

Сихотэ-Алиньская островная дуга в конце альба столкнулась с континентальной окраиной Амурии, при этом образовался Центрально-Сихотэ-Алиньский коллизионный шов (левый сдвиг), маркируемый меловыми гранитами и гранодиоритами. Среди аккреционных комплексов выделяются юрский олистостромовый самаркинский и нижнемеловой чешуйчато-надвиговой таухинский [5]. Коллизионно-надвиговая структура составила основание для верхнемел-кайнозойского чехла Средне-Амурского и Верхне-Буреинского бассейнов. Над рифтовыми прогибами будущего Зей-Буреинского бассейна начинают образовываться структуры типа надрифтовых осадочно-вулканических депрессий.

В конце позднего мела у края Амурии возникла Алчанская активная континентальная окраина. Ее показателем являются известково-щелочные вулканы алчанской свиты, развитые на окраине Ханкайского массива.

Апт-раннеальбский этап отличается от прочих: 1 — широким развитием процессов аккреции островных дуг и сопровождающих их террейнов к Азиатской окраине с формированием террейновых поясов; 2 — почти полным отмиранием прежних субдукционных зон и связанных с ними островных дуг.

Поздний альб-сенонский этап (110-73 млн лет). Над зонами субдукции, падающими под окраину Евразии, возникли Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский окраинные пояса, сложенные типичной известко-

во-щелочной серией с гранитными батолитами и маркирующие активную континентальную окраину (см. рис. 7, Г).

Охотско-Чукотский пояс залегает резко несогласно на структурах Чукотской складчатой системы, Южно-Ануйской шовной зоны, Колымской петли, Омолонского и Охотского массивов, Верхоянской складчатой системы и Кони-Мургальского пояса, протягиваясь вдоль континентальной окраины на 3000 км. Его образование произошло в позднем альбе, вулканизм продолжался вплоть до сенона. Пояс представлен преимущественно континентальными вулканитами с преобладанием андезитов, андезитобазальтов и офиолитов. Со стороны океана пояс сопрягается с линейными прогибами, выполненными мощными слабодислоцированными сланцево-граувакковыми толщами. К ним относятся меловые отложения Пенжинского прогиба, Усть-Бельского, Пекульнейского и Майницкого террейнов, а также, возможно, выполнение Северо-Охотской системы грабенов. В тылу пояса возникают и оформляются складчато-надвиговые сооружения хребтов Черского, Сунтар-Хаяхтахского, Олойской и разделяющих хребты межгорных впадин, которые заполняются угленосными молассами. Поддвиг океанической плиты сопровождался, по-видимому, встречным надвиганием Евразийской плиты.

В позднем мелу сформировались терригенные и флишевые зоны: Пенжинско-Анадырская, Алгано-Великореченская, Алькатваамская и Укэлаятская. Эти комплексы отлагались, по-видимому, в пределах подводной преддуговой террасы [51].

Сихотэ-Алиньский пояс сложен вулканитами типичной известково-щелочной серии сенон (редко альб)-раннеэоценового возраста с гранитными батолитами. Четко выделяются отложения сопровождающего вулканический пояс преддугового прогиба — это позднемеловой — палеогеновый флишеподобный разрез, подстилающий Татарский пролив и развитый на Западном Сахалине, сложенный мощными толщами граувакк, алевролитов и аргиллитов. Источник сноса — Сихотэ-Алиньский вулканический пояс.

К концу описываемого периода на океанической плите формируются новые зоны субдукции и соответствующие им островные дуги. Восточно-Сахалинская островная дуга, маркируемая по вулканитам известково-щелочной серии Восточного Сахалина, вместе с попавшими в ее зону субдукции террейнами перемещалась по направлению к Евразии. К концу мела сформировался задуговый Восточно-Сахалинский океанический

бассейн, фрагменты которого фиксируются в виде блоков офиолитового комплекса в субдукционном меланже Восточного Сахалина.

К началу сенона начала оформляться новая внутриокеаническая зона субдукции, разделенная на три звена. Северное, над которым функционировала Ватынско-Бауэрская островная дуга, включало в себя блоки Умнак, Наваринский, Прибылова, Бауэрса и Ватынский, сложенные вулканогенно-осадочными и офиолитовыми образованиями позднеюрско-мелового возраста. Южное звено с раннесенонской Кроноцкой дугой состояло из блоков восточных полуостровов Камчатки. Западное звено, в котором субдукция шла под позднесенон-раннепалеоценовую Ачайваям-Валагинскую дугу, включало в себя блоки Олюторско-Камчатской системы. Между описанными структурами и окраиной Евразии располагался Ватыно-Ирунейский задуговый океанический бассейн, в котором накапливались глубоководные отложения (турбидиты, радиоляриты), спрединговые базальты и габбро [33].

Таким образом, на позднеальб-сенонском этапе: 1 — продолжилась повсеместная субдукция океанической коры под континент с образованием Азиатской активной континентальной окраины андийского типа; 2 — произошло закрытие Южно-Анжуйского океана; 3 — сформировалась новая система внутриокеанических островных дуг.

Маастрихт-раннеэоценовый этап (73-50 млн лет). Интенсивная коллизия меловых островных дуг с континентом привела к тому, что субдукция в северо-западной части региона сменилась интенсивным шарпированием из области океана на континент аллохтонных пластин, частично перекрывших ранее сформированные структуры покровно-надвиговой Пенжинско-Анадырской зоны и параавтохтонные флишевые образования. В этом процессе участвуют не только верхние горизонты коры, но и другие части всей литосферной пластины, о чем свидетельствуют офиолитовые покровы, принадлежащие выдавленным частям аккреционных клиньев [64] (см. рис. 7, Д).

Перед фронтом аллохтонов, вдоль зоны сочленения континентальной коры Сибири и переходной коры Корякско-Камчатской тектонической области возникла зона деструкции — система рифтов, маркируемая специфическими базальтоидами маастрихт-эоценового возраста. К этому времени можно отнести заложение Анадырской и Пенжинской впадин в виде чередования протяженных рифтов и разделяющих их поднятий [58].

Вулканическая активность Охотско-Чукотского пояса угасла, когда Охотоморский микроконтинент присоединился к континентальной окраине Азии. Над вновь сформированной аккреционной окраиной в ранне-среднеэоценовое время возник Корякско-Западно-Камчатский вулканический пояс, маркируемый эоцен-нижнемиоценовыми известково-щелочными вулканитами с базальным горизонтом грубообломочных и угленосных континентальных пород.

Северное звено внутриокеанической островной дуги оказалось отгороженным от океана Алеутской островной дугой. Террейны западного звена аккретировались к зоне субдукции Корякско-Западно-Камчатского пояса, при этом сначала произошло шарьирование структур дуги на континентальную окраину с образованием Ватыно-Ирунейской покровной зоны [33]. На рубеже мела и палеогена Восточно-Сахалинская островная дуга попала в Сахалинскую зону субдукции, падавшую на запад, и причленилась к осадочной террасе Западного Сахалина перед Сихотэ-Алиньским вулканическим поясом. Это столкновение маркируется серией тектонических покровов Восточного Сахалина, перемещенных с востока на запад, и Центрально-Сахалинским коллизионным швом. В результате островная дуга вместе с аккреционным комплексом нарастила окраину Евразии. Последняя испытала при этом воздымание, в связи с чем в Верхне-Буреинском, Зей-Буреинском и Средне-Амурском бассейнах накапливались в это время угленосные пресноводно-континентальные фации.

Итак, маастрихт-среднеэоценовый этап отображает: 1 — продвижение островных дуг к континенту; 2 — их частичную обдукцию в северо-восточной части региона на материковую окраину.

Средний эоцен-раннемиоценовый этап (50-14 млн лет). В это время коллизионный процесс вновь сменился обстановкой субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийскую. Плита Кула была поглощена целиком за исключением фрагмента, отгороженного Алеутской островной дугой. На этом фрагменте располагается Алеутская глубоководная котловина, заполненная мощными пелагическими осадками. Там же заложилась, вероятно, и Командорская впадина, растяжение в осевой части которой, начавшееся в миоцене или ранее, компенсировалось поддвигом ее восточной окраины под Алеутский блок океанической коры и западной под Северо-Камчатский континентальный блок. Начиная с олигоцена, при подъеме сооружения Корякского нагорья формируется его сту-

пенчатое опускание в сторону Алеутской котловины с образованием узкого шельфа, осложненного поперечными поднятиями и конусами выноса. Таково строение Хатырского и северного борта Наваринского бассейнов (см. рис. 7, Е).

Кроноцкая дуга продолжала пассивно транспортироваться на северо-запад вместе с Ветловским сегментом океанической плиты до тех пор, пока он полностью не субдуцировался и дуга к концу миоцена не присоединилась к Камчатке [33].

После аккреции террейнов Ачайваям-Валагинской дуги с континентальной окраиной зона субдукции передвинулась в Тихий океан, где над ней в позднем олигоцене — раннем миоцене возникла Курило-Камчатская дуга, отгородившая от океана Охотское окраинное море.

На этом этапе (возможно, и ранее, в начале палеогена) началось развитие деструктивных процессов в пределах окраинных морей, вызванных, вероятно, конвективным подъемом тепловых фронтов из глубин Земли [62, 63]. В условиях активного проявления рифтогенной деструкции на протяжении палеогена — раннего миоцена закладываются грабенообразные прогибы в пределах континентальной и субконтинентальной коры бассейнов. В процессе рифтинга и утонения континентальной коры образуются впадины Западно-Камчатского, Северо-Охотского, Северо-Сахалинского шельфов, заполненные мощными толщами глубоководных, прибрежных и дельтовых осадков. Для рифтовых комплексов характерны сложная разломно-блоковая тектоника, широкое развитиеolistрических разломов со значительными вертикальными перемещениями. К раннему миоцену относится начало раскрытия Южно-Охотской глубоководной впадины в процессе задугового спрединга.

К миоцену вулканическая деятельность Сихотэ-Алиньского пояса затухла и океаническая плита начала поглощаться под Сахалинской островной дугой. Последняя реконструируется по известково-щелочным вулканитам (андезитам, андезитобазальтам) Западно-Сахалинских гор. Восточно-Сахалинский шельф может рассматриваться как преддуговой бассейн, включающий в себя аккреционный клин с офиолитами. Сахалинский шельф вместе с северо-восточной и восточной частями острова входит в состав Северо-Восточно-Сахалинского НГБ, накопившиеся в палеоген-неогеновое время терригенные отложения с прослоями углей составляют его осадочное выполнение.

В тыловой части Сахалинской островной дуги продолжалось осадконакопление в бассейне Татарского пролива и Западно-Сахалинского прогиба, который ранее являлся террасой перед фронтом вулканического пояса.

Таким образом, среднеэоцен-раннемиоценовый этап характеризуется: 1 — аккрецией островных дуг к континентальной окраине; 2 — формированием новой зоны субдукции; 3 — образованием в ее тылу окраинных морей и началом деструкции их коры; 4 — появлением грабенов.

Среднемиоцен-антропогеновый этап (14-0 млн лет). Спреди́нг в Командорской впадине, осью которой является асимметричная рифтовая зона, привел к образованию новой океанической коры с толеитовыми базальтами. При этом блок Командорских островов, составлявший вплоть до раннего эоцена часть Кроноцкой островной дуги, отодвинулся на свое современное место. Характер командорских вулканитов, ранее несколько отличный по составу от одновозрастных комплексов Алеутских островов, стал общим с ними, соответствующим известково-щелочной серии. Блок Командорских островов ограничен правосторонними сдвигами, отвечающими границе скольжения Тихоокеанской и Северо-Американской плит. Вплоть до конца миоцена предполагается неглубокий поддвиг новообразованной океанической коры под Алеутский реликт океанической плиты, при этом формируется хребет Ширшова как зона сучивания пород осадочного и «базальтового» слоев. К Курило-Камчатской островной дуге присоединились террейны Малых Курил и хребта Витязя (см. рис. 7, Ж).

Деструктивные процессы продолжались в пределах окраинных Охотского и Японского морей. Начиная со среднего миоцена, интенсивное рифтогенное опускание бассейнов в их пределах сменилось пострифтовым оседанием с накоплением морских, в значительной степени глубоководных, отложений.

Раскрытие Южно-Охотской и Японской глубоководных впадин в целом закончилось к среднему миоцену, но оси задугового спрединга, возможно, еще продолжали существовать. Об обстановке растяжения свидетельствует широкое развитие щелочных базальтов, а также обломочные толщи и олистостромы среднего миоцена Курильских островов, которые трактуются как рифтовые фации.

Охотоморский блок (микроконтинент) отодвигался от Курильской дуги в связи с раскрытием Южно-Охотской глубоководной впадины

вдоль линейной зоны Кашеварова. В результате он придвинулся к Сахалинской зоне субдукции и вошел в состав погруженного шельфа центральной части Охотского моря. Осадочный чехол начал накапливаться на нем с позднего миоцена и в новейшее время был деформирован на границах блоков: приподнятого, состоящего из поднятий Академии Наук СССР, Института Океанологии и впадины Макарова, и опущенного, занятого впадиной Дерюгина с предположительно субокеанической корой.

Среднемиоцен-антропогенный этап характеризуется: 1 — интенсивным рифтогенезом в пределах окраинных морей; 2 — формированием субокеанической коры в тылу островных дуг.

7. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ БАСЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ АКВАТОРИЙ

7.1. Зей-Буреинский потенциально нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. В пределах бассейна были проведены аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000, гравиметрическая съемка масштаба 1:500 000, электроразведка масштабов 1:500 000 и 1:200 000. Выполнены также региональные сейсморазведочные работы КМПВ (1450 км), детальная сейсморазведка МОВ (4500 км), профильное бурение (14033 м), пробурены две параметрические скважины (2803, 2254 м). На ряде площадей проведено структурное (55336 м) и поисковое (25948 м) бурение [43].

Несмотря на выполненный объем работ, перспективы прогиба на нефть и газ остались невыясненными.

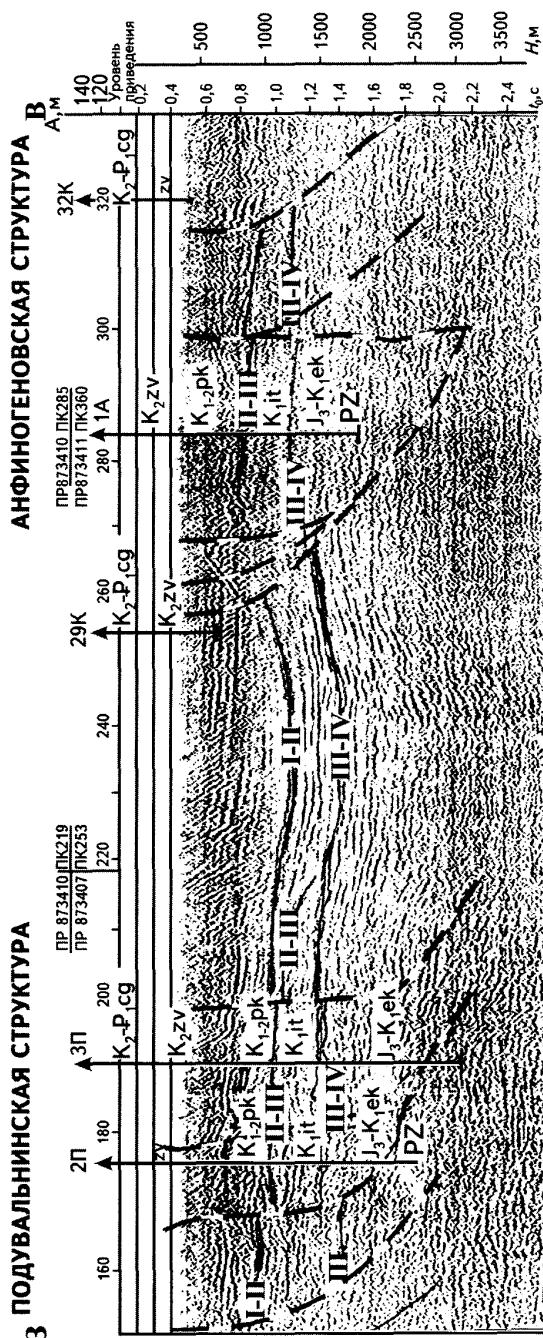
Тектоническое строение. В тектоническом отношении бассейн представляет собой систему рифтогенных грабенов северо-восточного простирания длиной 140-200 км и шириной 15-80 км, разделенных приподнятыми зонами (рис. 8-10). Мощность осадочных отложений в рифтоген-

■ —————

прогибы (римские цифры): I — Пермонтовский, II — Михайловский, III — Архаринский, IV — Романовский, V — Екатеринославский, VI — Белогорский, VII — Сапроновский, VIII — Спасовский, IX — Сычевский, X — Дмитриевский, XI — Лазаревский; поднятия: XII — Костоюковское, XIII — Благовещенское, XIV — Гродековское, XV — Успенское, XVI — Полтавско-Ильинское, XVII — Тарбогатайское, XIX — Воскресеновское, XX — Тюканское, XXI — Калининское

ных прогибах колеблется от 500 м в прибортовых зонах до 3500 м и более в центральных частях. На разделяющих прогибы поднятиях мощность чехла не превышает 500 м. Фундаментом бассейна являются офиолитовые, флишево-граувакковые, метаморфические и магматические палеозойские породы, прорванные многочисленными раннепалеозойскими гранодиоритовыми интрузиями (табл. 2).

Геодинамическая эволюция. Формирование осадочного чехла бассейна начинается с позднеюрского времени, когда благодаря высокоамплитудным левым сдвигам вдоль глубинных разломов системы Танлу и/или повороту Амурского геоблока при закрытии Монголо-Охотского океана начинают формироваться узкие протяженные прогибы рифтового типа (рис.11). Образовавшиеся грабены были выполнены полимиктовыми грубообломочными отложениями екатеринославской и итикут-





ской свет мощностью до 2250 м. При этом происходила активизация краевых глубинных разломов, вдоль которых в условиях растяжения проявилась интенсивная вулканическая деятельность. Рифтообразование было многостадийным и продолжительным по времени. Наиболее ощутимая активизация рифтогенеза проявлялась на рубежах юры и мела, валанжина и готерива, возможно, берриаса и валанжина [8].

Начиная примерно с баррема и вплоть до конца позднего мела, осадконакопление распространяется за пределы рифтов, приобретая депрессионный характер (см. рис. 11). От-

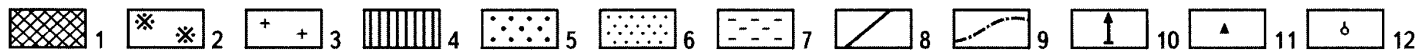
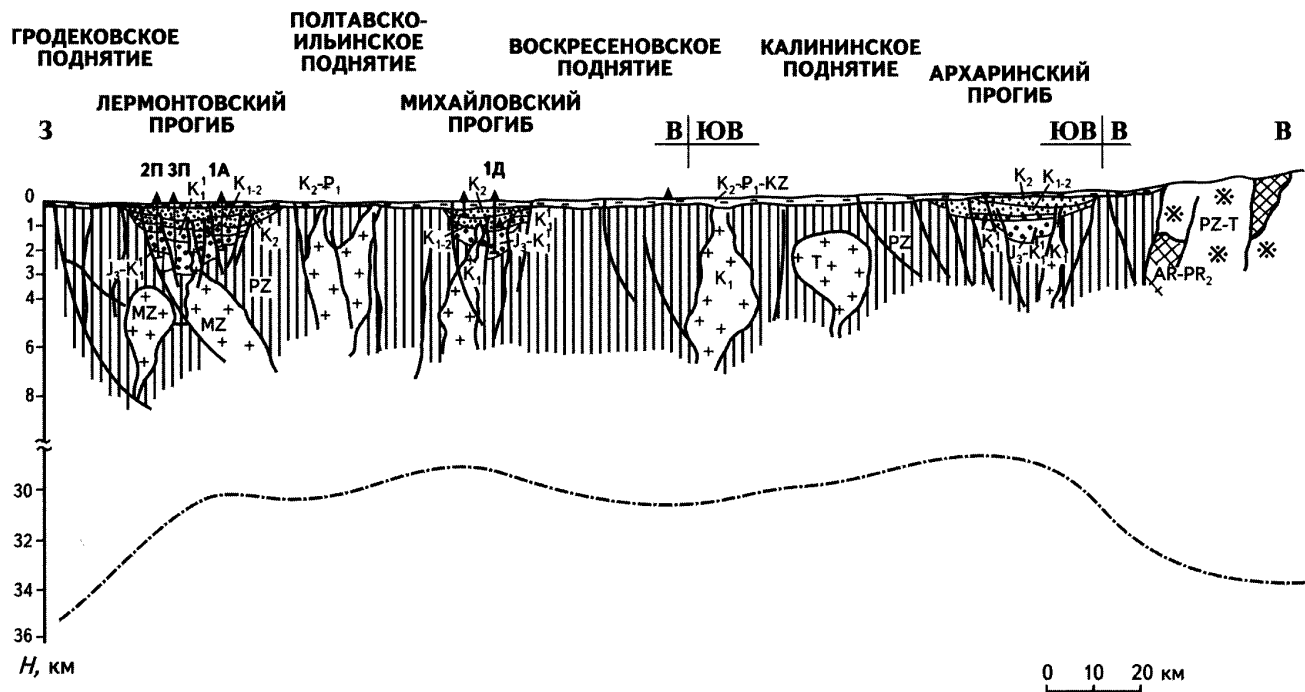


Рис. 10. Геолого-геофизический разрез Зей-Буреинского бассейна по линии I – I:

1 – древнее основание Хингано-Буреинского массива (AR-PR); 2 – коллизионные гранитоидные батолиты; 3 – гранодиоритовые интрузии; 4 – фрагменты Зей-Селемджинской коллизионной зоны; 5 – рифтовые (склоновые, аллювиальные, озерные, вулканические) фации; 6 – депрессионные (озерные, глубоководно-озерные, аллювиальные) фации свит; 7 – депрессионно-инверсионные (озерные, озерно-аллювиальные) фации; 8 – разломы и надвиги; 9 – граница Мохоровичича; 10 – поисковые скважины; 11 – нефтяные пленки; 12 – газопроявления; положение профиля см. на рис. 8

ложения поярковской и завитинской свит включают в себя аллювиальные, озерные и глубоководно-озерные фации.

О переходе депрессионного этапа в депрессионно-инверсионный свидетельствует уменьшение скорости осадконакопления и, следовательно, мощности осадков. В разрезе цагайнской, райчихинской и других кайнозойских свит появляются размывы, несогласия, возрастает доля грубообломочных осадков. Условия депрессии (мелководно-озерные отложения цагайнской, сазанковской и белогорской свит) и воздымания многократно сменяют друг друга, и только к началу плиоцена черты инверсионности становятся преобладающими (см. рис. 11).

Таким образом, Зей-Буреинский бассейн образован в результате многостадийного позднеюрско-барремского рифтогенеза, сменившегося в апт-сенонское время формированием надрифтовых депрессий, в маастрихт-миоценовое — проявлением депрессионно-инверсионного режима, закончившегося предплиоценовой инверсией.

7.2. Верхне-Буреинский газонефтеносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. На территории бассейна проведены геологическая и аэромагнитная съемки, выполнены региональное сейсмопрофилирование КМПВ (256 км), сейсморазведка МОВ (1000 км), структурное бурение (13014 км), пробурены одна параметрическая 1 ПР (3012 м) и две поисковые скважины. В целом бассейн изучен геолого-геофизическими методами недостаточно и неравномерно [43].

Тектоническое строение. Фундаментом Верхне-Буреинского бассейна служит древнее основание восточной окраины Хингано-Буреинского микроконтинента — метаморфические протерозойские и раннепалеозойские породы, прорванные палеозойскими гранитоидами. По геофизическим данным максимальная глубина залегания фундамента изменяется от 4 до 7 км [6]. Осадочный чехол можно расчленить на три структурных этажа, разделенных перерывами

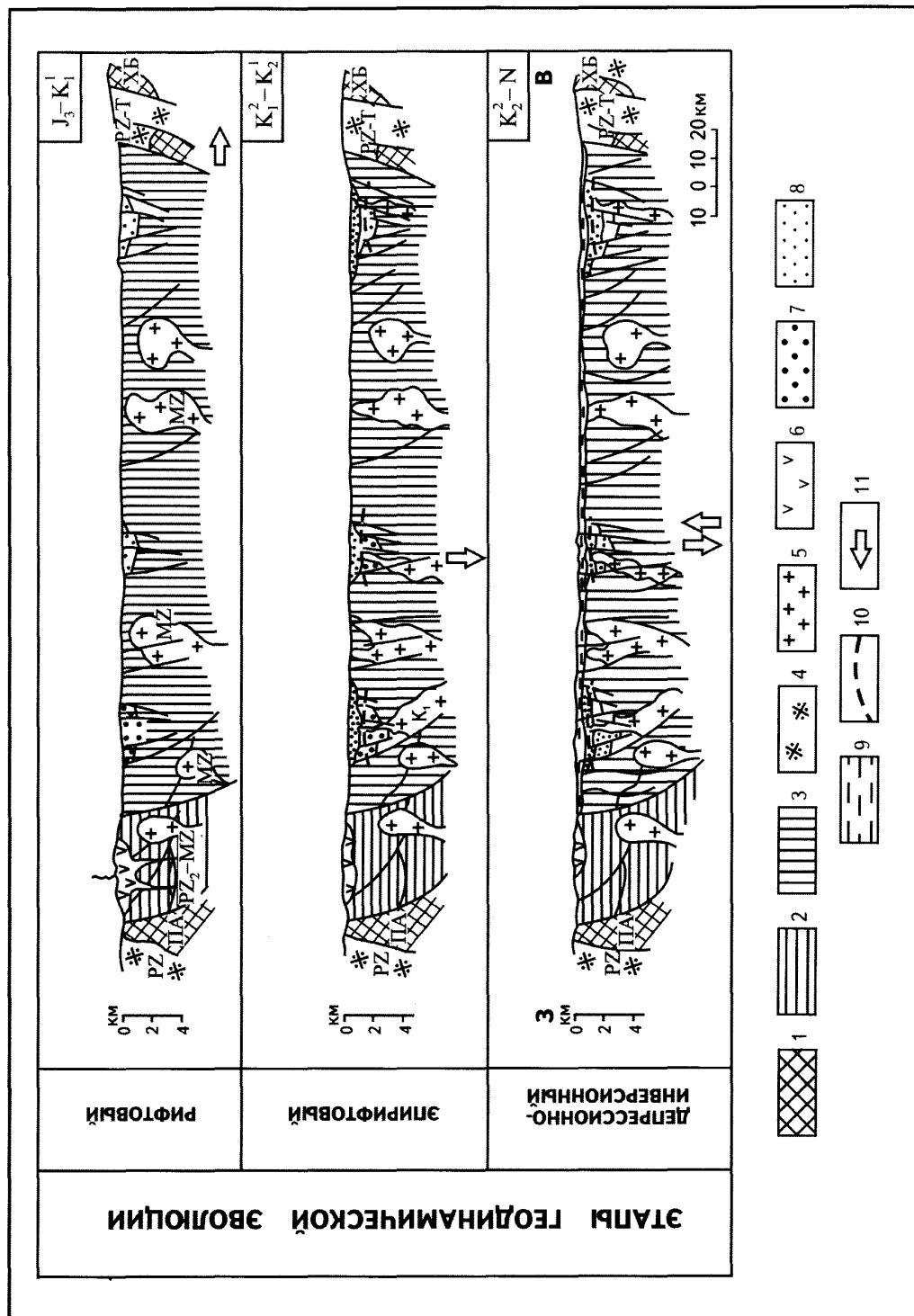


Рис. 11. Основные этапы геодинамической эволюции Зей-Буреинского НГБ:

1 – древнее основание массивов; 2 – западный сегмент Монголо-Охотского пояса; 3 – Зей-Селемджинская палеозойская коллизонная зона; 4 – коллизионные гранитоидные интрузии; 5 – гранитные и гранодиоритовые интрузии; 6 – вулканы Большехинганского субдукционного пояса; фашии; 7 – рифтовые, 8 – депрессионные, 9 – депрессионно-инверсионные; 10 – глубина начала формирования жидких УВ; 11 – направление движения блоков; ПА – Приаргунский блок, ХБ – Хингано-Буреинский массив

и несогласиями (табл. 3): 1 — юрский морской и прибрежно-морской песчано-алевролитовый (умальтинская серия, эпиканская, эльгинская, чаганыйская свиты); 2 — верхнеюрско-нижнемеловой лагунный и континентальный терригенный угленосный (талынжанская, ургальская, чегдомынская свиты); 3 — мел-кайнозойский прибрежно-морской и континентальный, преимущественно грубообломочный (иорекская, кындальская, цагаянская свиты и неоген-четвертичные отложения).

Бассейн разделяется сбрососдвигом на западную и восточную части, отличающиеся историей развития и, следовательно, мощностью, возрастом и фациальным составом осадочного выполнения. В западной части установлены две тектонические зоны — Западно-Буреинская (параплатформенная) и Кындальский грабен (рифт). В восточной части бассейна выделены Центральная (Адниканско-Лепиканская) и Восточная моноклиальная зоны (рис. 12).

Геодинамическая эволюция На протяжении раннего мезозоя восточный край Амурии, в состав которой входил Хингано-Буреинский массив, был занят пассивной континентальной окраиной [20] (рис. 13). Снос большого количества обломочного материала и лавинная седиментация нашли отражение в накоплении шельфовых и прибрежных фаций осадков умальтинской, эпиканской, эльгинской, чаганыйской и талынжанской свит (максимальная мощность более 5 км).

В конце поздней юры (волжское время) — начале раннего мела пассивно-окраинный режим сменяется активно-окраинным. Верхне-Буреинская впадина отгораживается от океана Хингано-Охотским вулканическим поясом, и морское осадконакопление сменяется лагунным и континентальным. В Кындальской зоне начинается рифтообразование — накапливаются озерно-аллювиальные полимиктовые, часто грубообломочные отложения с примесью туфов дубликанской и солонийской свит мощностью до 600 м. Таким образом, с позднеюрского времени эволюция Верхне-Буреинского бассейна становится гетерогенной: его западная часть развивается по рифтовому типу, восточная — активно-окраинному.

Таблица 2

Сводный стратиграфический разрез Зей-Буреинского ПНГБ по данным С.И.Войковой (1993), В.Г.Варнавского (1998)

Группа	Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Под-свита	Индекс	Мощность, м	Признаки нефтегазоносности	Литология
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Кайнозойская	Четвертичная						Q ₂₋₄	5-90		Супеси, суглинки
		Неогеновая	Плиоцен		Зейская	Белогорская	N ₂ -Q ₁ bl	50-100		Гравийные пески
	Миоцен		Сазанковская	N ₁ ³ sz		175-200		Гравийные пески, линзы угля		
			Бузулинская	P ₃ - N ₁ ¹⁻² bz		45-300		Супеси, суглинки, угли		
			Кивдинская	P ₃ kv				Глины, пески, прослой угля		
	Палеогеновая	Олигоцен			Райчихинская	P ₂ ²⁻³ rch			Глины, пески, песчаники	
		Эоцен	Палеоцен		Цаганская	Верхняя	P ₁ çg ₃	10-230	Слабые проявления газа нефтяного ряда, нефтяные пленки	Глины, алевролиты, песчаники, прослой угля
	Средняя					P ₁ çg ₂	10-230	Серые аргиллиты, песчаники, алевролиты		
	Нижняя					K ₂ -P ₁ çg ₁	10-220	Алевролиты, песчаники, гравелиты		
	Меловая					Верхний	Завитинская	Верхняя		K ₂ zv ₂
Нижняя		K ₂ zv ₁	0-1000	Черные и серые аргиллиты, алевролиты, песчаники, местами угли, гравий, туфы						
			Поярковская	Верхняя	K ₁₋₂ pk		0-260	Свита возможно нефтематеринская (Белогорский прогиб, скв. 1Бк 1198-1212 м — нефтяные пленки, Михайловский прогиб, скв. 11к: 370-562 м ³ , скв. 1с, 650-760 м — нефтяные пленки, Лермонтовский прогиб, скв. 18к, 776-780 м — битумоид)	Алевролиты, песчаники, аргиллиты, линзы углей. Гранитные интрузии	

Мезозойская	Меловая	Нижний	Альб	Поярковская	Средняя	K_{1pk2}	0-1000		Осевые части рифтов — черные угленосные песчаники, аргиллиты, туфы. К краевым частям уменьшается мощность аргиллитов, появляются конгломераты, алевролиты, возрастает мощность андезитов, андезитовых порфиров. Гранодиоритовые интрузии
			Апт		Нижняя	K_{1pk1}	0-340		Осевые части рифтов — песчаники, алевролиты, черные аргиллиты, туфы. К краевым частям приурочены песчаники, конгломераты, туфоконгломераты, лавобрекчии. Гранитные интрузии
			Баррем		Итикутская (томская)	K_{pit}	0-1050	Свита возможно нефтематеринская (скв. 1-оп: 1198-1995 — выбросы газа)	Осевые части грабен — песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, андезиты. К краевым частям происходит увеличение андезитовой и андезитриолитовой составляющей, туфы, лавобрекчии. Гранодиоритовые интрузии
			Готерив						
Палеозойская	Юрская	Верхний			Екатеринославская	J_3-K_{1ek}	0-1200	Низы предположительно нефтематеринские. Слабые проявления газа нефтяного ряда	Серые аргиллиты, алевролиты, туфогенные песчаники в нижней части — гравелиты, конгломераты. Гранодиоритовые и щелочные интрузии
						$P_{1.3}$	2500-4000		Известняки, алевролиты, песчаники, сланцы, в нижней части — брекчии, интрузии гранитные, диоритовые и щелочные
	Каменно-угольная	Нижний				C_1			Переслаивание алевролитов, песчаников, туфов, аргиллитов, известняков. Интрузии гранитов, габбро
			Валанжин						
			Берриас						

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		Средний			Иранская		$D_{1,2pr}$	1200		Серые и черные аргиллиты, туфы, базальты конгломераты. Интрузии гранитов
	Девонская	Нижний			Пачанская		D_{prc}	2000		Серые аргиллиты, алевролиты, карбонатные, мраморизованные известняки. Интрузии гранодиоритов и ультраосновных пород
					Мамынская	Верхняя	S_{mm2}	1500-1900		Туфы, песчаники, конгломераты, эффузивы. Интрузии гранитов и диоритов
	Силурийская	Нижний				Нижняя	S_{mm1}	1500-2000		Алевролиты, песчаники, конгломераты. Интрузии гранодиоритов и габродиоритов
	Кембрийская	Нижний			Чертынская		$\epsilon_1 \delta g$	400-600		Песчаники, известняки, алевролиты, сланцы.
Протерозой							PR	2000-3500		Интрузии гранодиоритов
Архей							AR	>2000		Известняки, сланцы. Интрузии гранитные
										Сланцы, гнейсы, граниты, габбро

Начиная с готеривского времени, рифтовый режим Кындальской зоны сменяется депрессионным. Аллювиальные и озерные отложения чегдомынской, чемчукинской, иорекской и кындальской свит, в состав которых входят черные глубоководно-озерные аргиллиты, распространяются за пределы рифта в Западно-Буреинскую зону и имеют максимальную общую мощность около 2 км.

Об инверсионном этапе (плитной стабилизации) западной части Верхне-Буреинской впадины свидетельствуют длительные перерывы в осадконакоплении и резко сократившаяся мощность отложений.

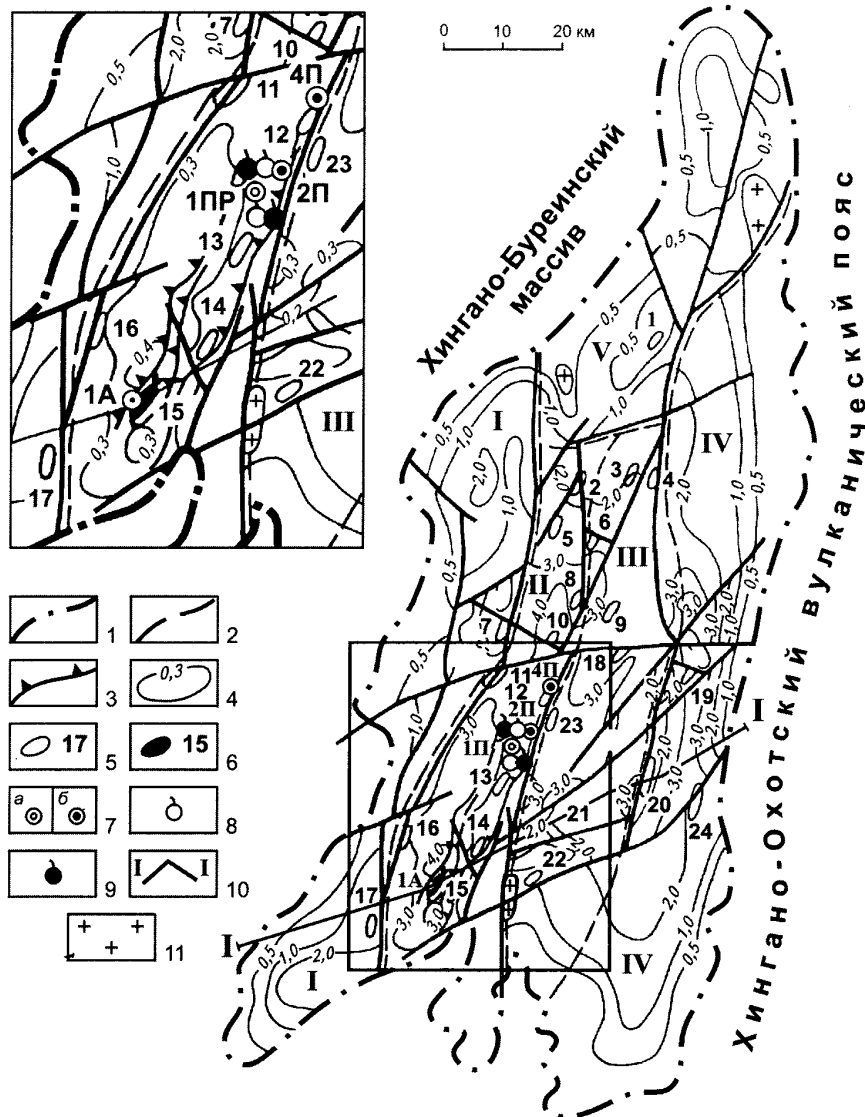


Рис. 12. Тектоническая схема Верхне-Бурейского ГНБ:

границы: 1 – бассейна, 2 – структурно-фациальных зон; 3 – надвиги, выявленные сейсморазведкой; 4 – изогипсы по поверхности фундамента (по геофизическим данным), км; 5 – локальные поднятия; 6 – Адниканское газовое месторождение; 7 – скважины: а – опорная, б – поисковые; 8 – газопроявления: притоки и выбросы газа; 9 – нефтепроявления: пленки и выбросы нефти; 10 – линия профиля; 11 – выступы фундамента; структурно-фациальные зоны: I – Западно-Бурейская (платформенная), II – Кындальский грабен, III – Адниканско-Лепиканская пологоскладчатая зона, IV – Восточная моноклиальная зона, V – Умалтинское поднятие; локальные поднятия: 1 – Бурейско-Иорикское (Оттаикское), 2 – Большеиорикское, 3 – Снежное, 4 – Восточное, 5 – Усть-Ниманское, 6 – Малоиорикское, 7 – Ныртинское, 8 – Чивлянское, 9 – Нименское, 10 – Кындалское, 11 – Усть-Ургальское, 12 – Ургальское, 13 – Солонийское, 14 – Дубликанское, 15 – Адниканское, 16 – Усть-Солонийское, 17 – Ягдыньское, 18 – Среднеуральское, 19 – Чегдомыньское, 20 – Верхнесолонийское (Эльгинское), 21 – Левосолонийское, 22 – Верхнедубликанское (Чемчукинское), 23 – Сивольское, 24 – Джалгунское

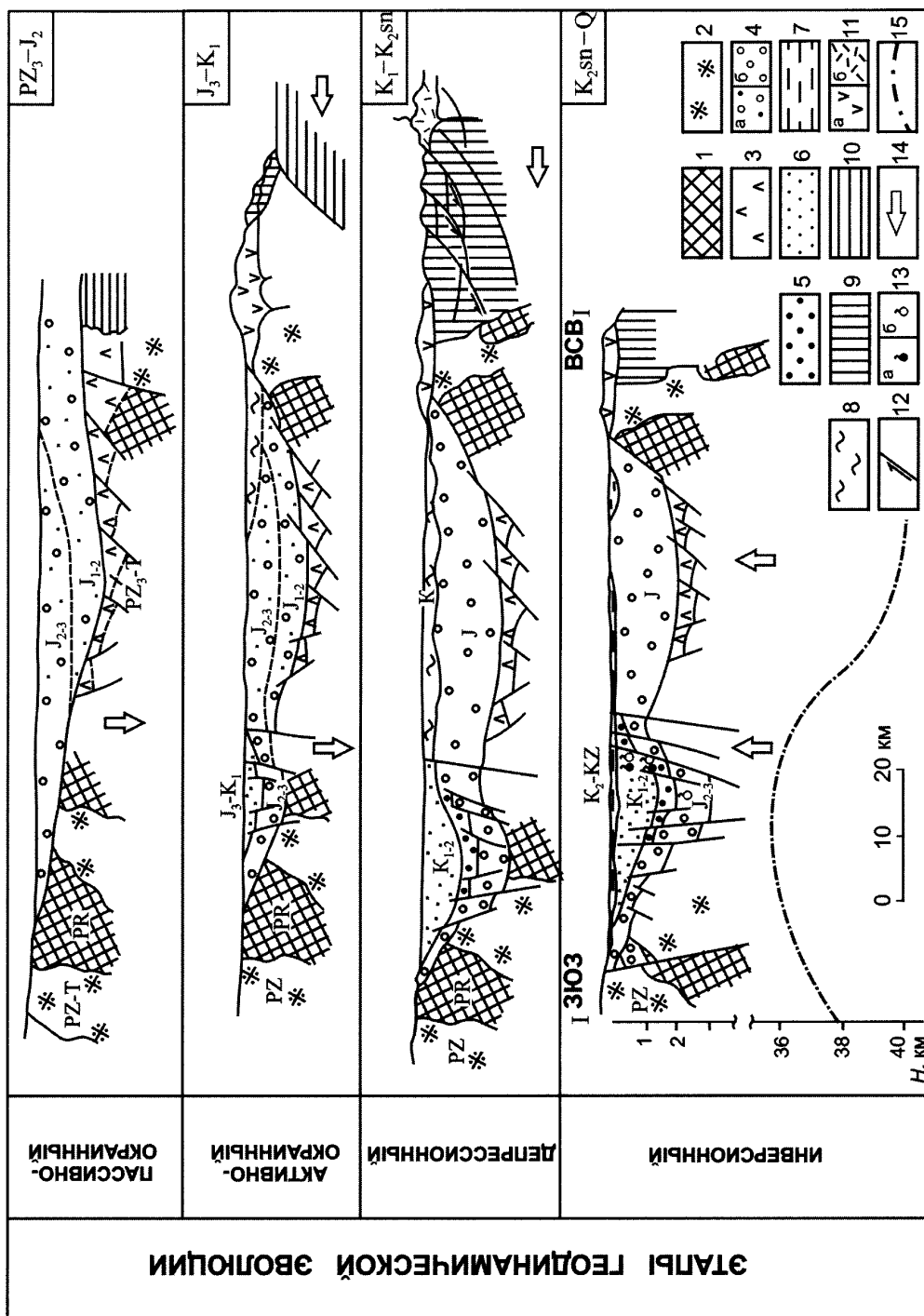


Рис. 13. Основные этапы геодинамической эволюции Верхне-Буреинского ГНБ:

1 – метаморфическое протерозойское основание Хингано-Буреинского массива; 2 – палеозойские коллизионные гранитоиды; 3 – отложения рифтового этапа, предшествовавшего пассивно-океанскому; 4 – пассивно-океанскому; 5 – шельфовые морские (J_{1,2} умалтинская, J₂ элиганская свиты), 6 – шельфовые прибрежно-морские (J₂ элиганская, J₂ чаганайская, J₃ талыганская свиты); 7 – рифтовые озерно-аллювиальные грубообломочные туфосо-державшие отложения (J₃ дубинская, K₁ солонийская свиты); 8 – депрессионные угленосные преимущественно озерные отложения (K₁ чегдоманская, K₁ чемчужинская, K₁ иорекская, K_{1,2} кындальская свиты); 9 – инверсионные мелководно-озерные отложения (K₂-Р чаганская свита); 8 – предполагаемые позднеюрско-меловые отложения, размытые позже в ходе инверсии; 9 – позднепалеозой-раннемезозойские фрагменты Баджальского блока аккреционной террасы Хингано-Охотской активной окраины; 10 – океаническая плита; 11 – вулканиты окраинно-континентальных поясов; а – Хингано-Охотского, б – Сихотэ-Алинского; 12 – налбиги; 13 – проявления: а – нефти, б – газа; 14 – направление движения плит и блоков; 15 – граница Мохоровичича, положение профиля см. на рис. 12

Длительное воздымание северной части Туранского блока Хингано-Буреинского микроконтинента привело к размыву депрессионных отложений в приразломных частях Кындальской и Центральной пологоскладчатой зон, а также всех меловых отложений в восточной части бассейна. На этом этапе формирование морфологии впадины завершилось денудационными и локальными осадочными процессами.

Таким образом, Верхне-Буреинский бассейн сложен верхнепалеозой-юрскими отложениями, образовавшимися в условиях пассивно-океанского режима, который в западной части бассейна в волжско-раннемеловое время сменился рифтовым, в готерив-позднемеловое – депрессионным, а начиная приблизительно с маастрихта – инверсионным.

7.3. Средне-Амурский потенциально нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. Основным источником информации о глубинном строении и структуре бассейна является комплекс геофизических исследований, включающий гравиметрическую съемку масштаба 1:200 000, электроразведочные работы, магнитометрическую съемку масштаба 1:200 000, сейсморазведку КМПВ, МОВ и МОГТ. Отработано 25090 км сейсмопрофилей, пробурены три структурно-параметрические скважины глубиной 1200-3200 м и 13 структурно-картировочных (200-1250 м). Бассейн изучен слабо, основной объем работ сосредоточен в восточной (Переяславский грабен) и западной (Кур-Урмийский грабен) частях впадины.

**Сводный стратиграфический разрез Верхне-Буреинского ГНБ по материалам В.М.Дуничева (1984),
В.Г. Варнавского (1998)**

Эра	Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Индекс	Мощность, м	Признаки нефтегазоносности	Литология			
Кайнозойская	Четвер- тичная					N-Q	100		Галечники, суглинки, пески			
	Неогено- вая											
	Палеоген- новая	Палеоцен		Цагаян- ская	$K_2-P_1\check{c}g$	80-300	Газопроявления в скважинах	Пески, песчаники с прослоями глин, гравелитов				
Мезозойская	Меловая	Верхний	Маастрихт						Чередование песчаников, глин, черных глин, алевролитов. Прослои туфов, конгломератов			
			Сеноман		Кында- льская					$K_{1,2}kp$	400-880	Нефтегазоматеринская. Вме- щает Адниканское газовое месторождение
		Нижний	Альб						Чередующиеся пачки песчани- ков, черных аргиллитов, алев- ролитов. Прослои углей, ту- фов, конгломератов			
			Апт		Иорек- ская					K_{jir}	540-650	Предположительно нефтема- теринская
			Баррем		Чемчу- кинская					$K_1\check{c}m$	400-800	Предположительно нефтема- теринская (капельная нефть в трещинах)
			Готерив		Чегдо- мынская					$K_1\check{c}g$	100-580	Предположительно нефтема- теринская (газопроявления, пленки нефти)
			Валанжин	Ургальская	Солоний- ская	J_3-K_{jir}	K_{jls}	380-600	Нефтематеринская (скв. 1-ПР, 2891-2960 м — приток метанового газа, 2720-2805 м — выбросы нефти)	Песчаники, гравелиты, алевро- литы, аргиллиты, пласты угля, прослои туфов		
			Берриас		Дубли- канская		J_3db					
	Юрская	Верхний	Волжский						Песчаники, угли, конгломера- ты, алевролиты, аргиллиты			
			Окс- форд — келловей		Талын- жанская					J_3tl	140-600	Возможно нефтематеринская

Мезозойская	Юрская	Средний	Бат	Умалтинская	Чаганый-ская	J ₂ cg	580-1000	Возможно нефтематеринская	Известковистые, глинистые песчаники, алевролиты	
			Байос		Эльгин-ская	J ₂ el	1200-1800		Конгломераты, алевролиты, песчаники	
		Аален	Эпикан-ская		J ₂ ep	360-1600	Возможно нефтематеринская	Песчаники, аргиллиты, алевролиты		
		Нижний	Плинсбах		Синкаль-тинская	J _{1.2} um	J ₂ sp	1050-1180	Возможно нефтематеринская	Песчаники, алевроиты, прослой конгломератов
					Дешская		J ₁ dsh	570-800		Алевролиты, песчаники
		Синемюр			800-1250		Песчаники, алевролиты, линзы известняков и конгломератов			
	Триасовая	Верхний		Уссомах-ская	T ₃ us	1600-1700	Возможно нефтематеринская	Переслаивание конгломератов, песчаников и алевролитов, глинистых сланцев		
				Маган-ская	T ₃ mg	700-750		Диабазовые порфириты, туфы, кремнисто-слоистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников		
				Мерек-ская	T ₃ mr	450-600		Песчаники, алевролиты, базальные конгломераты		
		Средний Нижний		Яранская	P-T _{1.2}	Видимая 2000-2500		Покровы порфиритов, кварцевых порфиров, туфобрекчии		
Палео-зойская	Девонская	Верхний								
Протеро-зойская		Средний			D _{2.3}	Видимая 150		Песчаники, филлитизированные сланцы, линзы мраморизованных известняков, гранитные интрузии, приуроченные к отдельным краевым участкам		
Архей					PR-AR					

Тектоническое строение. Фундаментом юго-западной части впадины являются доверхнепалеозойские кристаллические (интрузивные и метаморфические) комплексы Хингано-Буреинского массива, перекрытые прерывистым чехлом морских верхнепалеозой-триасовых терригенных и меловых вулканогенных пород (табл. 4). Большая часть впадины подстилается чешуйчато-надвиговыми триас-нижнемеловыми отложениями аккреционной призмы Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Впадина имеет сложное блоковое строение и представляет собой сочетание многочисленных односторонних и ступенчатых грабенов, разделенных поднятиями (рис. 14-17) [5].

На основании анализа сейсмогеологических характеристик осадочного выполнения грабенов в Средне-Амурском бассейне выделяются три зоны.

1. Восточная (Западно-Сихотэ-Алиньская) — характеризуется сильной дислоцированностью осадочного выполнения, грабены неконтрастные, крупные по площади (до 24 км²).

2. Центральная (Горинская) — характеризуется меньшими размерами грабенов и более спокойной тектоникой. Ядра впадин представлены незначительными по площади, но глубокими (> 2 км) грабенами.

3. Западная (Бирско-Белоянская) — грабены контрастные, одно- или двухсторонние площадью 0,5-1,0 тыс. км², в их осадочном выполнении велика доля меловых отложений.

Сочленение грабенов с окружающими поднятиями происходит по системам кулисообразно расположенных разломов. Все грабены в целом представляют собой полосу кулис правого типа, образующихся в зоне сдвиговых деформаций вдоль оси растяжения северо-восточного — субмеридионального простиранья [5].

Осадочный чехол впадины включает отложения юрского, мелового и кайнозойского возраста (см. табл. 4). В.Г. Варнавский рассматривает раннемеловой и юрский морские комплексы как промежуточные между фундаментом и чехлом [8]. Строгой стратиграфической и вещественной характеристики промежуточный комплекс не имеет. Мощность осадочного выполнения грабенов в наиболее погруженных зонах восточной части впадины превышает 4000 м.

Таблица 4

**Сводный стратиграфический разрез Средне-Амурского ПНГБ по материалам В.Г.Варнавского (1971),
В.М.Дуничева (1985)**

Группа	Система	Отдел	Ярус	Толщина	Свита	Индекс	Мощность, м	Нефтегазопроявления	Литология
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кайнозойская	Четвертичная				Приамурская	N_2-Q_{pr}	До 120		Пески, галечники
	Неогеновая	Миоцен			Ушумунская	$N_1^{1-2}us$	320-780	Потенциально нефтематеринская (скв. 12, 500-510 м — проявления газа)	Пески, песчаники, алевролиты, глины. Нижняя часть угленосная
	Палеогеновая	Оligoцен			Бирюфельдская	P_3^2br	120-350	Скв. 51, 619 м — глина с запахом нефти	Глины, алевролиты, углистые аргиллиты, песчаники
		Эоцен		Чернореченская	Угленосная	$P_2-P_3\check{c}r_2$	800-1200	Возможно нефтематеринская (скв. 1, 1084-1089 м — алевролит с битумом)	Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, бурых углей
					Безугольная	$P_3 - P_3^1\check{c}r_1$			Песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов
Мезозойская	Меловая	Верхний			Амутская	K_{2am}	500-600		Кварцевые порфириды, даци-ты, туфы, лавобрекчии
			Маастрихт		Удоминская	K_{2ud}	1600		Песчаники, конгломераты, туфоконгломераты
			Сеноман-турон		Ларгасинская	K_{2lg}	До 3000		Переслаивание песчаников, алевролитов, конгломератов, глинистых сланцев
					Пиванская	K_{1pv}	1000		Переслаивание песчаников, алевролитов, конгломератов
		Нижний			Пионерская	K_{1pn}	1500		Переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев
					Горюнская	K_{1gr}	1500		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Мезозойская	Юрская	Верхний	Кимм.- волж.		Падалинская	J _{3pd}	1100-1600		Алевролиты, кремнистые и глинистые сланцы, песчаники с редкими прослоями известняков, спилитов
			Келлов.- оксф.		Силинская	J _{3sl}	1000-1900		Песчаники с прослоями конгломератов и алевролитов
		Средний	Бат- байос		Ульбинская	J _{2ul}	1000-1170		Алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, песчаники
			Аален		Хурбинская	J _{2hr}	1200-1500		Песчаники, алевролиты с прослоями спилитов и кремнисто-глинистых сланцев
		Нижний	Плин- сбах		Будюрская	J _{1bd}	1200-2000		Флишеидное переслаивание песчаников и алевролитов, прослой гравелитов
					Красноречен- ская	Кисе- лев- ская	T ₃ -J ₁ kr ks	2400 2000	Кремнистые и сланцы, песчаники, алевролиты, известняки, спилиты
	Триасовая				Хабаровская	Самар- кинская	P ₂ -T hb sm	2100-2500	Глинисто-кремнистые меланжевые породы с прослоями алевролитов, песчаников, туфов, известняков
Палеозойская	Пермская	Верхний			Джилкуньская	Осах- тинская	P ₂ dz os	500	Глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, гравелиты, редко известняки
		Нижний			Утанакская		P _{1ut}	550-1300	Кремнисто-глинистые сланцы, яшмы, спилиты, диабазы, туфы
					Яранская		P _{1jr}	700-1600	Песчаники, алевролиты, прослой кремнистых пород, известняков

Каменноугольная	Верхний			Улу-ская	Верхняя	Воро-неж-ская	C ₂ ul ₂	C ₃ ul	400-1500	2300-2500	Кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, известняки
	Средний				Нижняя		C ₂ ul ₁				
	Нижний				Иолинская		C ₁ il		560		Алевролиты с прослоями песчаников, конгломератов, глинистых сланцев, диабазовых порфиров, известняков
Девонская	Средний				Ниранская		D ₁ 2ul		1500		Глинистые сланцы, песчаники, алевролиты
	Нижний				Пачанская		D ₁ pc		90-800		Конгломераты, песчаники, кварциты
Кембрийская					Лондоковская		Є ln		1000		Известняки, кремнисто-глинистые сланцы
					Рудонская		Є rd		20-500		Кремнистые сланцы, кварциты, доломиты, брекчии, песчаники
Протерозойская							PR		До 6000		Терригенно-карбонатные отложения
Архейская					Амурская серия		AR-PR				Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы

Геодинамическая эволюция (рис.18).

Становление основания Средне-Амурской впадины начинается с конца юры — начала раннего мела, когда формируется аккреционная призма Хингано-Охотской активной континентальной окраины, состоящая из чешуйчато-надвиговых комплексов терригенного, кремнистого и вулканического составов. В конце раннего — начале позднего мела в результате коллизии Сихотэ-Алиньского террейна с Хингано-Охотской аккреционной призмой комплексы аккреционной призмы претерпели интенсивные левосторонние сдвиговые деформации.

Перед фронтом надвигов началось образование нижних горизонтов осадочного чехла — отложений озерно-аллювиальной и аккумулятивной прибрежной равнины.

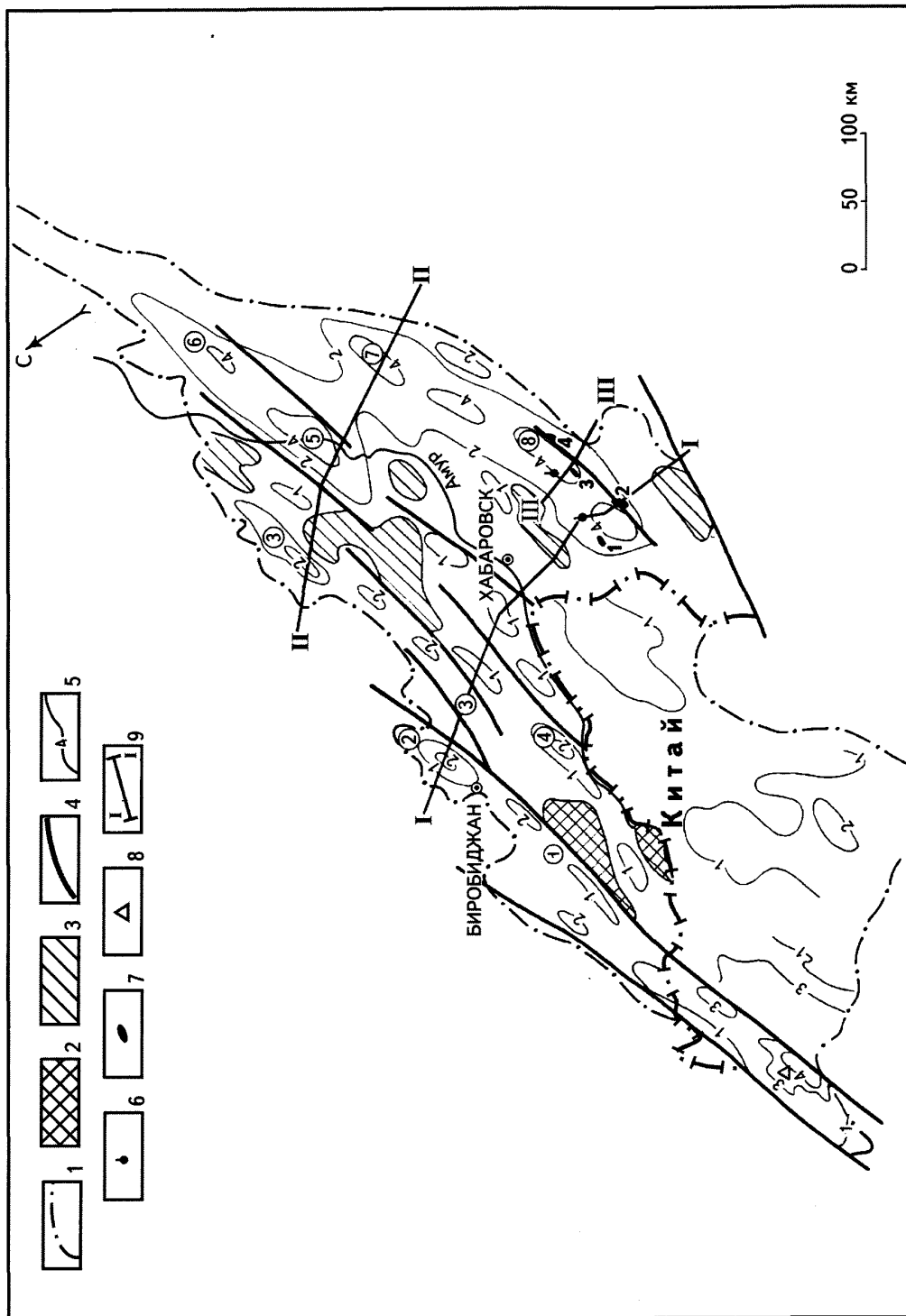


Рис. 14. Тектоническая схема Средне-Амурского ПНГБ:

1 – границы бассейна; 2 – выступы кристаллического основания Хингано-Бурейского массива; 3 – выходы на поверхность аккреционных комплексов; 4 – основные разломы; 5 – изогипсы акустического фундамента, км; 6 – нефтегазопроявления в скважинах; 7 – некоторые локальные антиклинальные структуры, выявленные геофизическими методами; 8 – газовое месторождение; 9 – линии профилей, локальные антиклинальные структуры: 1 – Казахская, 2 – Екатеринославская, 3 – Ситинская, 4 – Шаповаловская; грабены (цифры в кружках): 1 – Преображенско-Бирюфельдский, 2 – Бирюиджанский, 3 – Кур-Урмийский, 4 – Надеждинский, 5 – Норменский (Усть-Симминский), 6 – Иннокентьевский, 7 – Гасси-Анхойский, 8 – Оборо-Уссурийский (Переяславский)

В палеоген-четвертичное время процессы сжатия сменились растяжением, о чем свидетельствует толеитовый и щелочно-базальтовый вулканизм. Образовавшиеся в это время грабены, ограниченные листрическими сбросами, отличаются от классических рифтов резкой асимметричностью строения. Их формирование связано, вероятно, с процессами изостатического выравнивания, приуроченного к зоне коллизии участка с повышенной мощностью земной коры. Осадочное выполнение грабенов состоит из угленосных озерных и аллювиальных фаций.

Таким образом, Средне-Амурский бассейн сформировался под воздействием позднеюрско-раннемеловой субдукции, альб-сеноманской коллизии и поздне-мелового — кайнозойского рифтогенеза.

7.4. Уссурийский потенциально нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. В наиболее изученной Суйфунской впадине выполнены региональные сейсморазведочные работы КМПВ (144 км), сейсморазведка МОВ (257 км), пробурены 12 структурных, 28 картировочных (22212 м) и 1 параметрическая скв. 1-ПР (1858 м) на Борисовской структуре.

Тектоническое строение и формирование. Бассейн ограничивается с востока выступами древних пород массива, вдоль западной границы прослеживается Западно-Приморский субмеридиональный разлом. В составе бассейна выделяется ряд впадин, выполненных осадками палеозойского, мезозойского или кайнозойского возраста мощностью до 7,5 км: Суйфунская (Раздольненская), Ханкайская, Синегорская, Партизанская (Сучанская), Арсеньевская и др. (рис. 19).

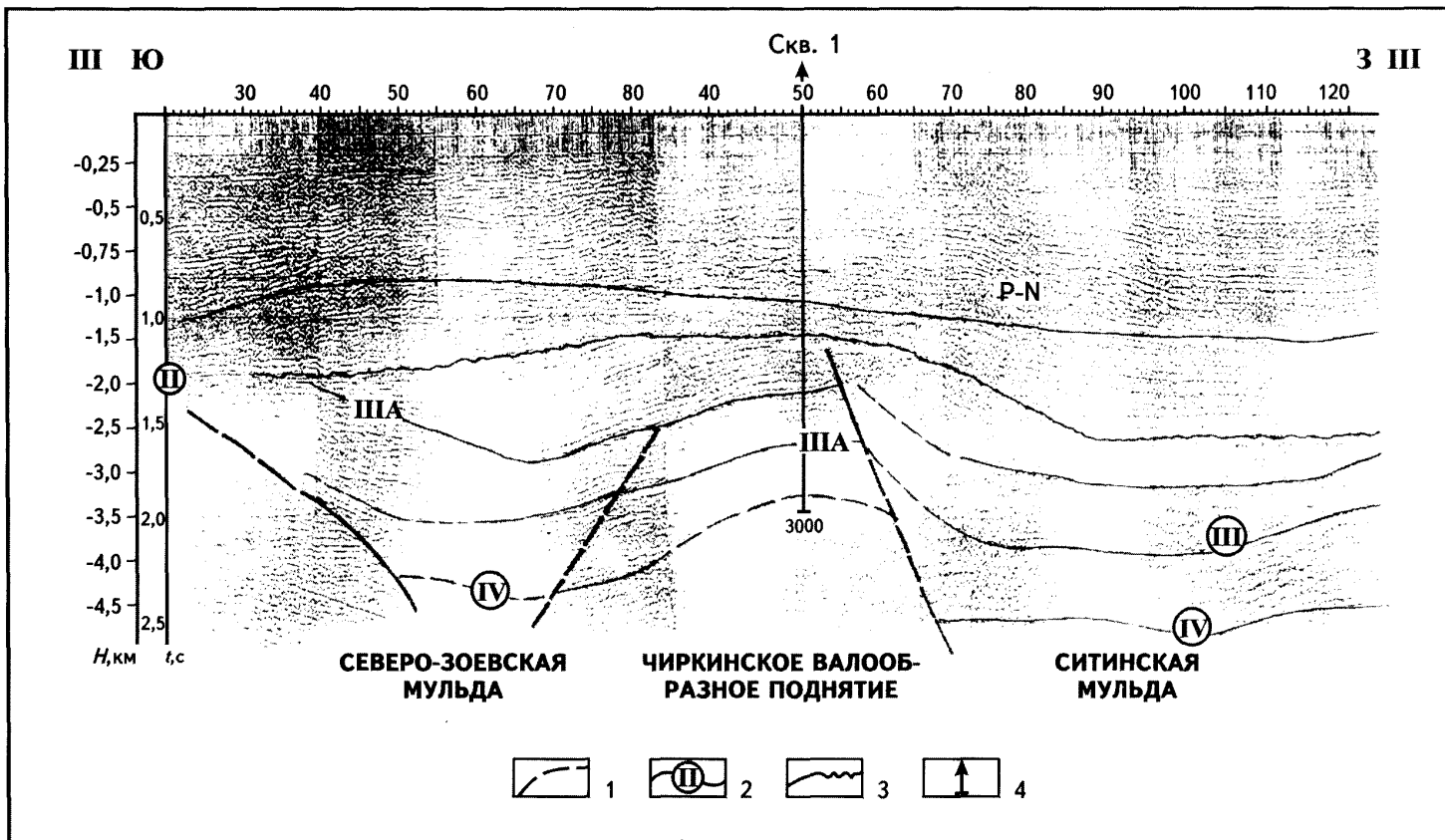


Рис. 15. Временной разрез ОГТ Средне-Амурского ПНГБ по линии III – III:

1 – разломы; 2 – отражающие горизонты и их номера; 3 – стратиграфические границы, волнистой линией обозначена поверхность несогласного залегания, 4 – параметрическая скважина; положение профиля см. на рис. 14

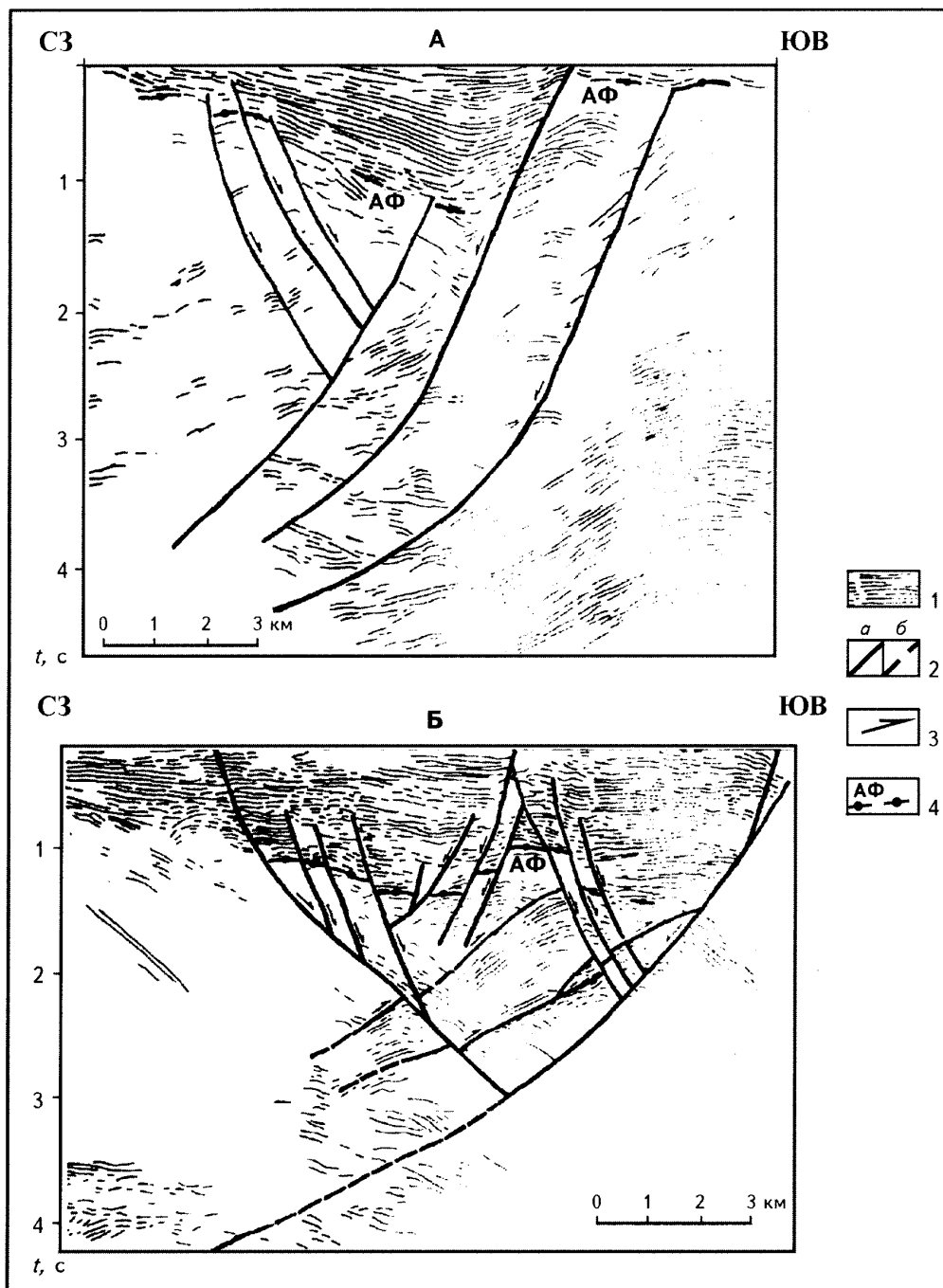


Рис. 16. Сейсмические профили МОГТ Кур-Урмийского (А) и Переяславского (Б) грабеннов:

1 – отражающие горизонты и площадки; 2 – разломы: *а* – установленные, *б* – предполагаемые; 3 – направления перемещения толщ по латеральным сбросам; 4 – поверхность акустического фундамента

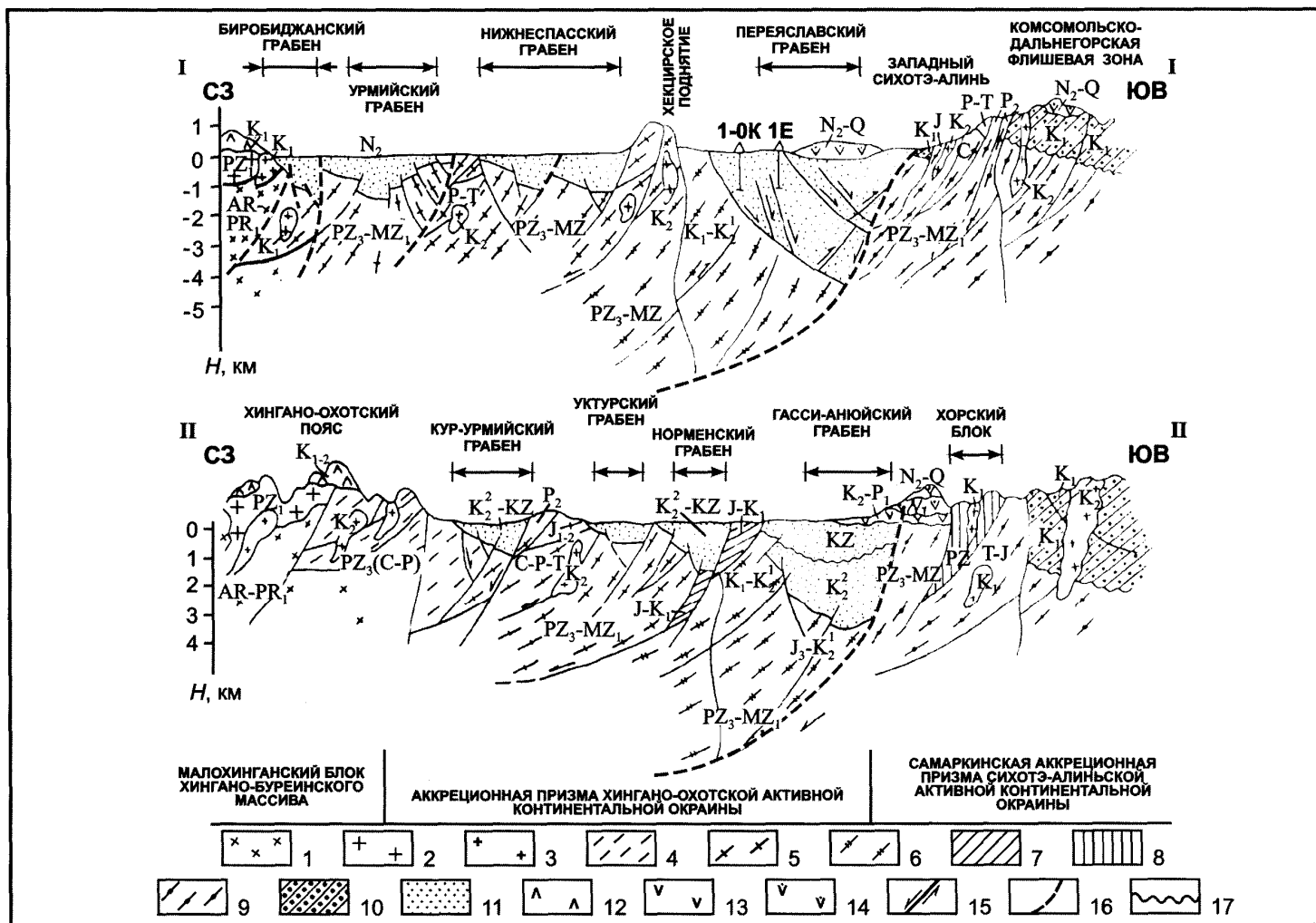


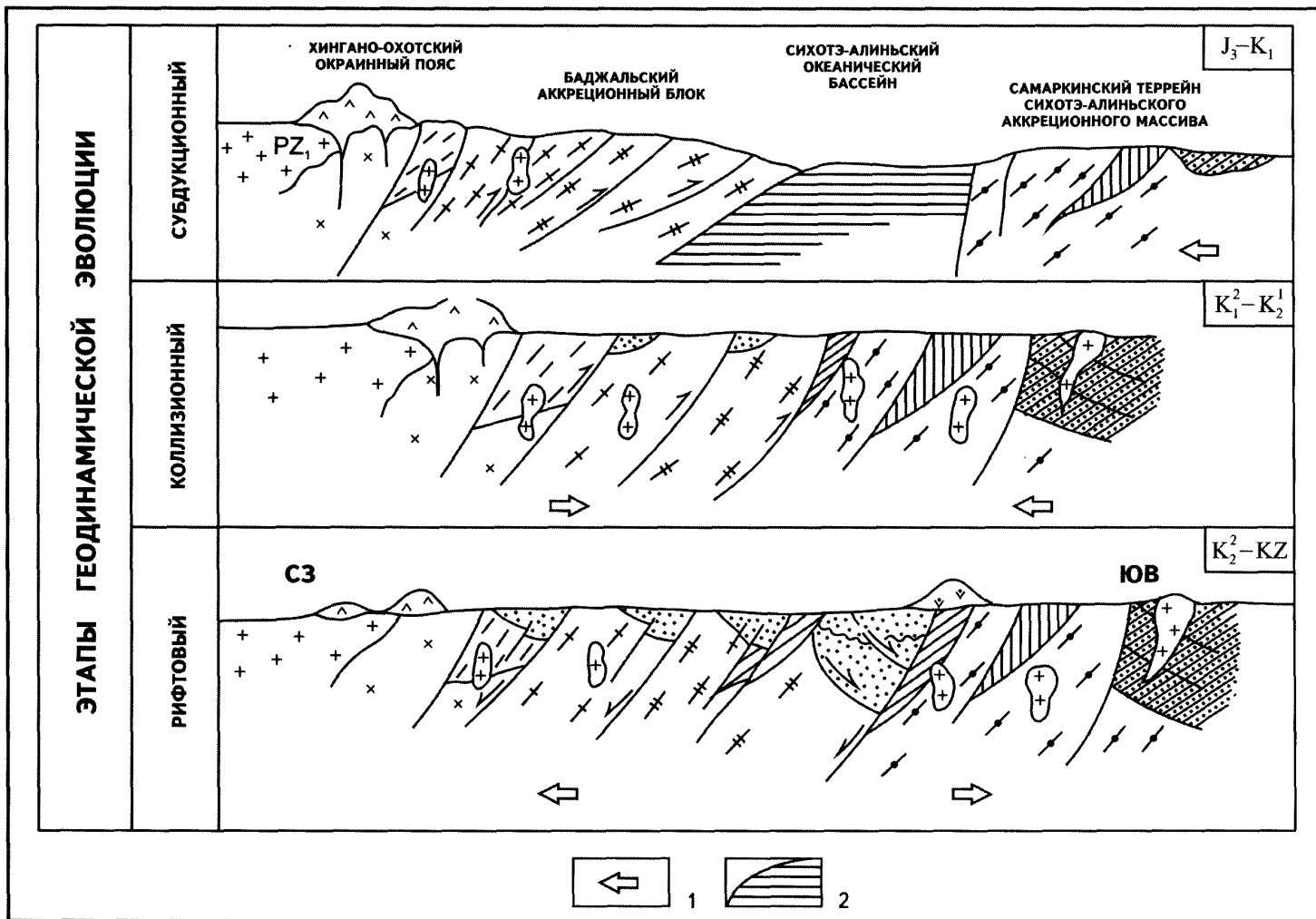
Рис. 17. Геолого-геофизические разрезы Средне-Амурского ПНГБ:

1 – древнее архей-протерозойское основание Хингано-Буреинского массива; 2 – гранитные раннепалеозойские батолиты Биджанского комплекса, маркирующие становление Хингано-Буреинского массива; 3 – меловые граниты и гранодиориты, маркирующие аккреционные процессы; комплексы аккреционной призмы Хингано-Охотской активной континентальной окраины (Балжальского аккреционного блока); 4 – кур-урмийский вулканогенно-кремнисто-сланцевый пермско-каменноугольный комплекс; 5 – хабаровский меланжевый терригенно-карбонатно-вулканогенно-кремнистый позднепалеозой-мезозойский комплекс; 6 – амурский чешуйчато-навитовый терригенно-кремнисто-турбидитовый позднепалеозой-раннемезозойский комплекс; 7 – киселевско-маноминский терригенно-кремнисто-турбидитовый океанический юрско-раннемеловый комплекс; комплексы самаркинской аккреционной призмы; 8 – кратонных террейнов, присоединившихся к Сихотэ-Алиньскому массиву в раннем мезозое, 9 – самаркинский позднепалеозой-юрский комплекс; кремнисто-терригенные породы в юрском матриксе; 10 – раннемеловые флишевые отложения задуговых бассейнов Хингано-Охотской активной окраины; 11 – верхнемел-кайнозойское осадочное выполнение грабенной, 12 – ранне-позднемеловые Хингано-Охотской активной окраины, 13 – поздний мел-палеогеновые Сихотэ-Алиньской активной окраины, 14 – неоген-четвертичные внутриплитные; 15 – разломы и направления перемещения по ним; 16 – Амурская сutura; 17 – поверхность несогласного залегания пород; положение профилей см. на рис. 14

Фундамент Суйфунской впадины представлен каменноугольно-пермскими вулканитами Арсеньевского вулканоплутонического пояса, сильнодислоцированными, прорванными пермскими гранитоидами и палеозой-мезозойскими отложениями террейнов, совмещенных с Ханкайским массивом в раннем мелу [40]. Осадочный чехол дифференцирован на три комплекса: триас-юрский пологоскладчатый, представленный морскими и прибрежно-морскими терригенными породами; меловой, для нижней части которого характерно присутствие углей, для верхней — наличие мощных прослоев туфовых пород; палеоген-неогеновый слабодислоцированный, грубообломочный с включениями углей и лигнитов (табл. 5).

Помимо крутопадающих сбросов и взбросов, пересекающих Суйфунскую впадину на блоки, в ней широко развиты надвиги восточно-северо-восточного простирания, полого падающие на юго-юго-восток. Наличие надвигов — индикаторов горизонтальных перемещений — противоречит представлениям о доминанте сбросовой тектоники при формировании и эволюции Уссурийского бассейна. По данным В.В. Голозубова, Ли Донг-У и других (1998), главная фаза левых сдвигов вдоль Западно-Приморского разлома происходила в раннемеловое время (готерив, апт).

Вплоть до начала мела по краю Ханкайского массива, составляющего часть Амурии, существовала пассивная окраина, об этом свидетельствуют прибрежно-морские триас-юрские обломочные отложения, материал которых принесен с запада. Нижнемеловые отложения залегают на них с несогласием, при этом в на-



чале мела нижнемезозойские толщи были подвергнуты складчатости и прорваны интрузиями — все это свидетельствует о резкой смене геодинамической обстановки в начале мела: в связи со сближением Сихотэ-Алиньского аккреционного массива с Амурией зона субдукции начала падать под континент, и на месте пассивной окраины возникла активная окраина андийского типа [20]. На протяжении всей последующей истории региона режим субдукции и аккреции сохраняется.

Таким образом, Уссурийский бассейн формировался в условиях пассивной окраины (поздний палеозой — юра), коллизии (ранний мел), активной окраины андийского типа (мел — кайнозой).

7.5. Пенжинский потенциально нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. Строение бассейна изучено крайне слабо. На территории проведены среднемасштабные геологическая, гравиметрическая, магнитная съемки, на юге прогиба — электроразведочные работы и 350 км сейсмопрофилей КМПВ, на севере — 1980 км профилей МОВ (плотность 0,3 км/км²). Пробурена одна параметрическая скважина глубиной 2645 м. С 1982 г. нефтепоисковые работы приостановлены.

Тектоническое строение. Основанием Пенжинского прогиба служит мощная аккреционная призма перед фронтом Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса, а также тектонические пластины Пенжинского, Ваежского и Усть-Бельского террейнов, состоящие из разнообразных палеозойских и мезозойских образований [51]. Максимальная глубина фундамента по гравиметрическим данным составляет > 6 км для северо-восточной части бассейна и 3-4 км для юго-западной [43]. Чехол бассейна сложен меловыми и кайнозойскими отложениями с большим числом размывов и перерывов. Мощность меловых пород значительно колеблется — от 1,5 (на юго-западе) до 5,8 км (на северо-востоке). По преобладанию литологических разностей осадочный чехол разделяется на позднеюрско-неокомский песчаниково-аргиллитово-туфогенный комплекс (мощность

до 4200 м), апт-верхнемеловой неравномерно ритмичный песчано-глинистый комплекс с мощными пачками конгломератов, гравелитов, туфов и углей (мощность до 2750 м) и кайнозойский конгломератово-глинисто-песчаниковый комплекс (мощность до 2670 м) (табл. 6).

Пенжинский прогиб разделен на шесть впадин, имеющих форму грабенов или мульд, разграниченных поперечными горстами (рис. 20).

Геодинамическая эволюция. Начало образования осадочного чехла бассейна относится к концу раннемелового времени (рис. 21). Со стороны Охотско-Чукотского пояса идет снос обломочных отложений, насыщенных туфогенным материалом.

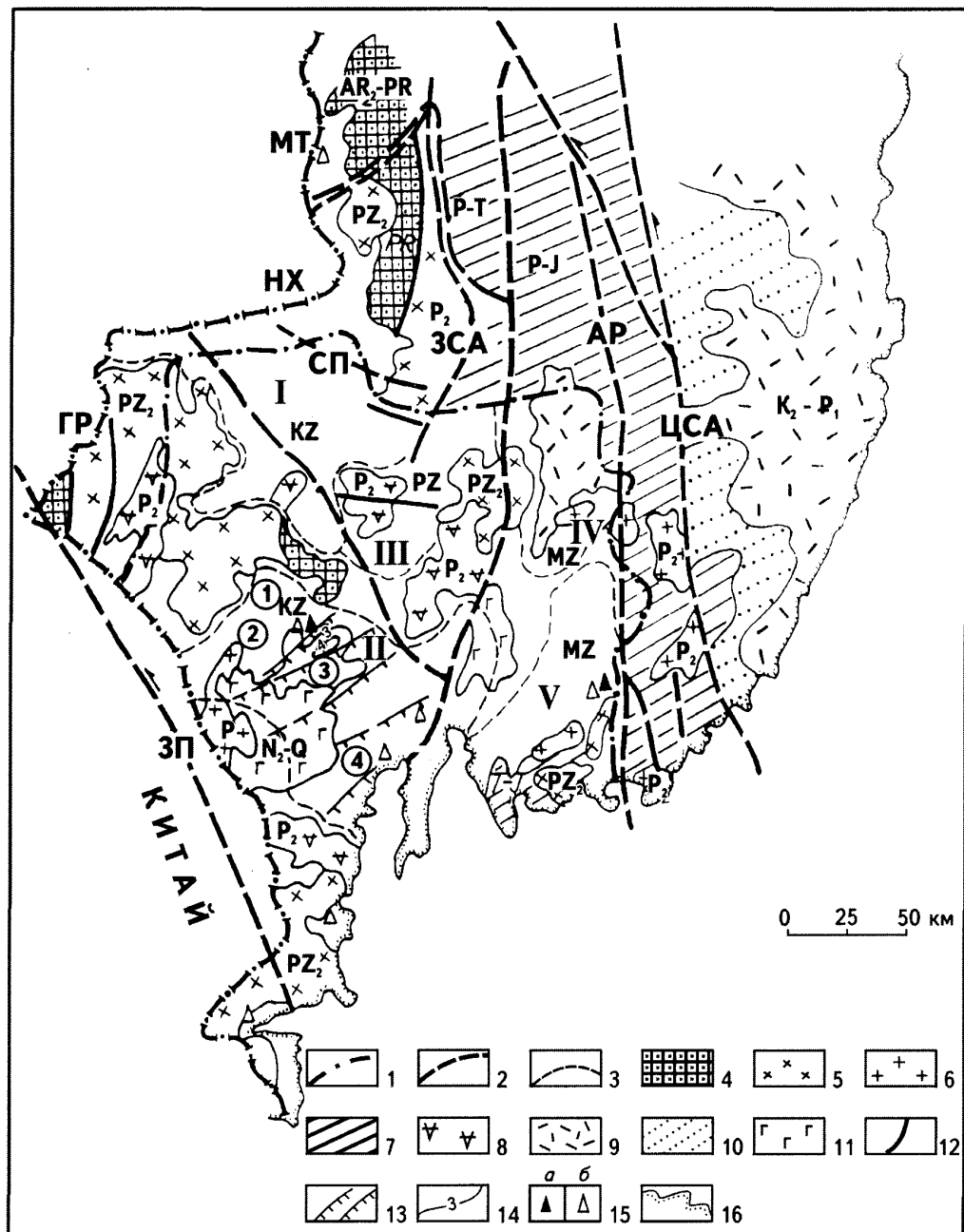
Ранее считалось, что формирование складчато-надвиговой Таловско-Майнской зоны и скучивание океанической коры восточнее этой зоны компенсировалось раскрытием Пенжинского рифта в позднеюрское время. Но существует также мнение, что на рубеже мезозоя и кайнозоя субдукция сменилась шарьированием аллохтонных пластин из области океана на континент (Ватынский покров). Вдоль указанных аллохтонных пластин возникла Пенжинско-Анадырская система грабенов, на месте Пенжинского прогиба располагался рифт северо-восточной ориентировки размером около 400 x 40 км [58]. В нем накапливались в значительной степени грубообломочные, углистые отложения с примесью вулканитов. К ограничивающим грабены разломам приурочены излияния маастрихт-эоценовых базальтоидов, приближающихся по составу к породам континентальных рифтов.

В эоцене — олигоцене коллизия на континентальной окраине вновь сменяется субдукцией. Палеоген-неогеновые отложения Пенжинского

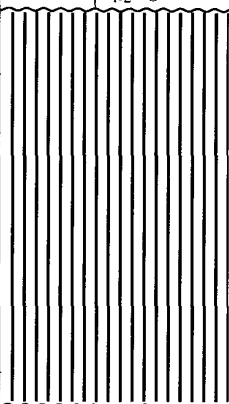
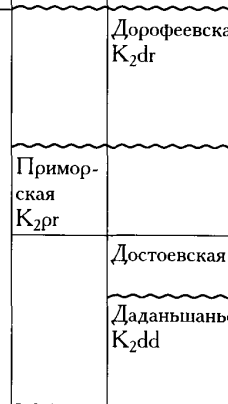
Рис. 19. Тектоническая схема Уссурийского ПНГБ:

границы: 1 – бассейн, 2 – блоков Ханкайского массива, 3 – впадин (индекс – возраст осадочного выполнения); 4 – основание Ханкайского массива на поверхности; 5 – граниты тырмобуреинского комплекса (поздний палеозой); 6 – коллизионные граниты и гранодиориты Сихотэ-Алиньского массива (поздний мел); 7 – субдукционные и хаотические комплексы Сергеевского и Самаркинского террейнов; вулканиты: 8 – Арсеньевского окраинно-континентального пояса, 9 – Сихотэ-Алиньского окраинно-континентального пояса; 10 – флишевые задуговые отложения Восточно-Сихотэ-Алиньской зоны; 11 – рифтогенные вулканиты; 12 – основные разломы; 13 – надвиги в осадочном чехле Суйфунской впадины; 14 – изогипсы осадочного чехла Суйфунской впадины, км; 15 – проявления: а – нефти, б – газа; 16 – береговая линия; блоки Ханкайского массива: МГ – Матвеевский, НХ – Нахимовский, ГП – Гродековский; основные разломы: ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алиньский, АР – Арсеньевский, ЗП – Западно-Приморский, ЗСА – Западно-Сихотэ-Алиньский, СП – Спасский; впадины: I – Ханкайская, II – Суйфунская (Раздольненская), III – Синегорская, IV – Арсеньевская, V – Партизанская (Сучанская); структурные элементы (цифры в кружках): Суйфунской впадины: 1 – Липовецко-Фадеевская впадина, 2 – Корфовско-Галенковское поднятие, 3 – Пушиловская впадина (мульда), 4 – Занадворская впадина

бассейна — пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов озерно-аллювиального генезиса — плащеобразно перекрывают и впадины и горсты.



Сводный стратиграфический разрез Уссурийского ПНГБ по данным Ю.С.Воронкова (1987), Г.Л.Кирилловой и др. (1996), В.В.Голозубова и др. (1998)

Эра	Система	Отдел	Ярус	Суйфунская (Раздольненская) впадина			Партизанская (Сучанская) впадина			Литология		
				Серия	Свита		Серия	Свита				
Кайнозойская	Четвер- тичная					50			50	Гравелиты, пески, песчаники		
	Неогено- вая	Плиоцен	Верхний		N ₂	180-200		N ₂	До 500	Платобазальты		
		Миоцен				Усть-давыд- ковская N ₁ ud			Р-N	До 1200	Песчаники, алев- ролиты, прослои лигнитов	Песчаники, алев- ролиты, конгломе- раты, угли
	Палеогено- вая	Олиго- цен			Надеждин- ская Р ₃ nd				Песчаники, алев- ролиты			
		Палео- цен			Угловская Р ₁₋₂ ug					Песчаники, алев- ролиты, угли		
	Мезозойская	Меловая	Верхний	Маастрихт					Дорофеевская K ₂ dr	600		Вулканиды кисло- го, среднего соста- вов, туфы, конгло- мераты, песчани- ки, угли
Кампан												
Сантон												
Коньяк								Примор- ская K ₂ pr		700		Кислые вулканиды и их туфы
Турон								Достоевская K ₂ ds	300	Алевролиты, пес- чаники, угли		
Сеноман								Даданьшаньская K ₂ dd	1300	Конгломераты, ту- фогенные песчани- ки и алевролиты, туфы, андезиты		

Мезозойская	Меловая	Нижний	Коркинская K _{1.2} kr		До 750	Коркинская K _{1.2} kr	Романовская K ₂ rn	До 2000	Базальные конгломераты, красноцветы, песчаники, алевролиты, туфы	Пестроцветные песчаники, алевролиты, туфы
			Альб				Кангаузская K _{1.2} kn	650		Пестроцветные песчаники, алевролиты
			Никанская K ₁ nk	Галенковская K ₁ gl	До 500	Сучанская K ₁ sc	Северосучанская K ₁ sv	800	Песчаники с прослоями конгломератов, алевролитов, углистых аргиллитов, углей, туфов	Песчаники с прослоями алевролитов, угли
				Липовецкая K ₁ lp	150-500		Старосучанская K ₁ st	600	Песчаники с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов, промышленных углей	Песчаники, алевролиты, угли
				Уссурийская K ₁ us	90-300				Базальные конгломераты, переслаивание песчаников, алевролитов, углей	
				Готерив			Ключевская K ₁ kl	125		Песчаники, алевролиты, угли
			Валанжин				Капреевская K ₁ kp	200		Песчаники, алевролиты, угли, базальные конгломераты
			Берриас				Монакинская K ₁ mp	700		Песчаники, алевролиты, угли, туфы
				T-J	До 3000-3500		T-J		Морские и прибрежно-морские терригенные угленосные отложения	

Сводный стратиграфический разрез Пенжинского ПНГБ по материалам Н.В.Устинова (1972), В.В.Иванова (1985), Ю.С.Воронкова (1987)

Эра	Система	Отдел	Ярус	Серия		Свита	Индекс		Мощность		Признаки нефтегазонасыщенности	Литология	
Кайнозойская	Четвертичная						Q		100-285			Гравийно-галечные отложения, пески	
	Неогеновая	Плиоцен					N ₂		0-300			Преимущественно конгломераты	
		Миоцен					N ₁		0-1000			Преимущественно глины	
	Палеогеновая	Олигоцен		Марковская			P _{3mr}		230-400				
		Эоцен		Тигильская	Ткаправаямская		P _{2tk}		До 1370			Песчаники, переслаивающиеся с глинами, алевролитами, линзы конгломератов	
					Камчикская		P _{2km}		>1000			Песчаники, разделенные пачками глин, углистых глин, алевролитов, линзы конгломератов	
					Геткильнинская		P _{2gt}		До 1180			Пачки алевролитов и песчаников толщиной от 10 до 120 м, мало-мощные прослои аргиллитов	
		Палеоцен			Ильвене-веемская		K ₂ pl	il	До 1300	300-800		Песчаники, линзы и пачки алевролитов, аргиллитов, гравелитов	
					Маастрихт	Пиллаваемская							
	Мезозойская	Меловая	Верхний	Кампан	Быстринская		Крестовская	K ₂ bs	K ₂ kr	450-800	До 1800	Кериты в песчаниках по юго-восточному обрамлению Марковской впадины	Песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, глин, углей, туфов
Сантон				Валигтенская	Пенжинская	Дуговская	K ₂ vi	K ₂ rn	K ₂ dg	200-470	До 1000		Алевролиты, аргиллиты, прослои и линзы туфов, конгломератов, углей
Коньяк													
Турон					Маметчинская			K ₂ mm		300-1670		Вверху песчаники, ниже — алевролиты, аргиллиты, конгломераты	
Сеноман													

Мезозойская	Меловая	Нижний	Альб		Кривореченская	K _{1kv}	До 1200	Асфальтены в трещинах на Валижгенском поднятии	Песчаники, алевролиты
			Апт	Кедровская	Тихореченская	K _{1kd}	До 1250		Глины, аргиллиты с маломощными прослоями алевролитов и песчаников
			Баррем	Кармаливаямская		K _{1kr}	До 1500		Преимущественно туфы
			Готерив	Тылакрьльская		K _{1tl}	До 1500		Переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, туфов
			Валанжин	Мялекасынская		K _{1ml}	До 1000	Кериты в песчаниках по юго-восточному обрамлению Кондыревской впадины	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфиты, туфы
			Берриас	Кингивеемская		K _{1kp}	650-1100		Спилиты, диабазы, яшмы, туфы, песчаники
	Юрская	Верхний				J ₃	До 1000		Туфы, яшмы, кварциты, базальты, сланцы
		Средний				J ₂	400		Песчаники, туфы, алевролиты, туфобрекчии
		Нижний				J ₁	350-370		Песчаники, алевролиты, аргиллиты
	Триасовая	Верхний				T ₃	360		Туфы, туфосланцы
		Нижний				T _{1,2}	360		Песчаники, алевролиты, аргиллиты
Палеозойская	Пермская					P	До 1500		Песчаники, глинистые сланцы, алевролиты
	Каменноугольная	Нижний				C ₁	до 1400		Конгломераты, песчаники, кремнистые и глинистые сланцы, кремнистые алевролиты, туфы
	Девонская	Средний				D ₂	450-750		Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, диабазы, спилиты, туфы, песчаники
	Ордовикская	Верхний				O ₃	До 1000		Конгломераты, алевролиты, песчаники, сланцы

Итак, Пенжинский бассейн сформировался на аккреционной материковой окраине за счет мелового рифтогенеза перед фронтом обдуцированного океанического аллохтона и последовавшей в кайнозой депрессионной стадии.

7.6. Анадырский нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. На территории Анадырской впадины проводились гравиметрическая, аэромагнитная съемки, КМПВ, МОВ, сеть сейсмических профилей МОГТ достигает 14,5 тыс. км. Пробурено 58 параметрических, поисковых и разведочных скважин глубиной от 1100 до 3500 м. Бурение охватывает в основном центральную и южную части бассейна.

Тектоническое строение. Анадырский бассейн наложен на покровно-надвиговые структуры террейнов, присоединившихся к материковой окраине в раннем мелу (рис. 22).

В складчатом фундаменте Анадырского бассейна выделяются альб-нижнесенонский морской граувакковый комплекс и континентальный угленосный с телами диабазов верхнего кампана — дания. Некоторыми авторами в состав фундамента включается и палеоцен-эоценовая танюерская андезитобазальтовая свита. В осадочном чехле бассейна выделяются три комплекса (табл. 7). Верхнемеловой терригенный комплекс (рарыт-кинская свита) имеет предполагаемую мощность до 3 км. Палеогеновый общей мощностью до 3 км и более включает вулканогенно-осадочные прибрежные и континентальные образования палеоцен-эоценового возраста на севере бассейна и терригенные морские и прибрежные отложения майницкой свиты (олигоцен—миоцен), развитые в южной и центральной частях бассейна. Неоген-четвертичный комплекс более выдержан по мощности. Туфотерригенные отложения нижнего — среднего миоцена (собольковская, гагаринская, автаткульская свиты) отсутствуют на севере бассейна,

1- Средне-Анадырский грабен, 2 - Майоровская мульда, 3 - Ванкаремское поднятие), III - поднятие Русских Гор, IV - Орловская впадина, V - Эналгинское поднятие, VI - Чернореченская впадина, VII - Славутинское поднятие, VIII - Кондыревский грабен, IX - Первореченское поднятие, X - Усть-Пенжинская впадина, XI - Валижгенское поднятие, XII - Пастбишное поднятие; структуры: 1 - Бесформенная, 2 - Дзубьянинская, 3 - Соседская, 4 - Ранекская, 5 - Кавриженская, 6 - Чернинская, 7 - Бурынчинская, 8 - Налгинская, 9 - Кзваниокатская, 10 - Русская, 11 - Модинская, 12 - Майорская, 14 - Павловская, 15 - Блудная, 16 - Крепостная, 17 - Вакаревская, 18 - Мароковская, 19 - Снежная, 20 - Песчаная, 21 - Гриневешская, 22 - Чинейвеемская, 23 - Яровая; террейны: УБ - Усть-Бельский, ВЖ - Ваежский, ПН - Пенжинский

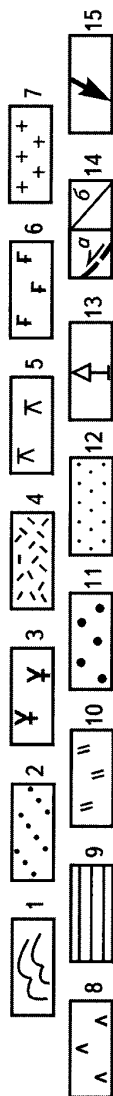
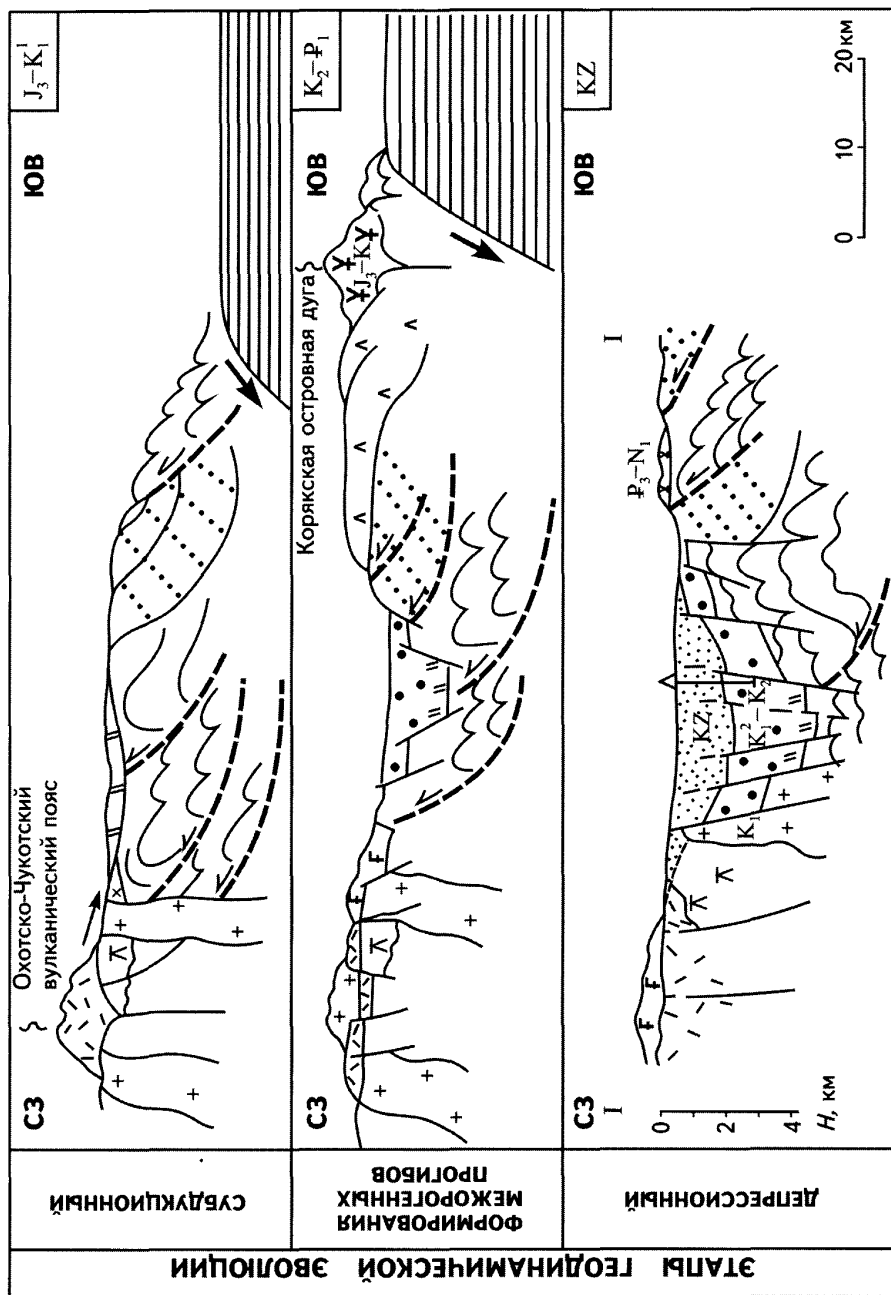


Рис. 21. Основные этапы геодинамической эволюции Пенжинского ПНГБ:

1 – покровно-наливовые верхнеюрско-нижнемеловые отложения Ваяжского и Пенжинского террейнов; 2 – флишево-олистоостровные отложения Пенжинско-Анадырской зоны; вулканы; 3 – Корякско-Западно-Камчатской дуги; 4 – Охотско-Чукотского окраинного пояса; 5 – Кони-Мурталской дуги; 6 – рифтогенные базальтовые вулканы верхнемел-эоценового возраста; 7 – гранодиоритовые раннемеловые интрузии; 8 – Ватынский тектонический пояс; 9 – океаническая субдирирующая кора; 10 – терригенно-вулканогенные отложения раннего мела (кингивеевская, мелекасынская, тылакырская, кармаливаамская, тихореченская свиты); 11 – поздне-меловые рифтовые грубообломочные отложения с включением углей и туфов (важигенская серия, быстринская, крестовская, пиллаваамская, ильвейевская свиты); 12 – депрессионные кайнозойские отложения (тигильская серия, марковская свита); 13 – параметрическая сважина, 14 – разломы; а – установленные, б – предполагаемые; 15 – погружение плит; положение профиля см. на рис. 20

а значительную (до 3,5 км) мощность имеют только в Майницком и Центральном прогибах. Средне-верхне-миоценовые угленосные елисеевская и озернинская свиты достигают максимальной мощности (900-1200 м) в Майницком прогибе и на Озернинском поднятии. Эчинская и гыргочанская свиты верхнего миоцена и плиоцена распространены повсеместно, их мощность изменяется от 200 до 1000 м.

Для наземного сектора Анадырского бассейна отмечается отчетливая асимметрия строения (рис. 23-25). По ряду признаков обособляются три структурно-фациальные зоны — южная, центральная и северная. К южной зоне (Майницкий, Центральный, Оленийский прогибы, Поворотно-Телекайское, Чирыйнаиское, Озернинское поднятия) приурочены узкие рифтогенные структуры сквозного унаследованного развития (см. рис. 23). Осадочные толщи отличаются высокой скоростью и непрерывностью накопления и большой мощностью (до 7-9 км). В пределах центральной структурно-фациальной зоны вулканогенно-осадочный чехол сформировался под воздействием разнонаправленных движений складчатого основания, содержит большое число перерывов и несогласий, нарушен сбросами и взбросонадвигами. Северная структурно-фациальная зона (Маловеликореченский прогиб, Онеменское поднятие, Канчаланская мульда) имеет редуцированный слабодислоцированный чехол мощностью 1-2 км преимущественно позднемиоцен-плиоценового возраста. Существенна роль вулканических образований.

Геодинамическая эволюция. История развития Анадырского бассейна началась на рубеже мезозоя и кайнозоя, когда перед фронтом обдуцированных на континент океанических пластин возникла Пенжинско-Анадырская система грабенов. Анадырская впадина в это время имела сложное клавишно-блоковое строение (рис. 26).

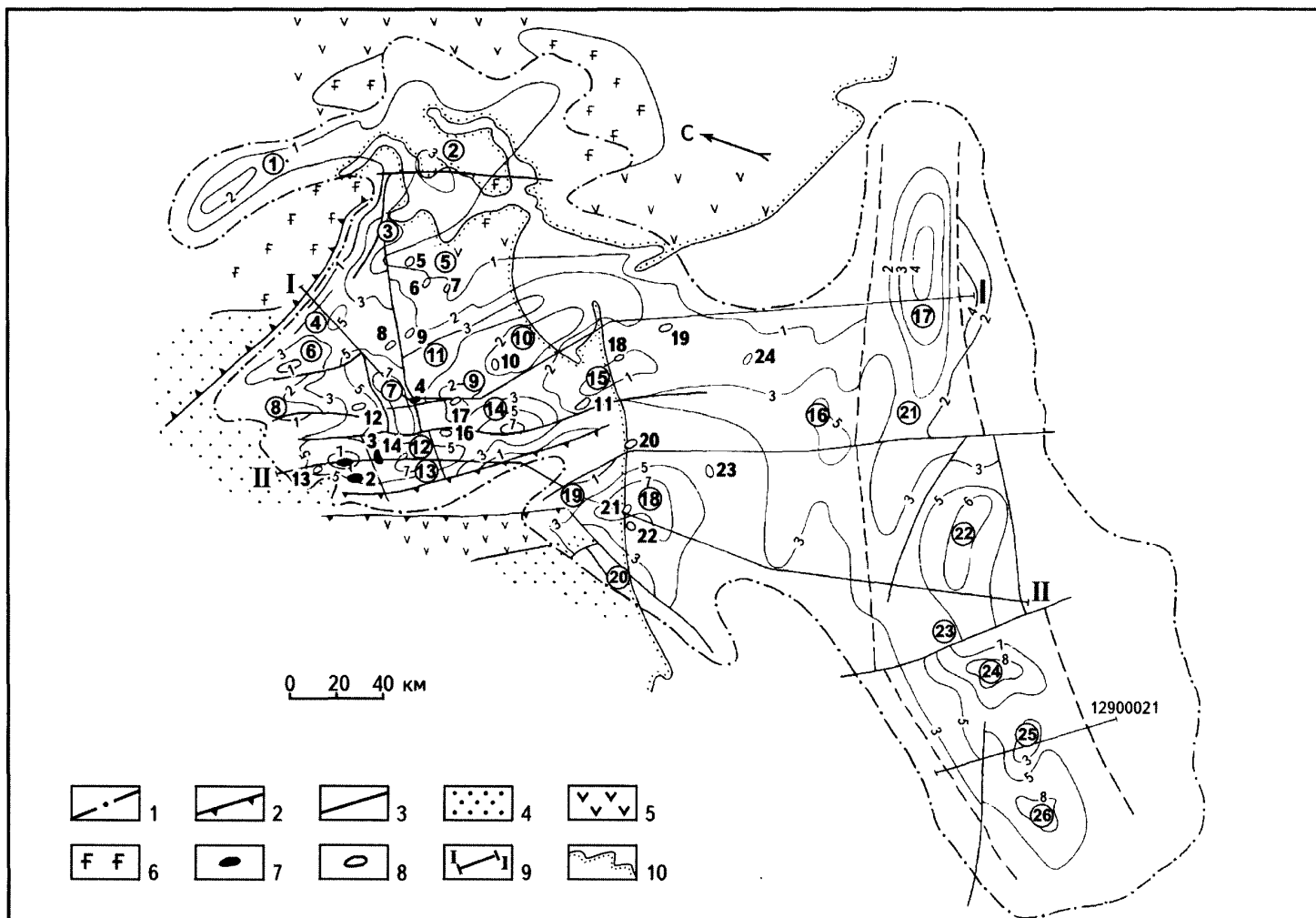


Рис. 22. Тектоническая схема Анадырского НГБ:

1 – граница бассейна; 2 – надвиги; 3 – разломы; 4 – флишево-олистостромовые отложения; 5 – вулканы островных дуг и окраинно-континентального пояса; 6 – базальтовые рифтогенные вулканы; 7 – месторождения; 8 – локальные поднятия, выделенные на суше по данным сейсморазведочных работ, на шельфе – гравиметрических работ; 9 – линии профилей; 10 – береговая линия; месторождения: 1 – Верхне-Эчинское, 2 – Ольховое, 3 – Верхне-Телекайское, 4 – Западно-Озерное; локальные поднятия: 5 – Верховое, 6 – Западно-Увальное, 7 – Восточно-Увальное, 8 – Соболевское, 9 – Северо-Соболевское, 10 – Вязкое, 11 – Королевское, 12 – Эчинское, 13 – Предгорное, 14 – Незаметное, 15 – Поворотное, 16 – Изменное, 17 – Ягельное, 18 – Приморское, 19 – Чеуш, 20 – Большое, 21 – Прибрежное, 22 – Крайнее, 23 – Маус, 24 – Невельское; структурные элементы (цифры в кружках): 1 – Красно-озерская впадина, 2 – Канчаланская мульда, 3 – Маловеликореченский прогиб, 4 – Предарытгинский прогиб, 5 – Онеменское поднятие, 6 – Усть-Чирыйское поднятие, 7 – Проточный прогиб, 8 – Чирыйское поднятие, 9 – Озеринское поднятие, 10 – Трехреченское поднятие, 11 – Центральный прогиб, 12 – Поворотно-Телекайское поднятие, 13 – Майницкий прогиб, 14 – Оленинский прогиб, 15 – Тымнинское поднятие, 16 – Восточный прогиб, 17 – прогиб Креста, 18 – Лагунный прогиб, 19 – Чимчинское поднятие, 20 – Пильгенская впадина, 21 – Васильевское поднятие, 22 – Меридиональный прогиб, 23 – Беринговское поднятие, 24 – Корякский прогиб, 25 – Центральное поднятие, 26 – Лаврентьевский прогиб

К концу эоценового времени осадконакопление распространилось за пределы рифтов и приобрело депрессионный характер. В южной и центральной структурно-фашиальных зонах Анадырской впадины накапливаются значительные (до 2900 м) толщи переслаивания терригенных морских и прибрежно-морских пород.

В неогеновое время осадконакопление в наиболее протянутых частях впадины продолжается непрерывно (Майницкий, Центральный, Оленинский прогибы), в то время как отсутствие или значительное сокращение мощности соответствующих свит на прочих территориях свидетельствует об их частичной инверсии.

Таким образом, Анадырский бассейн обязан своим образованием: 1 – поздне-мел-эоценовому рифтогенезу в пределах аккреционной континентальной окраины; 2 – олигоцен-неогеновому депрессионно-инверсионному режиму.

7.7. Хатырский нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. Бассейн относительно хорошо изучен: проведены гравиметрическая, аэромагнитная, геологическая съемки, отрабатано 803 км профилей МОВ и МОГТ (плотность 0,56 км/км² в прибрежной части); пробурены 22 структурные скважины, пять параметрических (от 2175 до 3313 м) и пять поисковых (700-2686 м).

**Сводный стратиграфический разрез Анадырского НГБ по материалам Д.И.Агапитова (1981),
Ю.С.Воронкова (1987), Л.М.Гома (1998)**

Эра	Система	Отдел	Подотдел	Свита, толща	Индекс	Мощность, м	Нефтегазопроявления	Промышленно-нефтегазоносный		Литология		
								Комплекс	Подкомплекс			
Кайнозойская	Четвертичная				Q ₂₋₄	50-200				Галечники, пески, песчаники, суглинки		
				Гыргочанская (калининская)	N ₂ ² - Q ₁ gr(kl)	140-430				Песчаники, алевролиты, угли, аргиллиты		
	Неогеновая	Плиоцен		Телекайская	Эчинская	N ₁ ³ - N ₂ ech	80-780	Притоки газа на структурах Поворотно-Телекайского и Озернинского поднятий		Эчинский (залежи газа на Западно-Озерном месторождении)	Переслаивание песчанников, песчано-глинистых алевролитов, лигнитоподобных углей	
					Озернинская	N ₁ ²⁻³ oz	334-900			Озернинский (залежи газа на Западно-Озерном месторождении)	Переслаивание песчанников, глинистых алевролитов, аргиллитов, бурых углей, конгломератов	
		Верхний	Елисеевская		N ₁ ² el	40-330	Елисеевский			Песчанистые алевролиты, глинистые песчаники, мелкие обломки углей		
			Средний		Автаткульская	N ₁ ¹⁻² avt	0-690			Притоки на Озернинском, Чирынайском поднятиях	Автаткульский (залежь нефти на Верхне-Эчинском месторождении)	Переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников
		Нижний		Собольковская	Гагаринская	N ₁ ¹ gg	0-1660	Притоки газа на Верхне-Телекайской структуре (900-1140 м), в Майницком прогибе		Гагаринский (залежь нефти на Ольховом месторождении)	Переслаивание песчанников, аргиллитов, конгломератов, углей	
			Собольковская		N ₁ ¹ sb	0-1478	Собольковский (залежи нефти и газа на Верхне-Телекайском месторождении)			Туфогенные песчаники, песчаники, редкие пропластки алевролитов		

К а и н о з о й с к а я																
П а л е о г е н о в а я																
Мезозойская	Меловая	Верхний	Олигоцен		Май-ницкая	Верх-няя под-свита	P_3mn_3	1435-2200	300-780	Притоки нефти, газа и конденсата на Поворотно-Телекайском поднятии в Центральном прогибе (1600-2400 м)	Верхнеэоцен-олигоценный	Песчаники, редкие включения алевролитов и конгломератов				
			Верхний	Эоцен		Сред-няя под-свита	P_3mn_2	До 480	Притоки нефти и кон-денсата на Изменной площади (2034-2810 м)	Переслаивание песча-ников, алевролитов, аргиллитов						
												Ниж-няя под-свита	$P_2^3 - P_3nm_1$	До 1200	Единичные притоки в скв. Изменные 10, 11, Поворотная 25	Глинистые алевроли-ты, пропластки аргил-литов, песчаников, из-вестняков
		Средний	Усть-Чирынай-ская (измай-ловская)	$P_2^{uch(iz)}$	100-802			Переслаивание алевро-литов, аргиллитов, ред-ко туфогенных песчани-ков								
		Нижний	Ягельная	Танюерская	$P_1 - P_2^1$ jag, tn	389-2200	Ягельная свита — нефтегазоносные про-явления в скв. За-падно-Озерная 15, Усть-Чирынайская К-7	Палеоцен-среднеэоце-новый	Танюерская свита — базальты, андезиты, туфы. Ягельная сви-та — переслаивание углистых аргиллитов, туфогенных песчани-ков и алевролитов, пласты андезитов, базальтов							
	Верхний	Рарытчинская	$K_2^2 - P_{гг}$	140-800	Приток нефти в скв. Р-15, структура Западно-Озерная (2253-2270 м)	Мело-вой — мало-перс-пек-тивный										
Ниж-ний	Амочинская	$K_1^2 - K_2^1$ am	0-1500													

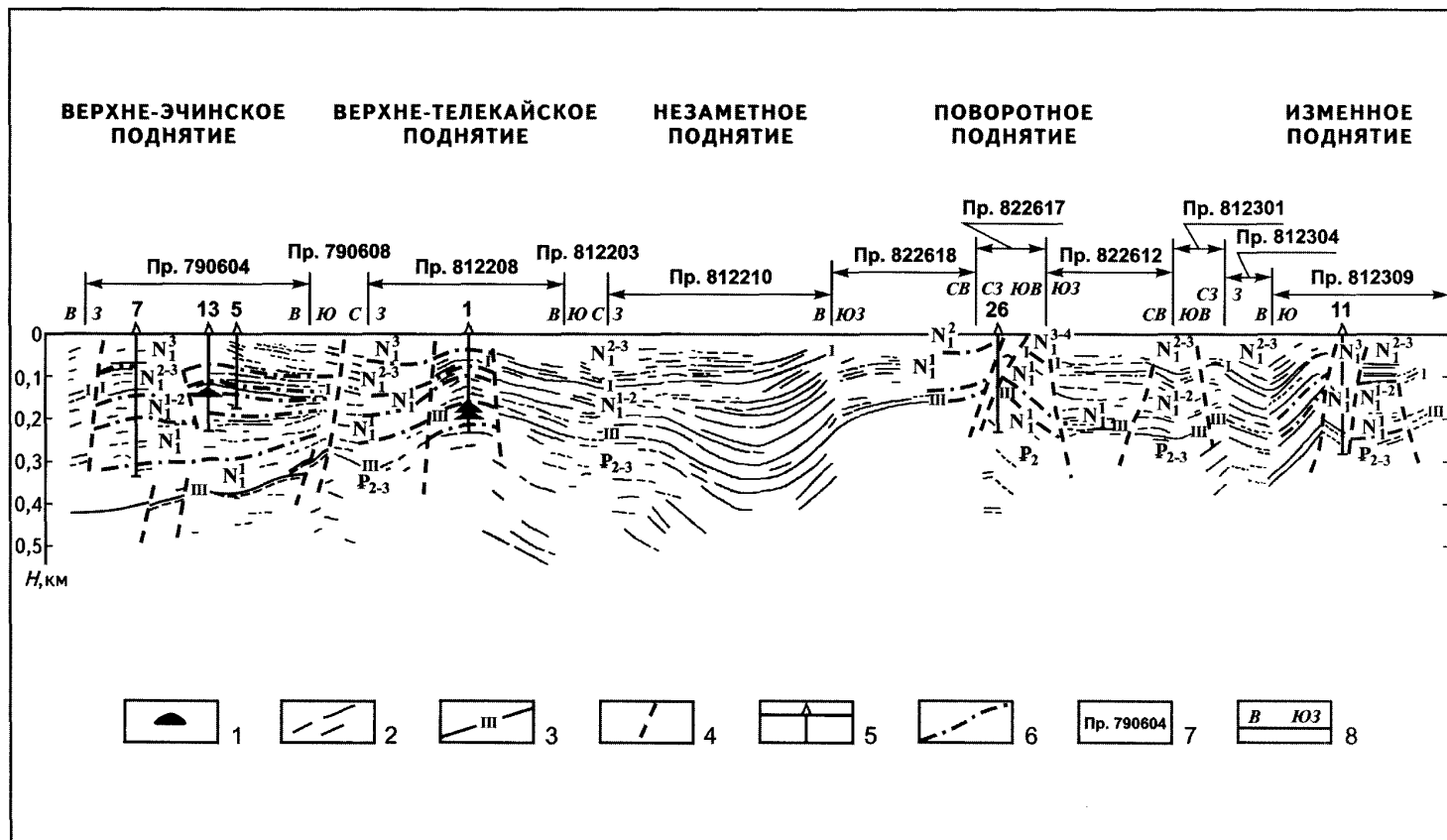


Рис. 23. Сейсмогеологический разрез Поворотно-Телекайской зоны поднятий Анадырского НГБ:

1 – залежи нефти; 2 – отражающие площадки; 3 – условно-опорные отражающие горизонты и их номера; 4 – разрывные нарушения; 5 – пробуренные скважины, их номера и глубина; 6 – границы стратиграфических подразделений; 7 – номер сеймопрофиля МОГТ; 8 – ориентировка профиля

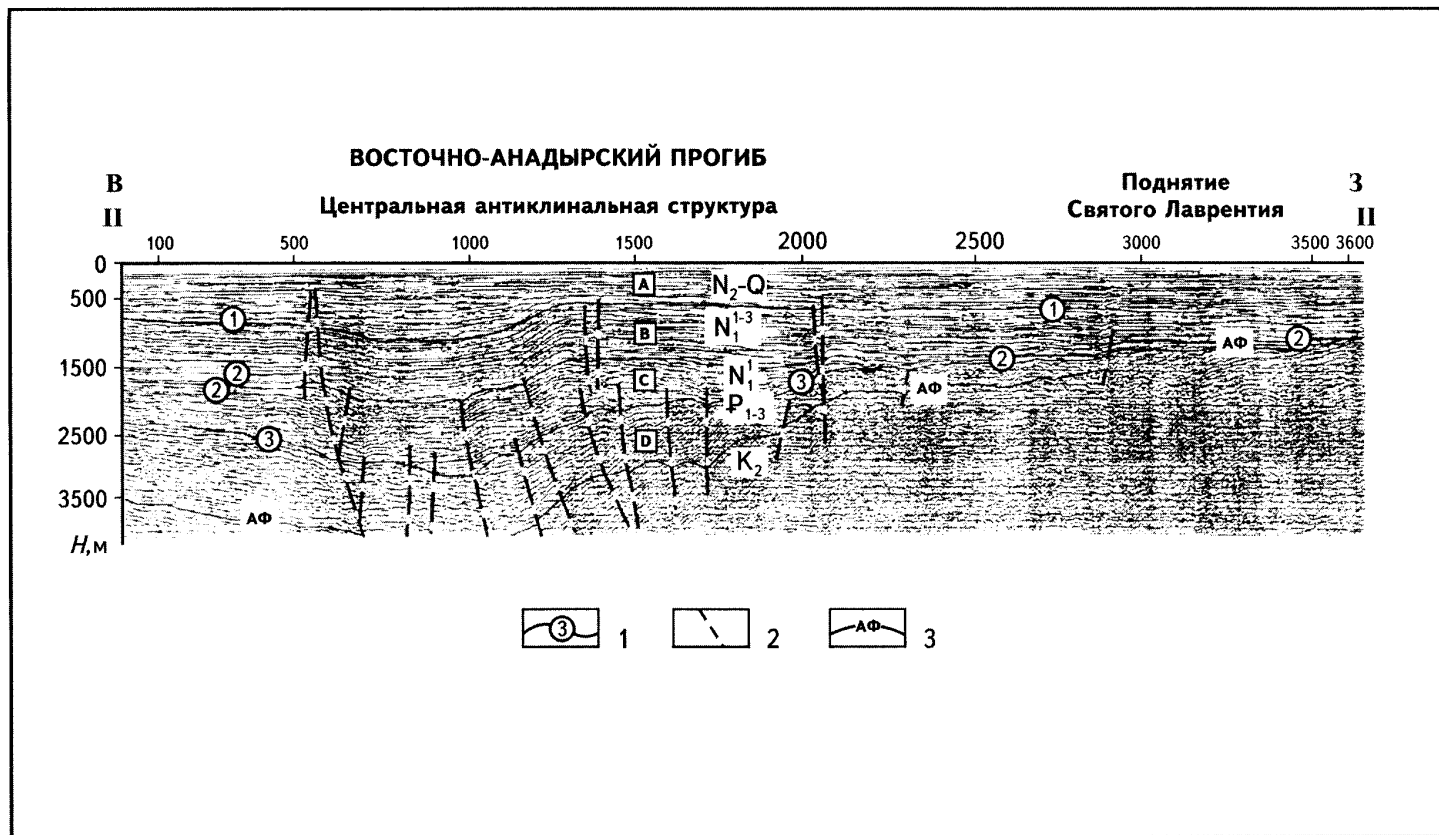


Рис. 24. Сейсмогеологический разрез по профилю 12900021 (акваториальная часть Анадырского НГБ):

1 – стратиграфические границы и их номера (цифры в кружках); 2 – разломы; 3 – поверхность акустического фундамента; сеймостратиграфические комплексы (буквы в квадратах): А – плиоцен-четвертичный, В – ниже-верхнемиоценовый, С – нижнемиоценовый, D – палеогеновый; линию профиля см. на рис. 22

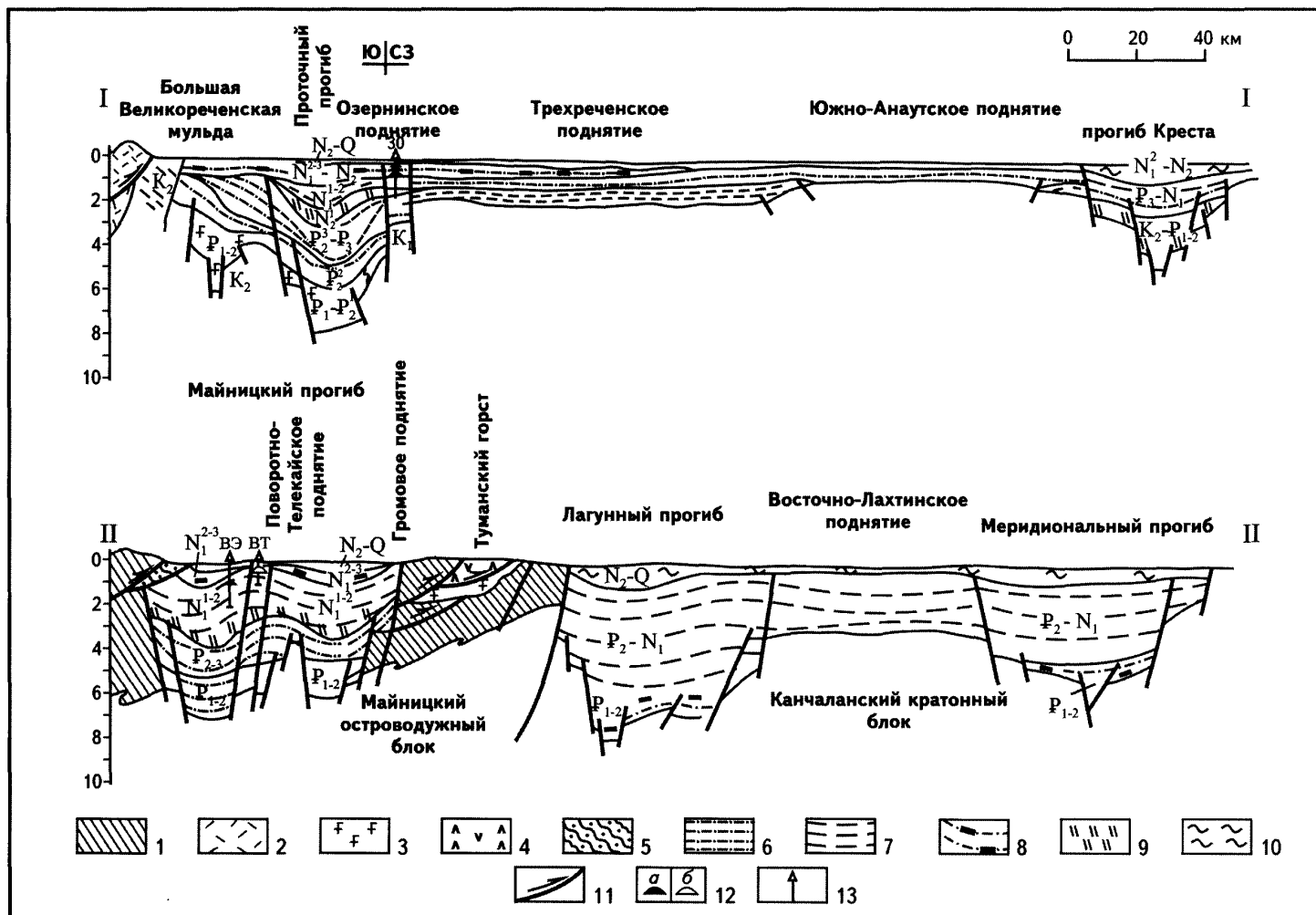


Рис. 25. Схематические геологические разрезы Анадырского НГБ по линиям профилей I – I, II – II:

I – майнцкая система покровов; вулканы; 2 – Охотско-Чукотского окраинного пояса, 3 – эоценовых рифтов, 4 – Корякской островной дуги; 5 – флишево-олигостроминовые отложения; 6 – прибрежно-морские терригенные отложения; 7 – морские терригенные отложения; 8 – угленосные прибрежные и континентальные терригенные отложения; 9 – туфотерригенные прибрежные и континентальные отложения; 10 – глубоководные глинисто-диатомитовые отложения; 11 – налвити; 12 – залежи; а – нефти, б – газа; 13 – скважины; месторождения: ВЭ – Верхне-Эчинское, ВТ – Верхне-Телекайское, ЗО – Западн-Озерное; линии разрезов см. на рис. 22

Тектоническое строение. С запада и северо-запада бассейн обрамлен надвиговыми образованиями Корякского нагорья, с востока — Наваринским поднятием (рис. 27). Складчатым основанием служат покровно-надвиговые палеозойские и мезозойские кремнисто-вулканогенные и туфотерригенные толщи Эконайского террейна [51]. Максимальная глубина погружения фундамента по данным сейсморазведки 7 км (рис. 28).

В разрезе кайнозойского чехла выделено три комплекса [43], разделенных несогласиями (табл. 8). Эоцен-олигоценый комплекс состоит из морских, преимущественно глинистых отложений ионайской свиты (мощность от 100 до 3400 м); прибрежно-морских, часто флишеидных толщ кунэйской и имликинской свит (мощность увеличивается на юго-запад до 6-8 км). Миоценовый комплекс распространен на суше в центральных прибрежных и северо-восточных районах, сложен грубообломочными отложениями маллэнской и более тонкообломочными диатомосодержащими породами ундал-уменской свиты. Мощность комплекса варьирует от 1,5 до 4,5 км. Плиоцен-четвертичный комплекс маломощный (400-500 м), разнофациальный, грубообломочный.

В тектоническом отношении Хатырский бассейн является сложнопостроенной асимметричной депрессией. Его внутренняя структура на суше определяется чередованием асимметричных односторонних грабенов, выполненных неогеновыми осадками, и разделяющих их узких поднятий, в пределах которых на поверхность выведены отложения палеогена (рис. 29). Часть этих прогибов прослеживается на шельфе. Структуры ограничены разломами дугообразной формы. В целом в акватории тектонический стиль бассейна становится менее контрастным [20].

Геодинамическая эволюция. История формирования осадочного чехла Хатырского бассейна начинается с кайнозоя после формирования аккреционной покровно-надвиговой структуры Корякского региона. Основанием

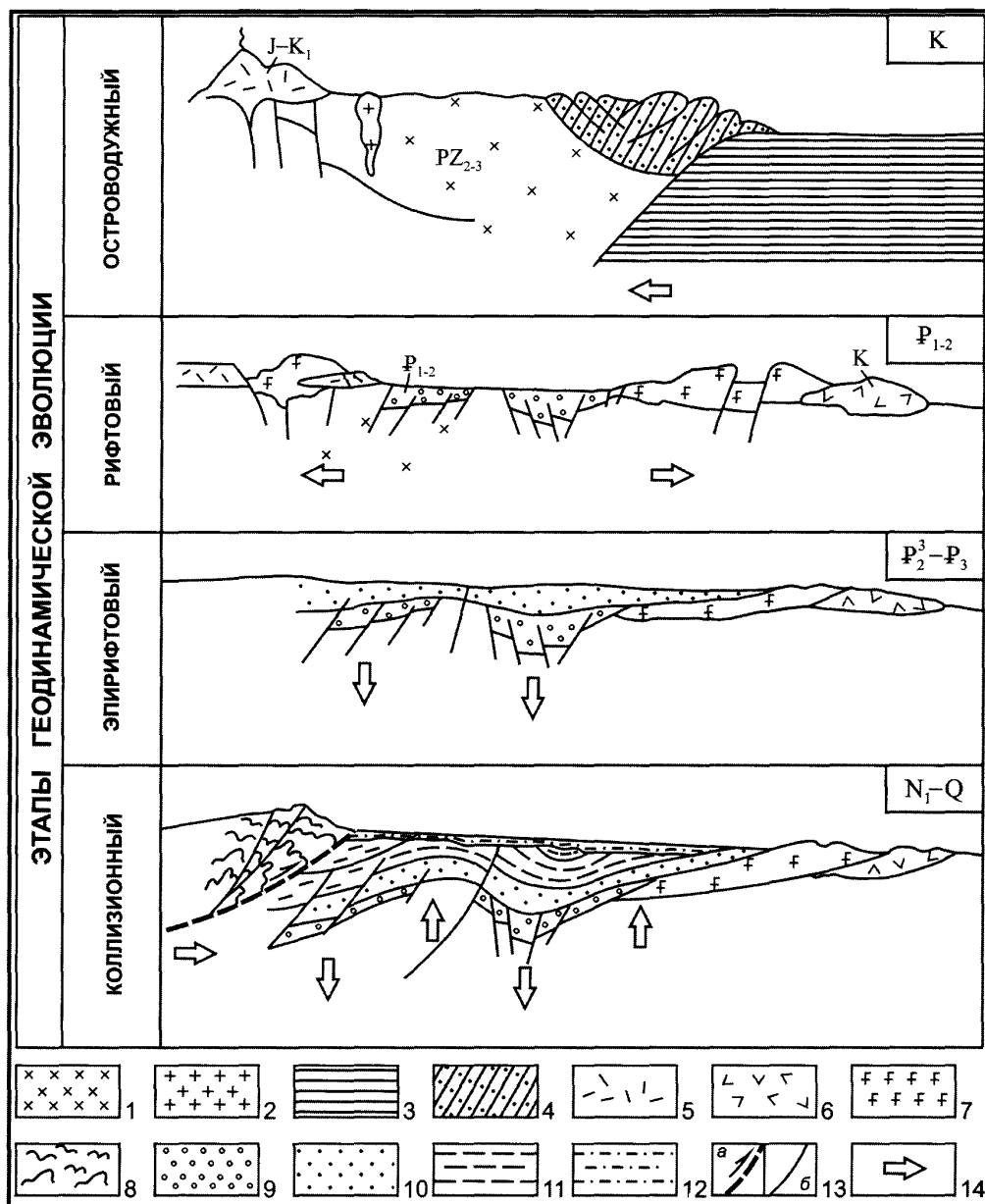


Рис. 26. Основные этапы геодинамической эволюции Анадырского НГБ :

1 – средне-верхнепалеозойские вулканогенные породы Канчаланского кратонного террейна; 2 – анатектические гранитоиды; 3 – океаническая кора; 4 – олистоостровово-флишевые преддуговые отложения; вулканиты; 5 – Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса; 6 – Коряжской островной дуги; 7 – эоценовых рифтов; 8 – аллохтонные отложения Майнического террейна; 9 – вулканогенно-терригенные континентальные рифтовые отложения (ягельная, усть-чирынская свиты); 10 – депрессионные морские и прибрежные отложения (майницкая свита); 11 – депрессионно-инверсионные прибрежно-морские (собольковская, гагаринская, автаткульская свиты, телекайская толща); 12 – отложения, накопившиеся в результате проявления изостазии (гырочанская свита); 13 – надвиги: а – крупные, б – прочие; 14 – направление движения плит и блоков

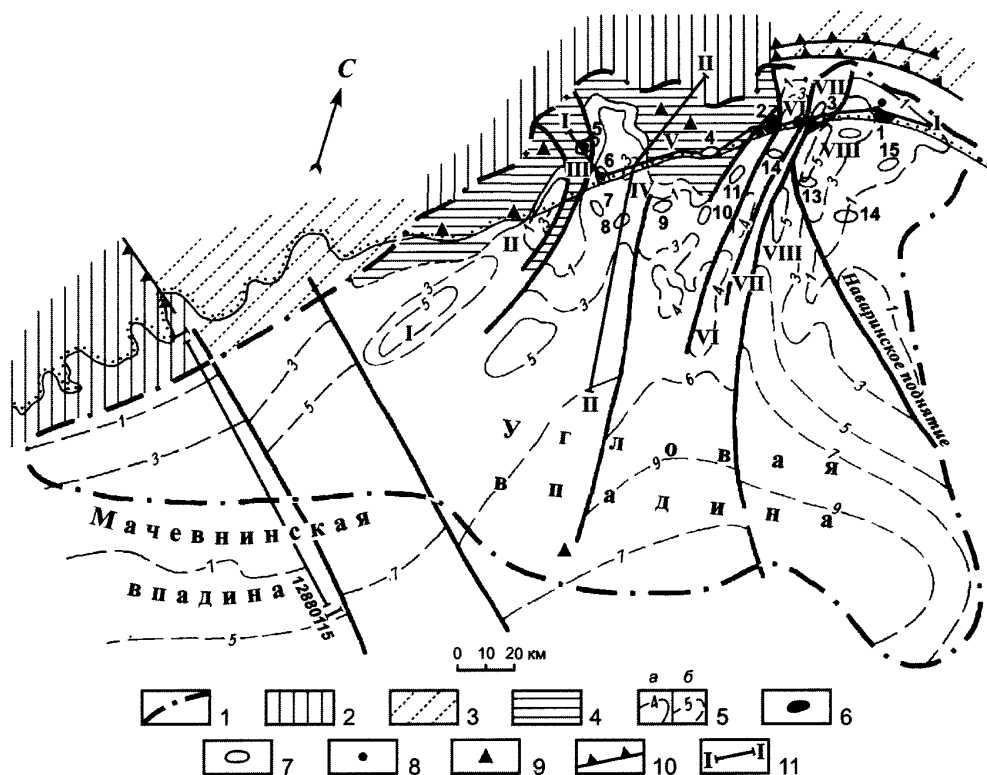


Рис. 27. Тектоническая схема Хатырского НГБ:

1 — граница бассейна; 2 — покровно-надвиговые палеозойско-мезозойские комплексы; 3 — флишево-олистостромовые отложения; 4 — участки развития на поверхности палеогеновых отложений; 5 — изогипсы подошвы неогеновых отложений: а — на суше, б — в кровле акустического фундамента акватории, км; 6 — месторождения; 7 — локальные поднятия, выявленные на суше сейсморазведкой, на шельфе — морфометрическими построениями; 8 — параметрические скважины; 9 — нефтегазопроявления; 10 — надвиги; 11 — линии сейсмогеологических профилей; структурные элементы: I — прогиб Дежнева, II — Маллэнский прогиб, III — Усть-Хатырское поднятие, IV — Имликский (Нижнехатырский) прогиб, V — Накепейлякское (Кунэйское) поднятие, VI — Ленинградский (Пыльгинский) прогиб, VII — Майнопыльгинское поднятие, VIII — прогиб Рукакова (Этеретский); месторождения: 1 — Янракоимское газовое, 2 — Угловое нефтяное; локальные поднятия: 3 — Майнопыльгинское, 4 — Океанское, 5 — Эльгинское, 6 — Анольское, 7 — Куемское, 8 — Поперечное, 9 — Головинское, 10 — Пионерское, 11 — Рельефное, 12 — Холмистое, 13 — Китовое, 14 — Золотухинское, 15 — Дальнее

бассейна служат кремнисто-вулканогенно-терригенные и офиолитовые комплексы эконайской (хатырской) системы покровов и флишеидно-олистостромовые отложения Алькатваамской зоны [51].

В начале эоцена Алеутская островная дуга отгородила от Тихого океана Алеутскую глубоководную котловину [20]. Вплоть до позднего олигоцена в Хатырском бассейне сохранялось морское и прибрежно-морское осадконакопление.

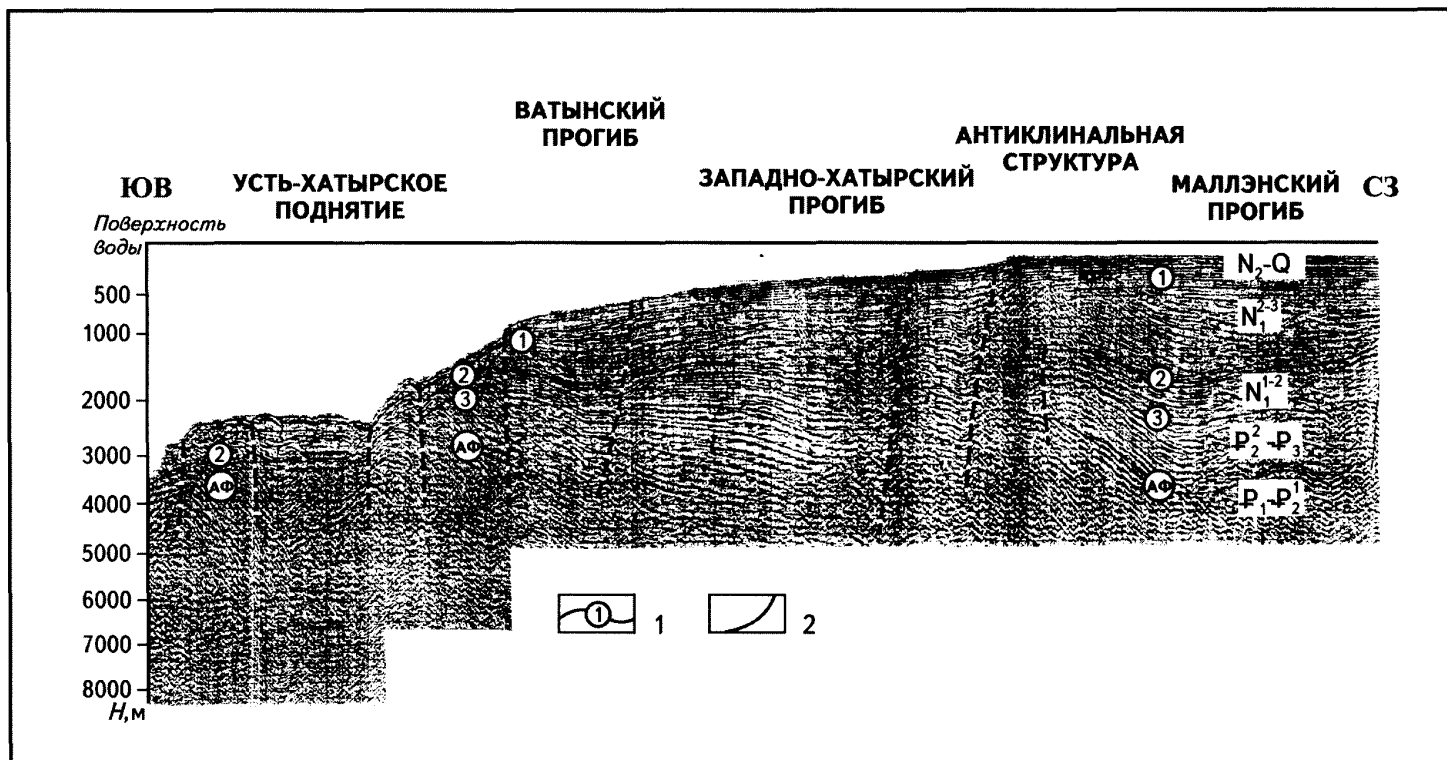


Рис. 28. Сейсмогеологический разрез по профилю 12880115 (акваториальная часть Хатырского НГБ):
 1 – стратиграфические границы; 2 – разломы; АФ – кровля акустического фундамента; положение профиля см. на рис. 27

Таблица 8

**Сводный стратиграфический разрез Хатырского НГБ по материалам Д.И.Агапитова (1981; 1998),
В.Ф.Иванова (1981)**

Эра	Система	Отдел	Под- отдел	Ярус	Свита		Индекс	Мощ- ность, м	Нефтегазоп- роявления	Нефтегазосос- ные комплексы	Литология
					Агапитов Д.И., 1981	Иванов В.Ф., 1981					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Кайнозойская	Четвер- тичная						Q	До 70			Галечники, пески, глины
	Неогеновая	Плиоцен	Верх- ний		Заводская		N ² ₂ zav	375- 500			Галечники, гравелиты, пески, диатомовые глины
			Ниж- ний			Майнополь- гинская	N ³ ₁ - -N ¹ ₂ mn	214- 1475			Глины, глинистые але- вролиты, диатомиты, диа- томитовые песчаники, песчаники
		Миоцен	Верхний		Яракоимская	Ундал- уменская	N ²⁻³ ₁ up	800- 1200		Нижне-среднеми- оценовый нефте- носный (нефтяная залежь в маллэн- ской свите на Уг- ловой площади)	Конгломераты, гравели- ты, песчаники, диатоми- товые аргиллиты, диато- миты
					Трехреченская						
			Средний		Майнопольгин- ская						
					Ваамочкинская						
			Нижний		Маллэнская	Имли- кинская	Маллэнская	N ¹ ₁ ml	750- 3000		
		Палеогеновая	Олигоцен	Верхний			Анольская	P ³ ₃ im	800- 1000	Приток газа до 30 м ³ /сут (Анольская площадь — скв. 30, 1989), до 450 м ³ /сут (скв. Эль- гинская-31)	Эоцен-олигоцен- ный газосос- ный (газовая залежь в ионай- ской свите на Яракоимской площади)
				Нижний- средний		Нейвыг- вырская	Кунейская	P ¹⁻² ₃ кп	1500- 1800		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Кайнозой- ская		Эоцен			Ионайская		P ₂ in	1000- 3400		Газовая залежь в ионайской свите на Янракоимской площади	Аргиллиты с прослоями глинистых алевролитов, редкие прослои песчани- ков, конгломератов, мер- гелей и опок
Мезозойская	Меловая	Верхний		Маастрихт			K ₂ m ₂ -d	500- 600			Лавы андезитобазальтов, туфы, туфопесчаники, алевролиты, песчаники
							K ₂ m ₂	200- 500			Гравелиты, песчаники, алевролиты, обугленный детрит, туфы
							K ₂ m ₁	300			Алевролиты, аргиллиты, линзы туфов, известко- вистые конкреции
				Сан- тон — кампан			K ₂ st-cr	300- 700			Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты
				Коньяк			K ₂ ¹ cn	150- 200			Конгломераты, линзы извесковистых песчани- ков
				Сено- ман — турон			K ₂ cm-t	1200- 1500			Гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы
		Ниж- ний		Готерив			J _{3v} -K _{1h}	1700- 2000		На северо-запад- ном обрамлении, в зоне надвига окисленная нефть, маальты по трещинам	Алевролиты, аргиллиты, редкие прослои песчани- ков
	Юрская	Верх- ний		Волж- ский							

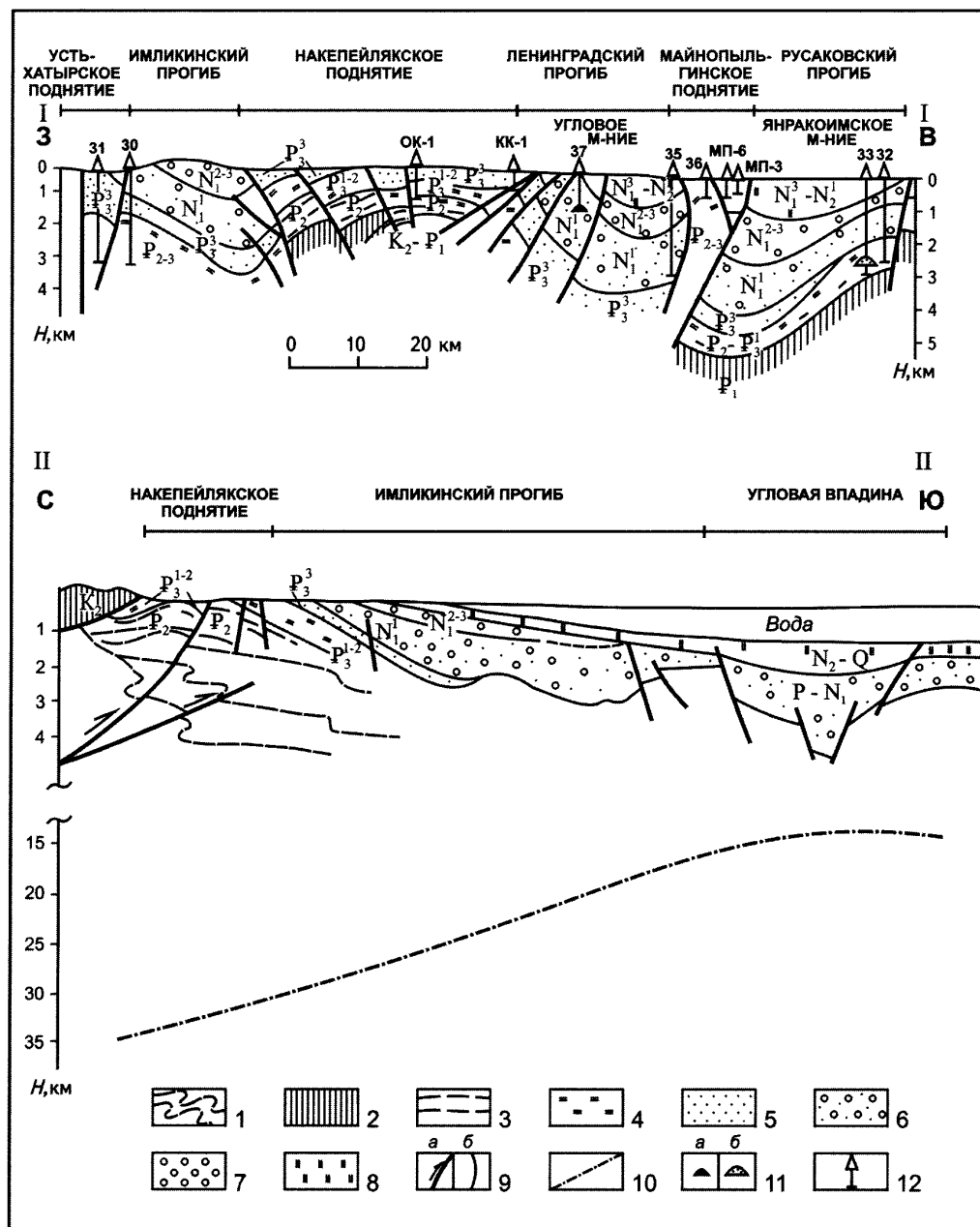


Рис. 29. Схематические геологические разрезы Хатырского НГБ по линиям профилей I – I, II – II:

1 – эконайская (хатырская) система покровов; отложения: 2 – мел-палеоценовые терригенные, 3 – преимущественно аргиллитовые ионайской свиты, 4 – преимущественно флишиоидные кунэйской свиты, 5 – песчаниково-флишиоидные имынейской свиты, 6 – песчаниково-алевролитово-конгломератовое фэзовые маллэнской свиты; 7 – конгломератовые с примесью диатомитов ундал'-уменской свиты, 8 – терригенно-диатомитовые майнопыльгинской свиты; 9 – разломы: а – надвиги, б – другие; 10 – граница Мохоровича; 11 – залежи: а – нефти, б – газа; 12 – скважины; положение разрезов см. на рис. 27

С позднего олигоцена при подъеме сооружений Корякского нагорья начинает формироваться его ступенчатое опускание в сторону Алеутской котловины с узким шельфом, осложненным поперечными поднятиями и конусами выноса. В раннемиоценовое время по крупным разломам северо-западного и северо-восточного простираний происходит блоковая дифференциация территории, образуются Накепейлякское, Майнопыльгинское и Усть-Хатырское поднятия и грабенообразные прогибы. В условиях континентального склона формируются конуса выноса (фэны), в результате чего образуются линзообразные песчано-галечные и песчано-алевритовые толщи относительно глубоководного генезиса и резкой фациальной изменчивости (маллэнская свита).

В средне-позднемиоценовое время палеозойские и верхнеюрско-нижнемеловые породы по крупным взбросам и сбросам были надвинуты на кайнозойские отложения Хатырского прогиба, при этом шло накопление гравийно-галечно-песчаных осадков ундал-уменской свиты. Позднемиоцен-плиоценовое терригенно-кремнистое осадконакопление сосредоточено в глубоких частях Ленинградского и Русаковского прогибов.

Итак, Хатырский бассейн, расположенный на аккреционном покровно-надвиговом палеозой-мезозойском основании, сложен эоцен-олигоценовыми отложениями отгороженного Алеутской дугой моря, а также миоценовыми отложениями грабенообразных прогибов и конусов выноса континентального склона (рис. 30).

7.8. Западно-Камчатский газонефтеносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. В наземной части бассейна проведены геолого-съемочные, гравимагнитные, электромагнитные работы, изученность сейсморазведкой составляет 260-669 м/км² МОВ и 100-1043 м/км² МОГТ, объемы сейсморазведки МОГТ достигают 7000 км. Пробурено 87 глубоких (229 тыс. м), 30 параметрических скважин (85 тыс. м). Изученность бурением Воямпольского прогиба — 2,77 м/км², Ичинского — 5,48 м/км², Охотско-Колпаковского — 17,82 м/км². Морская часть покрыта сетью комплексных региональных профилей, проведены поисковые работы по регулярной сети сейсмических профилей, их плотность составляет 0,5-0,6 км/км².

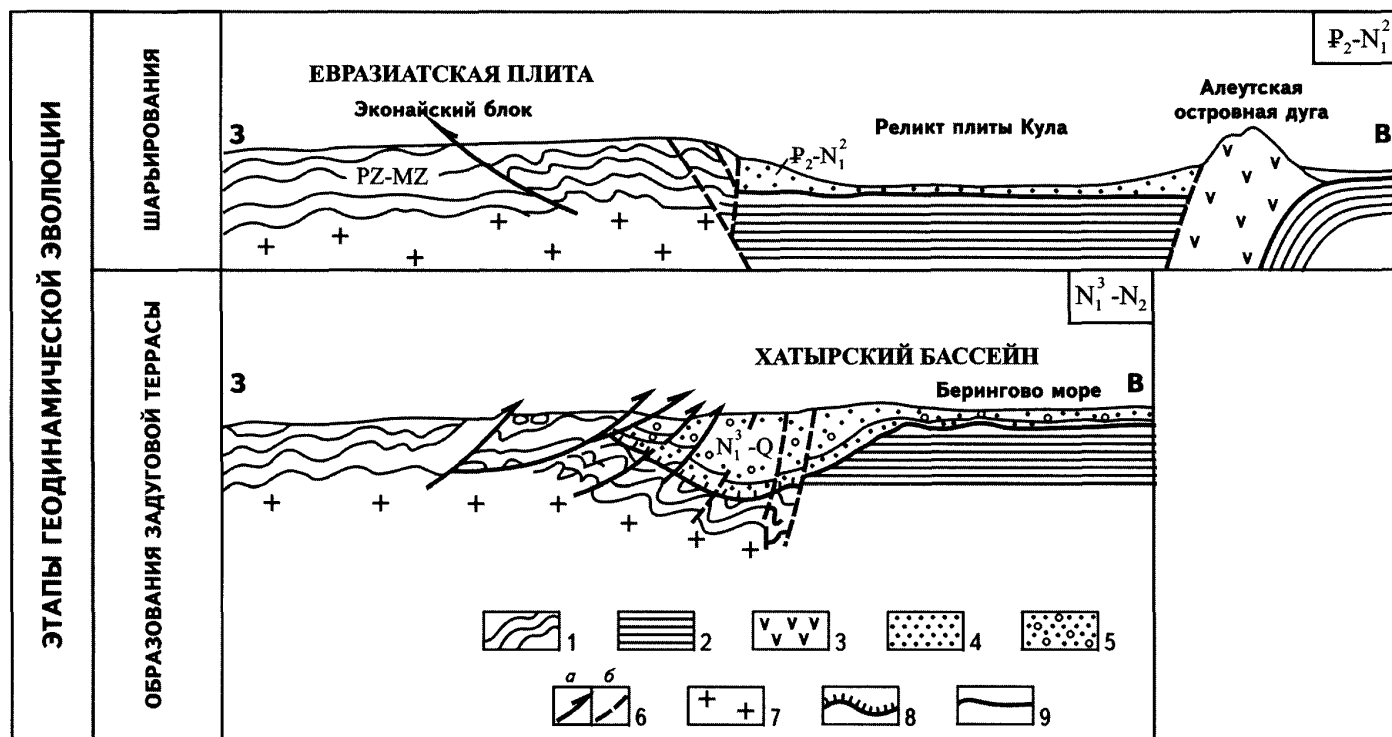
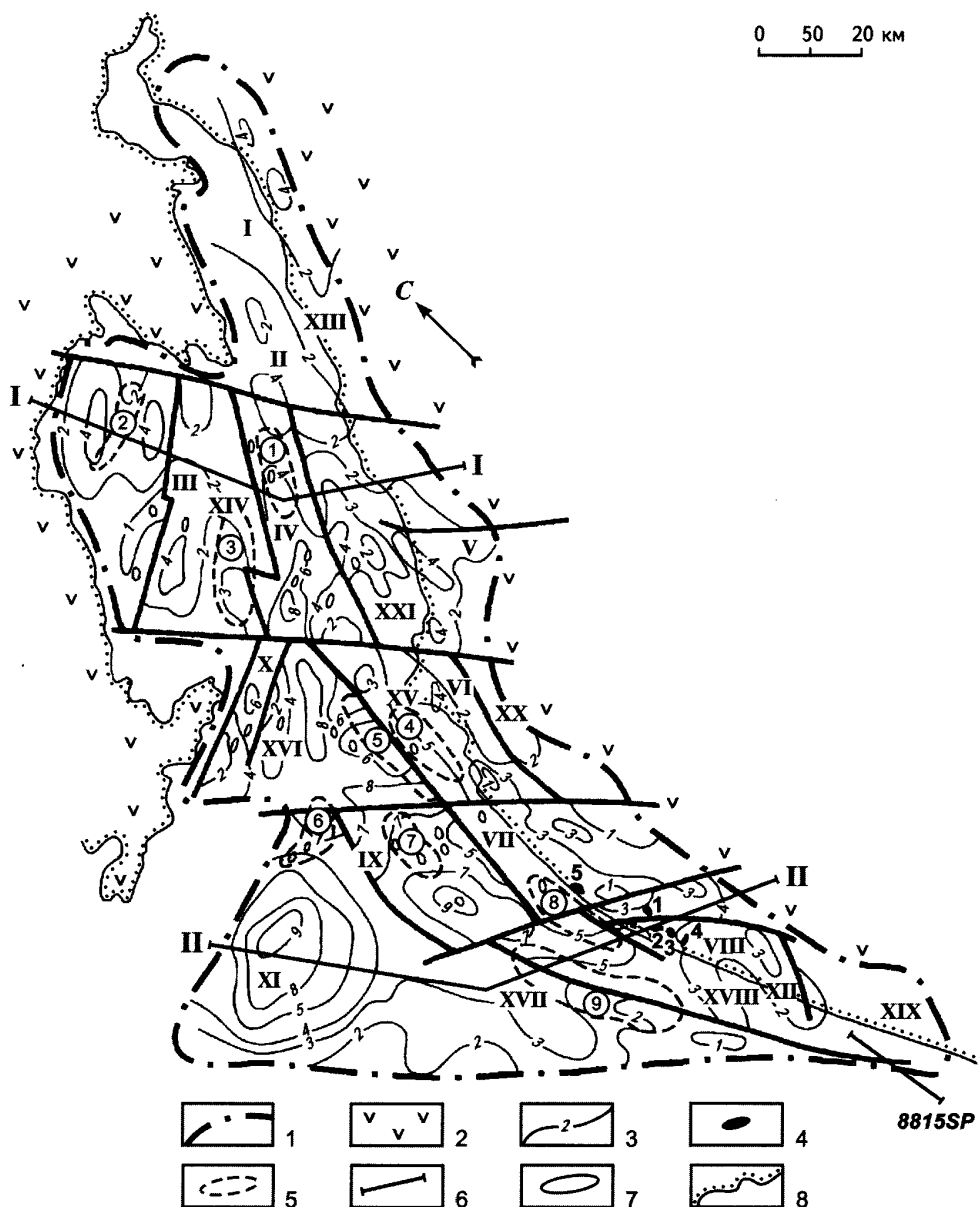


Рис.30. Основные этапы геодинамической эволюции Хатырского НГБ:

1 – эконайская (хатырская) система покровов; 2 – океаническая кора; 3 – вулканыты Алеутской островной дуги; 4 – морские и прибрежно-морские отложения ионайской, кунэйской и имейнейской свит (эоцен – олигоцен); 5 – относительно глубоководные фэновые отложения маллэнской и майнопыльгинской свит (миоцен); 6 – разломы: а – надвигового характера, б – прочие; 7 – континентальная кора; 8 – поверхность складчатого основания; 9 – стратиграфические границы

Тектоническое строение. Прогибы Западной Камчатки ограничиваются с востока вулканитами Корякско-Западно-Камчатского пояса и Курило-Камчатской островной дуги, отделяются друг от друга выступами верхнемелового фундамента или сочленяются по системам разломов (рис. 31-35). Наиболее погруженную часть бассейна образует тройная



рифтогенная структура, состоящая из Шелиховского, Западно-Камчатского прогибов и прогиба Тинро. С северо-запада к ней примыкают Гижигинский и Пьягинский прогибы и ограничивающий бассейн Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс. Южной границей бассейна является Центрально-Охотское поднятие.

Наземная часть Западно-Камчатского бассейна имеет черты тыловодужного прогиба, для нее характерны рифты с чередованием горстов и грабенов, осложненных надвигами и бимодальным вулканизмом. Акваториальная часть Западно-Камчатского НГБ обязана своим происхождением задуговому спредингу Корякско-Западно-Камчатской островной дуги.

Фундаментом служат верхнемеловые кремнисто-вулканогенные отложения офиолитов и чужеродных блоков Корякской островной дуги, а также песчано-глинистые флишевые и турбидитные отложения задуговой и преддуговой террас Кони-Мургальской островной дуги. На шельфе соответствующий акустическому фундаменту сейсмокомплекс Д относится к верхнему мелу и представлен терригенными литифицированными образованиями.

Мощность осадочного чехла достигает 4 км в Кинкильском, Хайрюзовском, Ичинском, Кольском и Гижигинском прогибах, 5 км — в Воямпольском, Охотско-Колпаковском, Поворотном и Пьягинском прогибах, 8-9 км — в Шелиховском, Западно-Камчатском и Тинро. По составу отложений и степени их дислоцированности в разрезе осадочного чехла выделяются четыре комплекса, разделенные региональными и асимутальными несогласиями и отражающие этапы развития бассейна:

Рис. 31. Тектоническая схема Западно-Камчатского ГНБ:

1 – границы бассейна; 2 – вулканы островных дуг и окраинно-континентальных поясов; 3 – изогипсы подошвы кайнозойских отложений, км; 4 – газоконденсатные месторождения; 5 – перспективные зоны нефтегазоаккумуляции на шельфе; 6 – линии профилей; 7 – локальные структуры, выявленные сейсмическими методами на шельфе; 8 – береговая линия; структурные элементы: прогибы: I – Кинкильский, II – Поворотный, III – Гижигинский, IV – Шелиховский, V – Воямпольский, VI – Хайрюзовский, VII – Ичинский, VIII – Охотско-Колпаковский, IX – Западно-Камчатский, X – Пьягинский, XI – Тинро, XII – Кольский; поднятия: XIII – Кинкильское, XIV – Тайгоносское, XV – Утлохское, XVI – Пьягинское, XVII – Прикамчатское, XVIII – Соболевское, XIX – Большерецкое, XX – Тигильское, XXI – Омгонское, XXII – Западно-Тайгоносское, XXIII – Тайгоносское; месторождения: 1 – Средне-Кунжикское, 2 – Кшукское, 3 – Нижне-Квакчикское, 4 – Северо-Колпаковское, 5 – Лиманское; перспективные зоны нефтегазоаккумуляции (цифры в кружках): 1 – Горкинская, 2 – Гижигинская (Теланская), 3 – Тайгоноская (Атыканская), 4 – Наяханская, 5 – Эвенская, 6 – Инушская, 7 – Сухановская, 8 – Пьягинская, 9 – Умарская, 10 – Сигланская, 11 – Тогатонская, 12 – Калавайская, 13 – Схикийская, 14 – Кунжикская, 15 – Крутогоровская, 16 – Арегич, 17 – Осиновская, 18 – Шелиховская

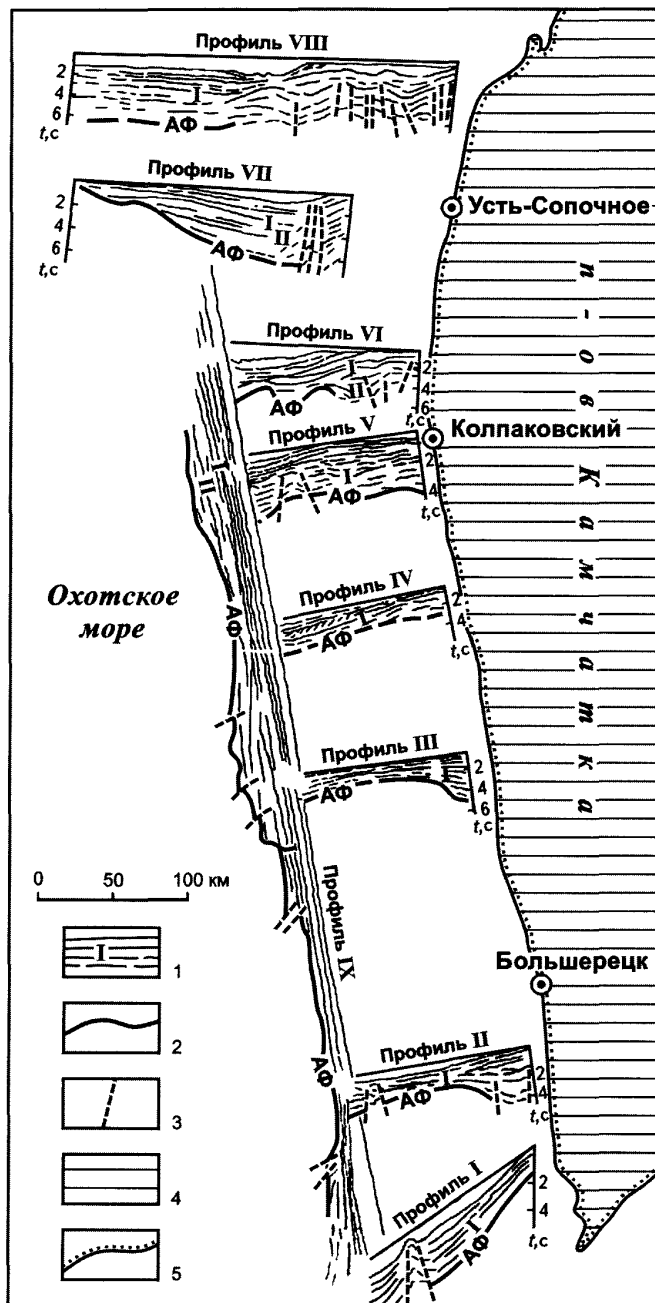
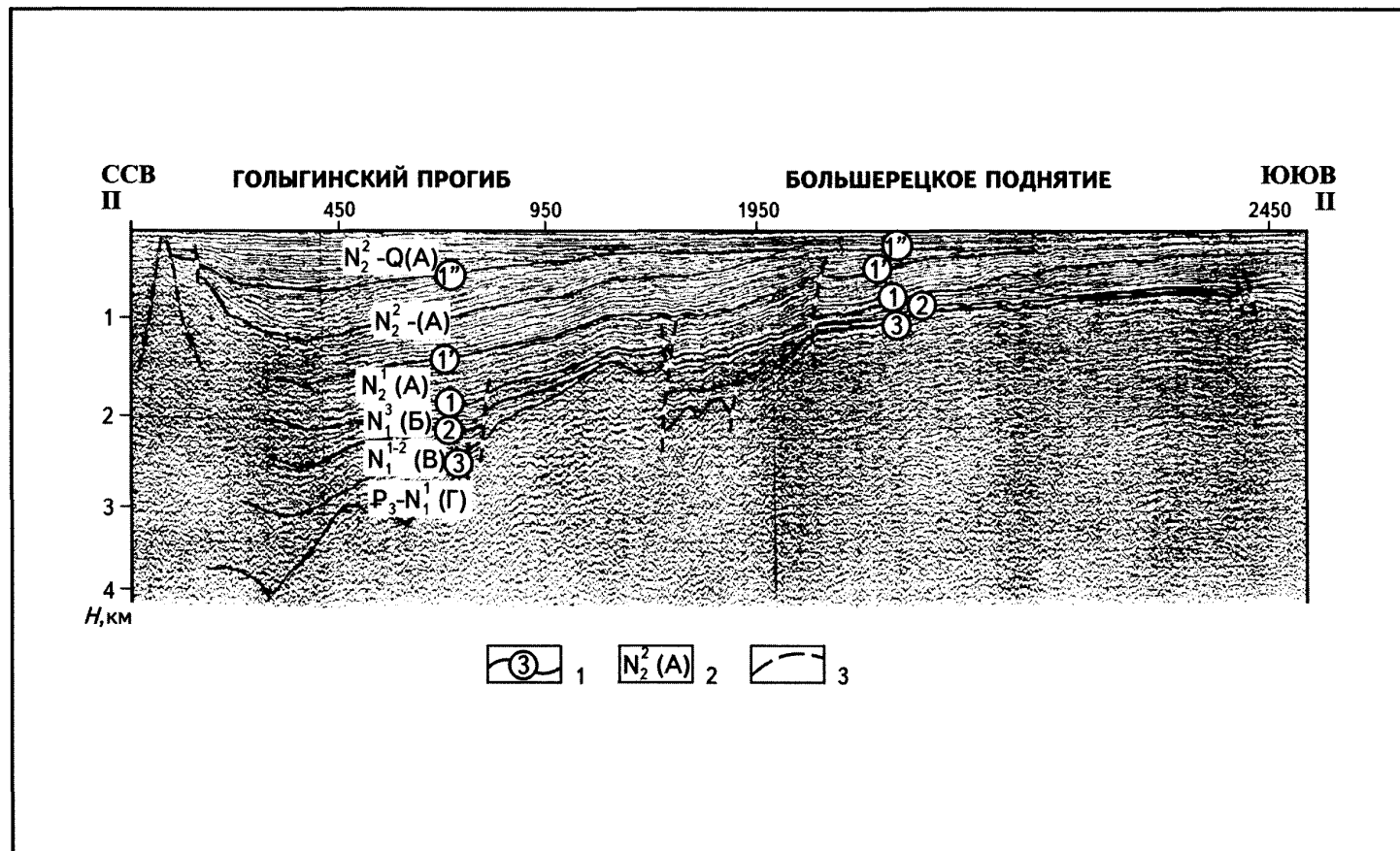


Рис. 32. Сейсмические разрезы МОВ ОГТ в восточной (прикамчатской) части Охотского моря по профилям I – VIII:

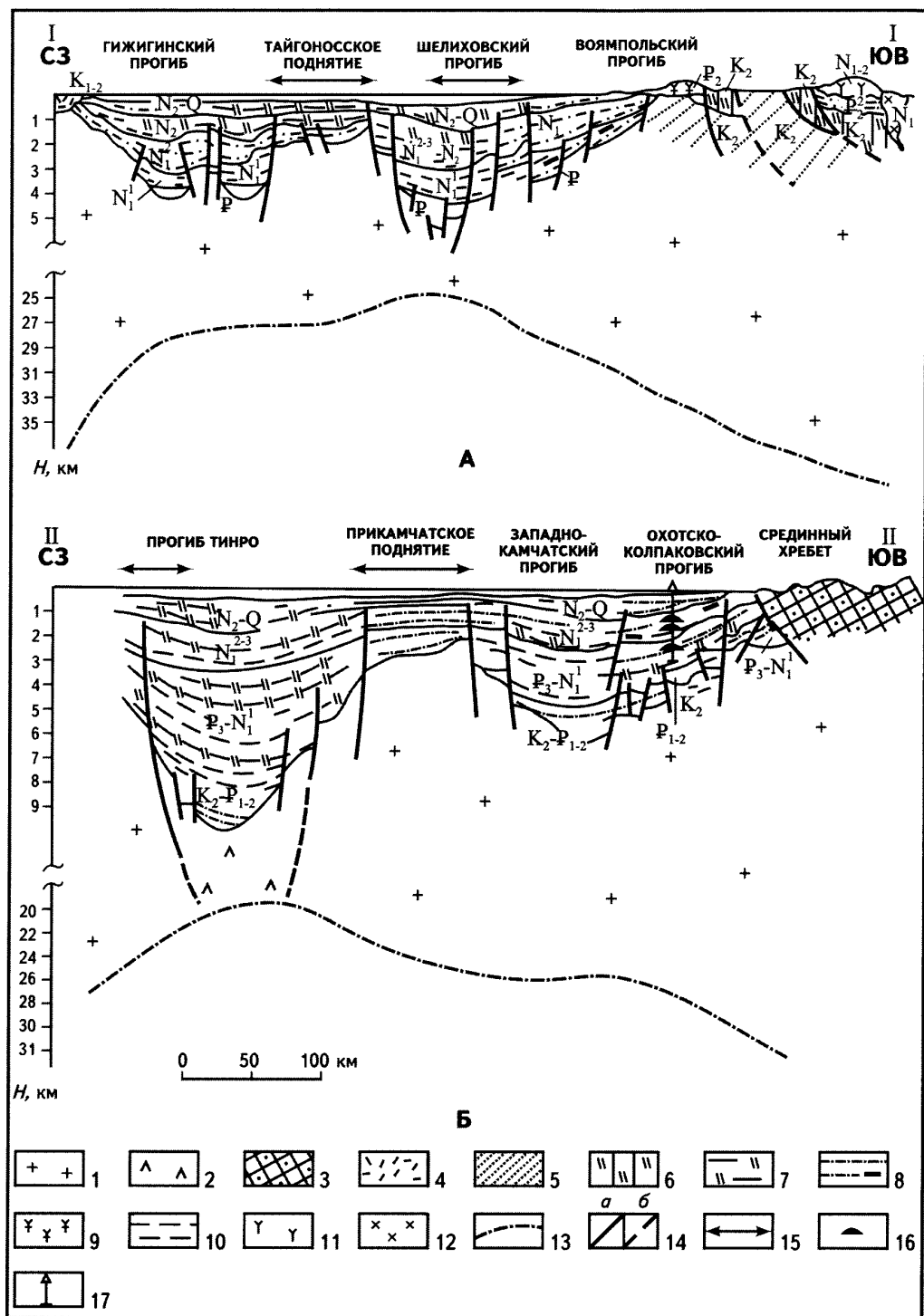
1 – сейсмические горизонты и их номера; 2 – акустический фундамент; 3 – разрывные нарушения; 4 – суша п-ова Камчатка; 5 – береговая линия

палеоцен-эоценовый, олигоцен-миоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный (табл. 9). Палеоцен-эоценовый комплекс составляют терригенные флишеидные отложения материкового склона и подножия с примесью туфогенного материала, углей, прослоями андезитов (тигельская серия). В нижней части комплекса существенна примесь грубообломочного материала континентального происхождения, верхняя часть имеет глубоко-водный генезис. По результатам морских геофизических исследований с палеоцен-эоценовыми образованиями суши в разрезе Западно-Камчатского шельфа коррелируются отложения клиноформного сейсмокомплекса Г, пространственного локально и выполняющего рифтогенные грабены.



**Рис. 33. Временной разрез Западно-Камчатского ГНБ (шельф) по профилю 8815SP
(Гольгинский прогиб – Большерецкое поднятие):**

1 – сейсмические горизонты и их номера; 2 – сейсмические комплексы и их возраст; 3 – разломы; положение профиля см. на рис. 31



Для комплекса характерны блоковое строение, широкое развитие литрических сбросов, в его составе преобладают обломочные субконтинентальные и прибрежно-морские толщи [17]. Мощность палеоцен-эоценового комплекса уменьшается в прогибах Западной Камчатки с севера на юг — от 2800 м в Кинкильском прогибе до полного выклинивания в Охотско-Колпаковском и достигает максимума (6 км) в Шелиховском прогибе.

Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс состоит из терригенно-туфогенно-кремнистых флишoidных отложений преддуговых прогибов и островодужных моласс (воямпольская серия). Отложения олигоценевого возраста (аманинская, гакхинская свиты) имеют более грубообломочный состав, содержат мощные линзовидные тела песчано-алевритовых пород, миоценовая трансгрессивная часть разреза включает значительное количество туфоаргиллитов.

На шельфе с этим комплексом коррелируется слоисто-клиноформный сейсмокомплекс В, в большинстве случаев перекрывающий и рифтовые структуры, и разделяющие их горсты. Для него характерны относительно спокойное строение, мелководный и относительно глубоководный песчано-алевритоглинистый и кремнистый составы. Мощность олигоцен-нижнемиоценового комплекса меняется на суше от 450 (Воямпольский прогиб) до 2300 м (Охотско-Колпаковский прогиб), на шельфе — от 1 до 4 км (максимум — в Шелиховском прогибе).

Средне-верхнемиоценовый комплекс представлен вулканогенно-обломочными, терригенно-кремнистыми угленосными флишoidными отложениями преддуговых прогибов и островодужных моласс. Кремнистые разности преобладают в разрезе среднего миоцена, верхнемиоценовые

Рис. 34. Схематические разрезы Западно-Камчатского ГНБ по линиям профилей I – I (А), II – II (Б):

1 – континентальная кора; 2 – предполагаемая океаническая кора; 3 – Срединно-Камчатский кратонный террейн; 4 – вулканы Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса; 5 – флишевые отложения Укэлятской зоны (лесновская свита), отвечающие преддуговой террасе Корьяско-Западно-Камчатского вулканического пояса; отложения: 6 – вулканогенно-кремнистые островодужные в аллохтонном залегании (ирунейская свита), 7 – кремнисто-терригенные глубоководные (какертская, кулувенская, вивентекская свиты), 8 – терригенные флишoidные и вулканогенно-обломочные материкового склона, задуговых и преддуговых бассейнов и островодужных моласс (тигильская, воямпольская серии), 9 – вулканы Корьяско-Западно-Камчатского пояса (кинкильская свита), 10 – морские терригенные; 11 – вулканы Курило-Камчатской островной дуги (алнейская свита); 12 – гранодиоритовые интрузии; 13 – граница Мохоравича; 14 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 15 – перспективные зоны шельфа; 16 – залежи газа; 17 – скважины; положение профиля см. на рис. 31

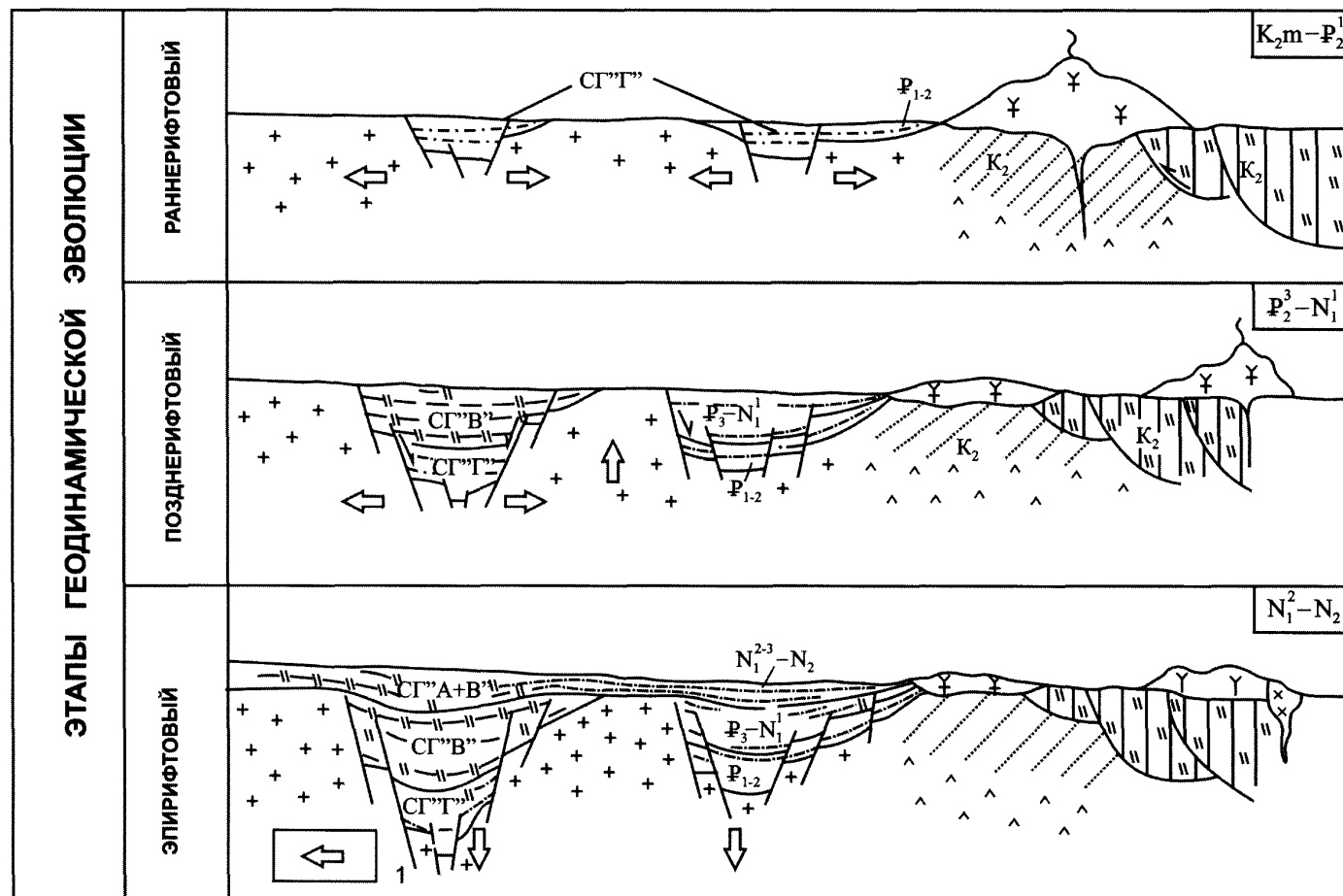


Рис. 35. Основные этапы геодинамической эволюции Западно-Камчатского ИГБ:

I – направление перемещения тектонических блоков; СГТ, СГВ, СГ А+В – сеймостратиграфические комплексы; остальные усл. обозначения см. на рис. 34

породы содержат прослои лигнитов и углей. Сейсмокомплекс Б, соответствующий этому комплексу, плащеобразно перекрывает все структурные зоны, имеет близкое к горизонтальному залегание и выдержанные мощности, скоростные характеристики свидетельствуют о глинизации разреза по сравнению с сушей. В прогибе Тинро значительна роль глубоководных кремнистых осадков, на внутреннем шельфе накапливаются сублиторальные и дельтовые фации. Мощность комплекса на суше изменяется от 150-1000 м (Ичинский прогиб) до 2400 м (Охотско-Колпаковский прогиб), на шельфе — 400-3000 м

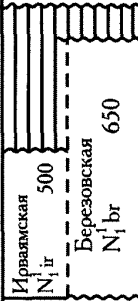
Плиоцен-четвертичные отложения (энемтенская свита) имеют грубообломочный углесодержащий состав. Коррелирующийся с ним горизонтально-слоистый пострифтовый сейсмокомплекс А значительно регрессирован по площади развития. Мощность комплекса 900-2000 м. Суммарная мощность сейсмокомплексов А и Б составляет 4,2-4,6 км [41].

Интенсивность складчатости отложений в пределах прогибов увеличивается сверху вниз по разрезу. В разрезах отмечаются многочисленные дизъюнктивные нарушения (сбросы, взбросы, надвиги), которые наиболее характерны для нижних комплексов.

Геодинамическая эволюция. Первый этап формирования осадочного чехла Западно-Камчатского бассейна начался в эоцене, когда на месте современного п-ова Камчатка возникает Корякско-Западно-Камчатский окраинно-континентальный вулканический пояс. В его тылу сформировался прогиб, в котором за счет интенсивного выноса обломочного материала турбидитными потоками по системам каньонов накапливаются флишoidные терригенные отложения: в нижней части разреза — прибрежно-морские, в верхней — глубоководные. На шельфе осадконакопление преимущественно глинистых разностей происходит в пределах узких грабенообразных впадин — ветвей начавшей формироваться в это время тройной рифтогенной системы.

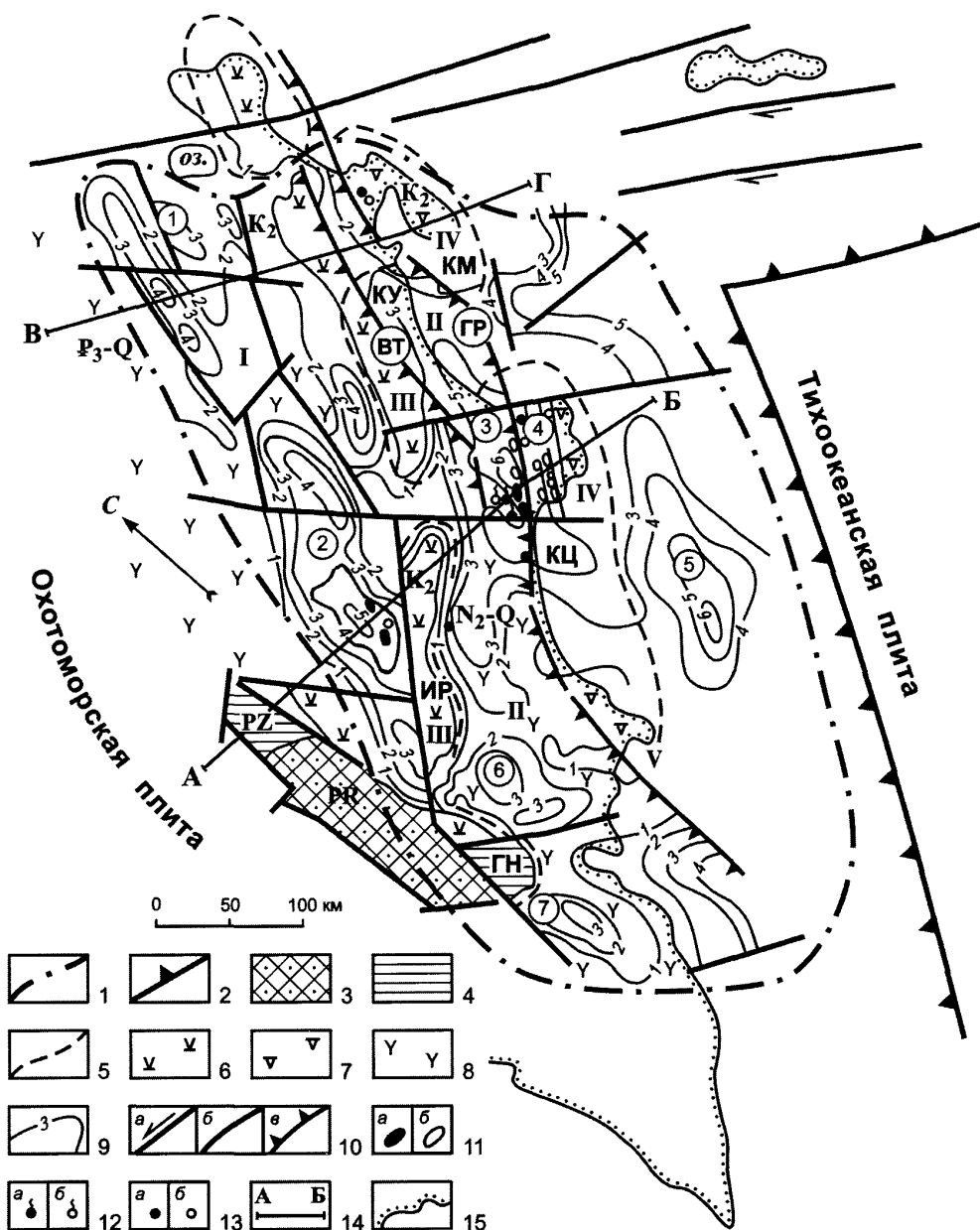
Функционирование Корякско-Западно-Камчатского пояса продолжалось вплоть до олигоцена, и примерно в это же время началось проявление вулканизма Камчатского сектора Курило-Камчатской дуги. В задуговом бассейне и рифтогенных прогибах акватории продолжается накопление флишoidных отложений, в которых появляется значительная примесь туфогенных примесей.

**Сводный стратиграфический разрез Западно-Камчатского ГНБ по материалам Ю.С.Воронкова (1973; 1987),
Р.Н.Шиленко (1996)**

Эра	Система	Отдел	Ярус	Кинкильский прогиб		Прочие прогибы Западно-Камчатского бассейна		Нефтегазо- ность	ЛИТОЛОГИЯ	
				Серия	Свита, индекс мощность, м	Серия	Свита, индекс мощность, м		Кинкильский прогиб	Прочие прогибы
К а й н о з о й с к а я	Чет- вер- тичная				Q 50-60		Q 50-60		Глины, суглинки, галечники, пески	
		Плио- цен					Энеметенская N _{1ep} 0-400			Галечники, песчаники, пески
	Н е о г е н о в а я	Миоцен	Верхний	Kавранская N ₁ ²³ kv	Эрмановская N ₁ ³ er 220-1280		Колпаковский прогиб, Кшукское месторождение – пять газовых залежей	Колпаковский прогиб, Кшукское месторождение – газовая залежь	Песчаники, алевролиты с прослоями конгломератов, туфов, туффитов, лигнитов, бурых углей	
					Этолонская N ₁ ³ et 100-570				Алевролиты, глины, аргиллиты, прослои туфов, туффитов, лигнитов	
					Какертская N ₁ ² kk 160-500				Песчаники, алевролиты, туфы, туфогенные аргиллиты, кремни, опоки	
					Ильинская N ₁ ³ il 160-500				Песчаники, алевролиты, туфы, прослои углей	
			Нижний	 Ирраваяская N ₁ ¹ ir 500 Березовская N ₁ ¹ br 650	Кулувенская N ₁ ¹ kl 100-2000		Колпаковский прогиб, скв. Восточно-Кшукская-1 – приток газа	Андезиты, анде- зитодациты, лигниты	Глины, аргиллиты, песчаники, кремнистые аргиллиты, диатомиты, туфы, андезиты	
					Вивентская N ₁ ¹ w					
					Утхолокская N ₁ ¹ ut 260-620		N ₁ ¹ ut Колпаковский прогиб ГК месторождения – Кшукское, Нижне-Квак- чинское, Сев-Колпаков- ское, Ср.-Куужинское. Притоки нефти – Вейбе- ровская-1, газа – Пред- горная-1		Алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфы, туффиты	
					Гакхинская P ₃ gk 550-1150		P ₃ gk-ам: Колпаковский пр., Кшукская-4 – притоки газа, ГК Береговая-1, Дорожная-1 – притоки газа			
					Аманинская P ₃ am 0-200				Аргиллиты, туфы, песчаники, алевролиты, прослои кремнистых пород	
	Палеогене- новая	Олигоцен			Ратенин- ская P ₃ rt 700			Песчаники, конгломераты, алевролиты, глины		Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты

К а й н о з о й с к а я	П а л е о г е н о в а я				Э о ц е н		Верхний					
	Палеоцен	Средний	Нижний		Иргиринская ρ_2^{ir} 300	Тигийская $\rho_{1,2}^{tg}$						
					Ливланская ρ_2^{lv} 300							
					Кинкильская ρ_2^{kn} 1200							
Каправаямская ρ_2^{tk} 1300	Ковачинская ρ_2^{kv} 0-1300	ρ_2^{ir} — газ, нефть в естественных обнажениях, — Боямпольский пр., Рассошинские 4,23 — притоки газа, нефти	Песчаники, конгломераты, алевролиты, глины, угли, туфы	Тонкое чередование алевролитов и аргиллитов								
Камчикская ρ_2^{km} 1300	Снатольская ρ_2^{sn} 200-1500	ρ_2^{tk} — битумы в естественных обнажениях, ρ_2^{sn} — Колпаковский пр., Килужская-12 — приток ГК; Средне-Кужинская-1 — притоки газа, нефти; Восточно-Колпаковская-2 — притоки газа, конденсата	Конгломераты, песчаники, алевролиты		Переслаивание аргиллитов и песчаников, прослои конгломератов, андезиты							
Геткилининская ρ_2^{gt} 800	Напанская ρ_2^{pr} 100-800		Черепановская ρ_1, ρ_2^{cr} 100-400 0-900			Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты	Переслаивание аргиллитов и песчаников, прослои углей, андезиты					
М е з о з о й с к а я	М е л о в а я				Верхний	Кампан						
	Нижний	Альб	Апт	Беррем	Ирунейская K_2^{ir} 1200-5000	Омгонская $K_{1,2}^{om}$						
					Лесновская $K_{1,2}^{ls}$ 800		Майначская K_2^{mn} 600	Кичикская $K_{1,2}^{kn}$ до 2500	Ирунейская K_2^{ir} до 2500			
							Тальничская $K_{1,2}^{tl}$ 600			Ичинский прогиб (Лиманская-1 — приток газоконденсата)	Кремнистые сланцы, туфы, порфириды	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, прослои углей
Юра	Верх				Кингивеемская K_1^{kn}	Квахонская K_1^{kv} 1500-2000	Стопольниковская $J_3-K_1^{st}$ (до 1000)		Песчаники, аргиллиты, алевролиты,	Аргиллиты, алевролиты, песчаники	Кремнистые породы, диабазы, туфы, сланцы, диабазы	Базальтоиды, диабазовые порфириты, туфы, туфобрекчии, сланцы
Филлиты, сланцы												

В миоцене рифтообразование сменяется общим погружением, на шельфе накапливается плащеобразно перекрывающий нижележащие отложения преимущественно глинистый комплекс, а на суше продолжается отложение вулканогенно-обломочных моласс и терригенно-кремнистых флишоидных пород.



Западно-Камчатский бассейн сформировался за счет: 1 — маастрихт-раннемиоценовой рифтогенной деструкции континентальной коры в тылу вулканических поясов; 2 — последующего олигоцен-неогенового депрессионного осадконакопления.

7.9. Восточно-Камчатский потенциально нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. На территории бассейна выполнены небольшие объемы сейсморазведочных работ: 638 км МОВ, 520 км КМПВ и 911 км ОГТ, общая изученность от 15 до 182 м/км². Пробурено восемь параметрических скважин общим объемом 15997 м, изученность бурением составляет 0,48-0,63 м/км².

Тектоническое строение. С северо-запада бассейн ограничен олигоцен-четвертичными вулканитами камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги, на юго-западе — Срединно-Камчатским кратонным террейном. В состав бассейна входят два крупных мегапрогиба — Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский, отделяющиеся друг от друга Восточно-Камчатским поднятием (рис. 36, табл. 10, 11).

Восточно-Камчатский прогиб разделяется поперечным погребенным поднятием на две ветви: северную (Тюшевский прогиб) и южную (Шипунская, Начикинская впадины) (рис. 37). Центрально-Камчатский прогиб (грабен) протягивается через всю Камчатку между Срединным и Восточно-Камчатским хребтами и разбивается поперечными разломами на ряд блоков грабенового строения.

←

Рис. 36. Тектоническая схема Восточно-Камчатского ПНГБ :

1 — граница бассейна; 2 — зона субдукции, отделяющая Охотоморскую плиту от Тихоокеанской; 3 — древнее основание Срединно-Камчатского террейна; 4 — хаотические и субдукционные комплексы Ганальского террейна; 5 — приблизительные границы чужеродных террейнов; вулканиты: 6 — Ачайваям-Валагинской островной дуги, 7 — Кроночской островной дуги, 8 — Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги; 9 — изогипсы подошвы осадочного чехла, км; 10 — разломы: а — сдвиги и направление перемещения по ним, б — сбросы, в — надвиги; 11 — локальные поднятия: а — разбуренные и подготовленные к бурению, б — выявленные сейсморазведкой; 12 — нефтегазопроявления в скважинах: а — нефти, б — газа; 13 — нефтегазопроявления в естественных обнажениях: а — нефти, б — газа; 14 — линии геологических профилей; 15 — береговая линия; террейны: ОЗ — Озерновский, КМ — Камчатского мыса, КЦ — Кроноцкий, КУ — Кумрочский, ИР — Ирунейский, ГН — Ганальский; надвиги (буквы в кружках): ВТ — Ветловский, ГР — Гречишкина; структурные элементы I порядка: I — Центрально-Камчатский мегапрогиб, II — Восточно-Камчатский мегапрогиб, III — Восточно-Камчатское поднятие, IV — Кроноцкое поднятие, V — Шипунинское поднятие; структурные элементы II порядка: 1 — Озерновский прогиб, 2 — Козыревский прогиб; 3 — Богачевское поднятие, 4 — Тюшевский прогиб, 5 — Кроноцкий прогиб, 6 — Шипунский (Нальчевский) прогиб, 7 — Начикинская впадина

**Сводный стратиграфический разрез Восточно-Камчатского ПНГБ (Восточно-Камчатский прогиб)
по материалам Ю.С.Воронкова (1987), Б.А.Марковского (1989)**

Эра	Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Индекс	Мощность, м	Нефтегазо-проявления	Литоология
Кайнозойская	Неогеновая	Четвертичная			Лах-так-ская	N_2^{lh}	0-500		Южная и центральная части — базальты, андезиты, туфы, туффиты мощностью до 2 км, северная — гравелиты, пески и глины мощностью до 500 м
					Ольхов-ская	N_2^{ol}	0-2000		
		Мiocен			Валентинов-ская	N_1^{vl}	0-600		Алевролиты, аргиллиты, песчаники, диатомиты, конгломераты, туфы, туффиты, мергели
		Средний			Высокогор-ская	N_1^{vs}	0-400		
	Палеогеновая	Оligocen	Нижний	Тюшеская	Оленинская	N_1^{ol}	до 1000		Флишоподное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Прослой гравелитов
					Талов-ская	N_1^{tl}	400-4000		В верхней части преобладают песчаники, в нижней — флишеподобное переслаивание аргиллитов с прослоями песчаников и конгломератов
					Конус-ная	N_1^{kn}			
					Тунд-ровая	N_1^{tt}			
					Татья-нинская	N_1^{tn}			
	Эocen	Верхний		Богачевская	Чажминская	P_3^{cz}	500-2000	Естественное нефтепроявление, нефть в скв. К-37	Туфогенные аргиллиты и песчаники, алевролиты, конгломераты, диатомиты
					Воронцовская	P_3^{vr}	1000-1500		В верхней части — туфогенные песчаники, в нижней — туфогенные алевролиты
					Трухин-ская	P_2^{tr}	700-1000		Конгломераты, обломки эффузивов, гравелиты, алевролиты, песчаники, туфы, пачки флишеподобного переслаивания

Мезозойская	Каинзойская
Меловая	Палеогеновая
Верхний	Палеоцен
Самсон-коньяк-турон	Нижний
Средний	Эоцен
Африканская	Маастрихт
Пикезская	Хапидская
Смагинская	Станиславская
Баклановская	Дроздовская
Рифовская	Ветловская
Каменновская	Каменновская
К ₂ pk	К ₂ hp
К ₂ sm	К ₂ st
до 1500	2500
2000-2200	3200
1200	800-1500
2000	до 2000
3000	2500
Грубое переслаивание вулканомиктовых песчаников и алевролитов, пласты конгломератов, туфов, линзы мергелей	Флишное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, линзы мергелей, карбонатных песчаников и углей
В верхней части — флишное переслаивание туфов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, в том числе туфогенных, в нижней — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, линзы углей	Кремни, кремнистые алевролиты и аргиллиты, песчаники, линзы мергелей, известняков, туфы, лавы основного состава
Туфы, кремнистые туфы, кремни, в верхней части — песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами, туфами	Туфы, туфосилициты, яшмы, базальты, долериты, в верхней части — переслаивание кремней, известняков, алевролитов

**Сводный стратиграфический разрез Восточно-Камчатского ПНГБ
(Центрально-Камчатский прогиб) по материалам
Ю.С.Воронкова (1987), Б.И.Сляднева (1990)**

Эра	Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Индекс	Мощность, м	Нефтегазопроявления	Литология
Кайнозойская	Неогеновая	Четвертичная				Q	40-600	Метан в составе газовых источников	Пески, галечники, гравелиты, глины
		Плиоцен			Алейская	N_{1-2}	до 300		Базальты, андезиты, дациты, туфы
		Миоцен			Этолонская	N_{1et}	до 500		Песчаники с прослоями глин и алевролитов
		Олигоцен			Анагайская	P_{3an}	100-1100		Базальты, андезиты, андезитобазальты, туфы, туфобрекчии
	Палеогеновая	Эоцен			Еловская	P_{1et}	700-1000 1000-1500		Туфогенные алевролиты, песчаники, прослои аргиллитов
					Жупановская	P_{2jp}	600-700		Туфогенные алевролиты, аргиллитов, песчаников, пласты туффитов, гравелитов, лавы основного состава
					Кельменская	P_{2kl}	до 1000		Туфогенные песчаники
		Палеооцен				P_{1-2}	2000	Газопроявления в скважинах	Алевролиты, глины, с прослоями песчаников, туфы
	Мезозойская	Меловая	Сантон		Ирунейская	K_2	1700		В верхней части — туфы, эффузивы андезитобазальтового состава, в нижней — кремни, кремнистые аргиллиты, кремнистые туффиты, туфы, базальты
					Кирганская	P_{1kr}			
Палеозойская	Малкинская				Квахонская	K_{kv}	1000-1200		Порфириды, туфы, зеленые сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, эффузивы основного состава
					Алисторская	PZ нерасчл.	2000		Метабазиты, метапикриты
					Хейванская		2300		Биотитовые филлиты, сланцы, кварциты
					Андриановская		2000		Амфиболиты, зеленые сланцы
					Шихтинская		1500		Кристаллические сланцы, гнейсы
Протерозойская	Рифейская	Нижний		Колпаковская		R_{kl}	>2000		Граниты, гнейсы

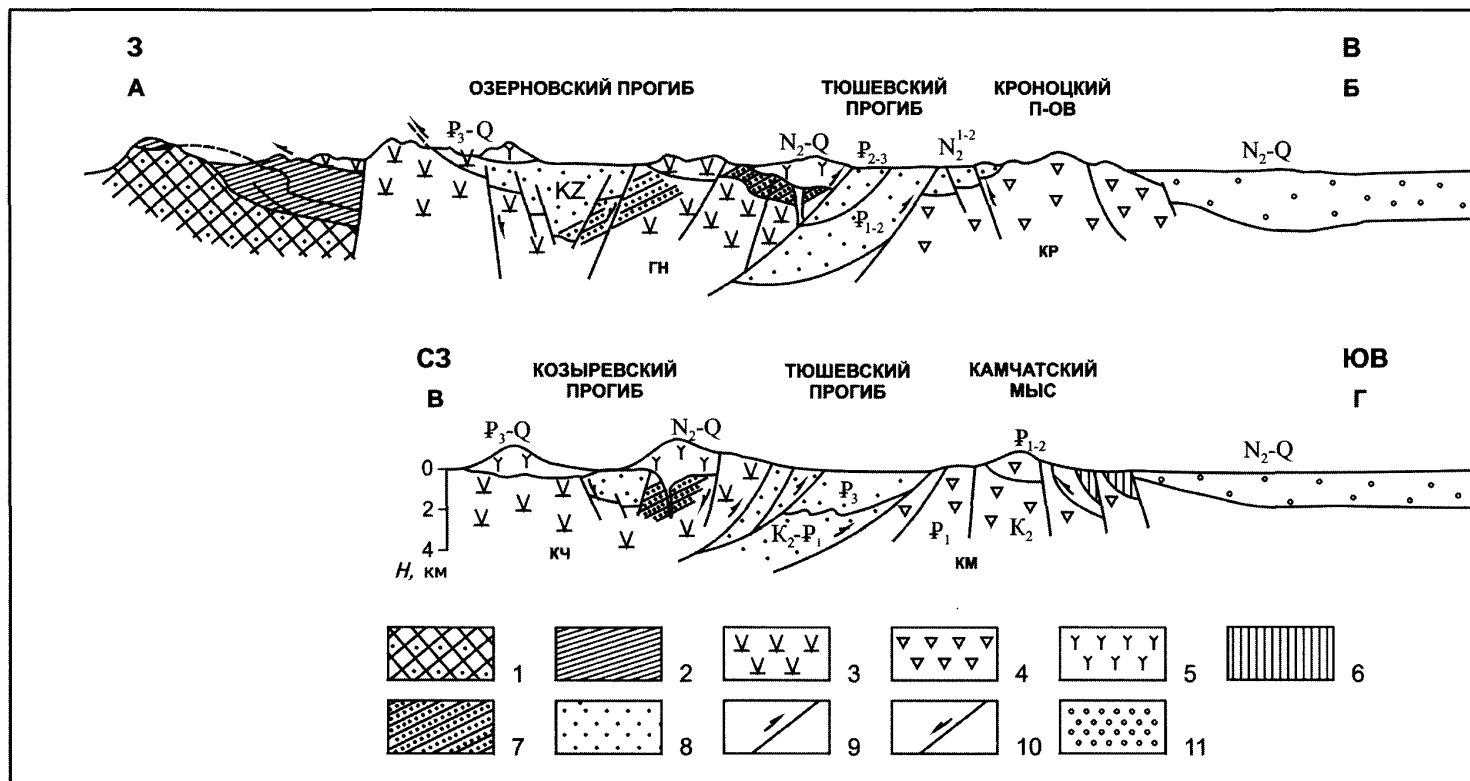


Рис. 37. Геологические профили Восточно-Камчатского ПНГБ:

1 – Срединно-Камчатский кратонный террейн; 2 – океанические породы Ирунейского террейна; вулканы: 3 – Ачайваам-Валагинской островной дуги, 4 – Кроноцкой островной дуги, 5 – Камчатского вулканического пояса; 6 – офиолитовый (карагинский) комплекс; 7 – палеогеновый флиш; 8 – кайнозойское осадочно-вулканогенное выполнение Центрально- и Восточно-Камчатского мегапрогибов; 9 – надвиги и направления перемещения по ним; 10 – сбросы и направления перемещения блоков; 11 – глубоководные отложения Камчатского и Кроноцкого заливов; террейны: ГН – Ганальский, КР – Кроноцкий, КЧ – Кумрочский, КМ – Камчатского мыса; положение геологического профиля см. на рис. 36

Мощность осадочного чехла достигает 6 км. По вещественно-литологическим признакам в его составе выделяются четыре комплекса, соответствующих этапам развития бассейна и разделенных несогласиями.

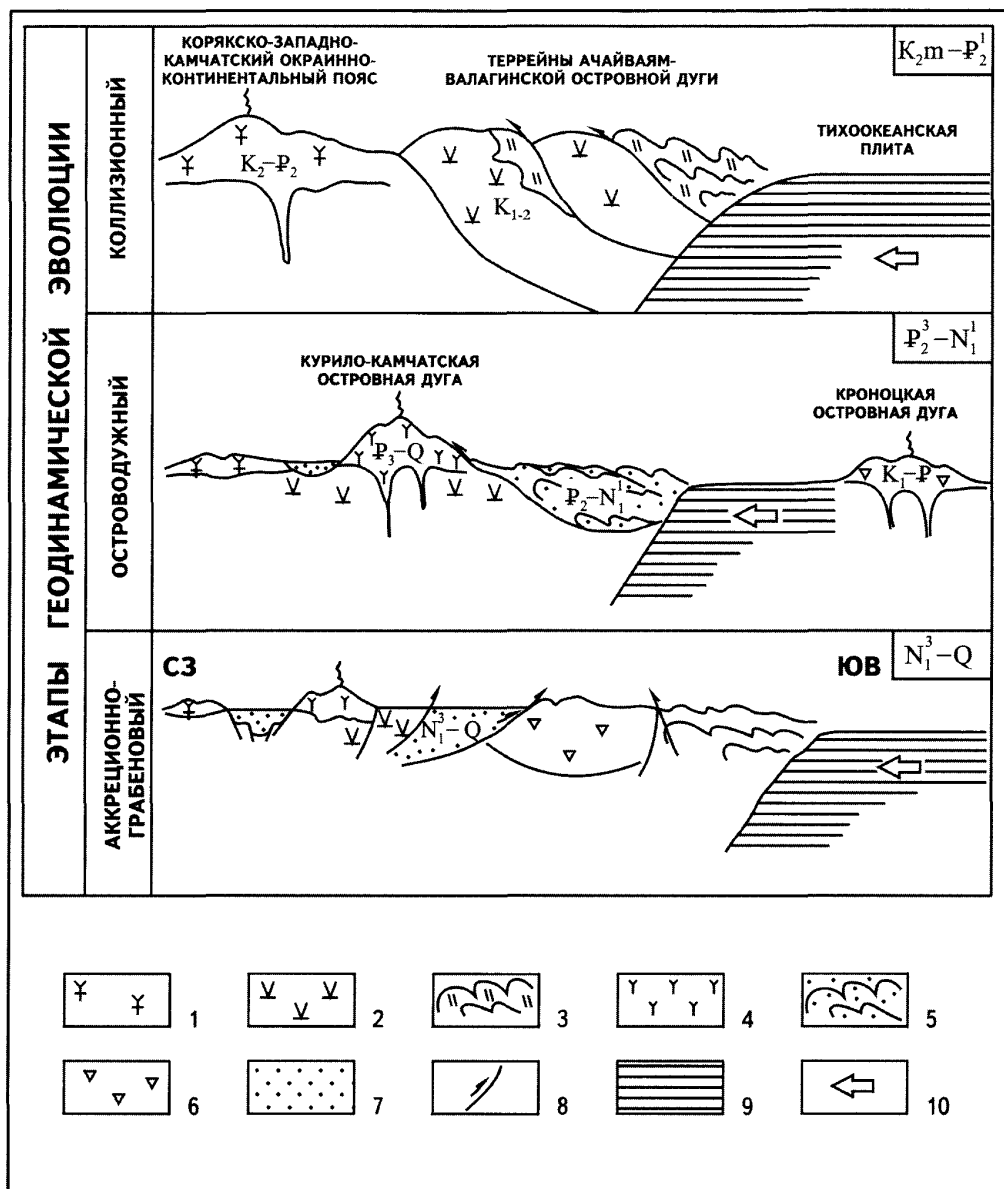
Геодинамическая эволюция. История развития бассейна представляет собой последовательную аккрецию к зоне субдукции Корякско-Западно-Камчатского пояса террейнов, океанических комплексов и фрагментов аккреционных клиньев [33] (рис. 38).

Первый этап коллизии в этом регионе — маастрихт-раннеэоценовый. К Корякско-Западно-Камчатской зоне субдукции присоединились террейны Ачайваям-Валагинской дуги с поддвигом под нее задугового Ватыно-Ирунейского бассейна. Отложения этого типа (нижне-верхнемеловой вулканогенно-кремнистый и терригенно-вулканогенно-кремнистый комплексы) залегают в виде аллохтонных пластин основания чужеродных блоков, слагающих Ачайваям-Валагинскую и Кроноцкую островные дуги и их аккреционные клинья (ветловская серия, кирганикская, ирунейская, хапицкая, пикежская, смагинская свиты). Мощность комплекса 2-3 км.

В позднеэоцен-раннемиоценовое время зона субдукции переходит в Тихий океан, над ней возникает Курило-Камчатская дуга. В пределах Восточно-Камчатского прогиба накапливаются вулканогенно-обломочные флишоидные, хаотические и турбидитовые комплексы — фрагменты преддуговых бассейнов и аккреционных призм (до 4-5 км). В это же время началось формирование андезитобазальтового вулканогенно-туфогенного комплекса Центрально-Камчатского грабена, продолжающееся вплоть до четвертичной эпохи [2].

В начале плиоцена произошла аккреция террейнов восточных полуостровов вдоль разломной зоны Гречишкина, при этом активизировался вулканоплутонический Восточно-Камчатский пояс. Вулканические и осадочно-вулканические свиты образуют покровы и молассовые прогибы. Сформировались неавтохтонные грубообломочные постколлизийные свиты. В конце плиоцена — четвертичном периоде произошло формирование собственно грабенообразной впадины Центрально-Камчатского прогиба.

Таким образом, Восточно-Камчатский бассейн междуговых прогибов выполнен меловыми породами чужеродных террейнов, палеоген-неогеновыми вулканогенными островодужными комплексами и верхнеэоцен-четвертичными грабеновыми отложениями Центрально-Камчатского прогиба.



**Рис. 38. Основные этапы геодинамической эволюции
Восточно-Камчатского ПНГБ:**

1 – Корякско-Западно-Камчатский вулканический пояс ($K_2 - P_2$); 2 – Ачайваам-Валагинская островная дуга ($K_{1,2}$); 3 – терригенно-вулканогенно-кремнистые отложения основания террейнов и их аккреционных клиньев (смагинская, пикежская, хапицкая, ирунейская свиты, ветловская серия); 4 – Курило-Камчатская островная дуга ($P_3 - Q$); 5 – вулканогенно-терригенные флишиодные отложения преддугового бассейна и аккреционных клиньев (дроздовская, густовская, рифовская свиты); 6 – Кроноцкая островная дуга ($K_1 - P$); 7 – туфогенно-терригенное выполнение Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского прогибов; 8 – надвиги; 9 – океаническая часть Тихоокеанской плиты; 10 – направление движения Тихоокеанской плиты

7.10. Ильпинско-Карагинский потенциально нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. Сейсморазведочные работы МОВ выполнены в центральной части бассейна (Вывенский прогиб) в объеме 1100 км сейсмопрофилей, что составляет 156 м/км². Глубокое бурение не проводилось.

Тектоническое строение. С севера и северо-запада бассейн граничит с Ватыно-Ирунейской системой тектонических покровов, вулканитами Апукско-Вывенского пояса и Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги. С юга на отложения бассейна надвинуты островодужные толщи Говенского террейна. На юго-западе бассейн отделяется от Центрально-Камчатского грабена Хавывенским массивом.

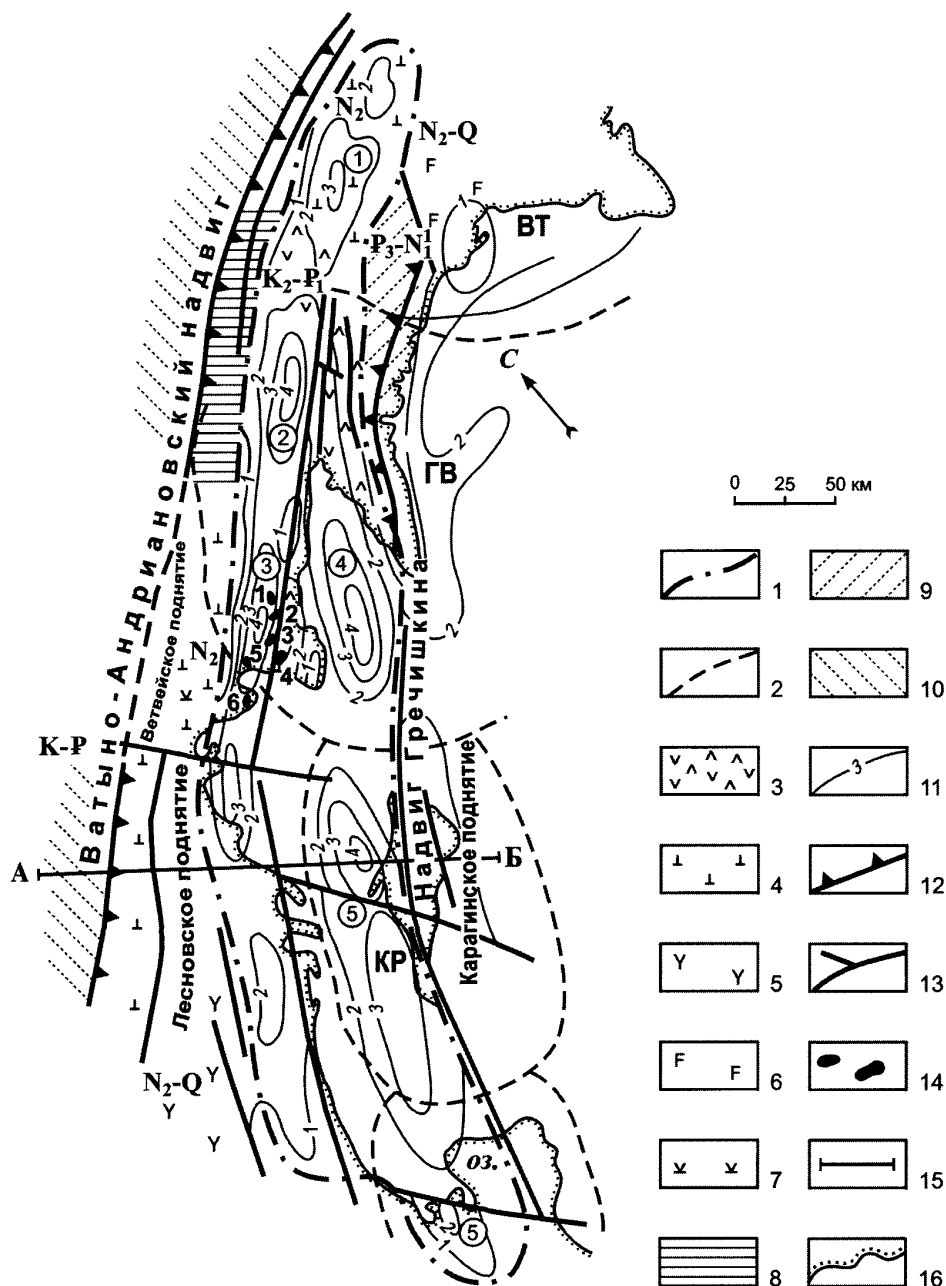
В структурном отношении бассейн представляет собой две протяженные отрицательные структуры, кулисообразно расположенные относительно друг друга (рис. 39) и состоящие из прогибов, разделенных поперечными поднятиями. Самый крупный из них — Литкенский (350 × 50 км), остальные имеют размеры 100-150 × 25-35 км, крутые северо-западные и пологие юго-восточные борта, мощность осадочного чехла достигает 3-4 км (рис. 40).

Фундаментом бассейна служат верхнемеловые вулканогенно-туфогенные образования ачайваямской свиты. Осадочный чехол состоит из флишоподобных туфогенно-терригенных и терригенных образований (ильпинская серия и пахачинская свита), формирующих непрерывный разрез вплоть до середины миоцена, а также неавтохтонных грубо- и мелкозернистых угленосных отложений (табл. 12). В верхнем миоцене — плиоцене локально распространены андезитобазальтовые вулканиты Апукско-Вывенского пояса.

Рис. 39. Тектоническая схема Ильпинско-Карагинского ПНГБ:

1 – граница бассейна; 2 – контуры террейнов; вулканиты: 3 – Корякской островной дуги, 4 – Апукско-Вывенского окраинно-континентального пояса, 5 – Корякско-Западно-Камчатского окраинно-континентального пояса, 6 – Апукского рифтогенного грабена, 7 – Ачайваям-Валагинской островной дуги; 8 – кремнисто-вулканогенные комплексы Ватынского террейна; флиш: 9 – Ильпинско-Пахачинской зоны, 10 – Укэлатско-Лесновской зоны; 11 – изогипсы подошвы осадочного чехла, км; 12 – швы столкновения; 13 – разломы; 14 – структуры, выявленные сейсморазведкой МОВ и подготовленные к глубокому бурению; 15 – линия профиля; 16 – береговая линия; террейны: ВТ – Ватынский, ГВ – Говенский, КР – Карагинский, ОЗ – Озерновский; локальные структуры: 1 – Лигиниминская, 2 – Гековская, 3 – Гытымын-Гековская, 4 – Альховоямская, 5 – Усть-Альховоямская, 6 – Анапкинская; прогибы (цифры в кружках): 1 – Пылговаямский, 2 – Вывенский, 3 – Ильпинский, 5 – Литкенский; впадины: 4 – Корфовская, 6 – Маимлинская

Сейсмоакустические исследования, выполненные в акватории Карагинского залива, выявили в составе кайнозойского чехла три основных сейсмогеологических комплекса, разделенных несогласиями.



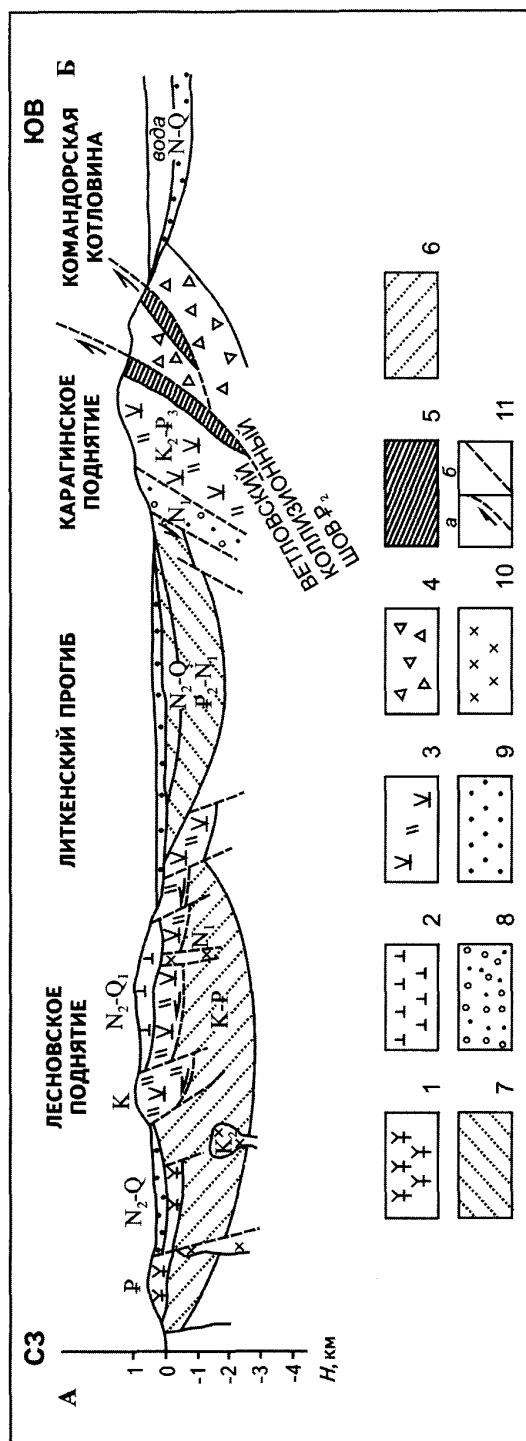


Рис. 40. Схематический геологический профиль Ильпинско-Карагинского ПНГБ:

вулканы: 1 – Корякско-Западно-Камчатского пояса, 2 – Алуко-Вывенского пояса; 3 – вулканогенно-кремнистые комплексы Ачайваем-Валагинской островной дуги; 4 – меланжеский комплекс аккреционной призм; 5 – карагинский офиолитовый комплекс задугового бассейна; 6 – Укэлятско-Лесновской зоны, 7 – Ильпинско-Пахачинской зоны; 8 – грубообломочная тиннинская серия, маркирующая коллизии Карагинского блока с Камчатским; 9 – рыхлые отложения впадин; 10 – гранитоидные интрузии; 11 – разломы; а – надвиги, б – другие; положение разреза см. на рис. 39

Нижний образует линзы слабослоистых отложений, выклинивающихся на склонах поднятий или срезанных сбросами. По характеру строения и распространения он коррелируется с олигоцен-нижнемиоценовыми отложениями о-ва Карагинский и имеет мощность до 1,5 км. Средний сейсмокомплекс сопоставляется со средне-верхнемиоценовыми, а верхний сейсмокомплекс — с плиоцен-четвертичными отложениями о-ва Карагинский и п-ова Ильпинский. Мощность составляет соответственно 1,5 и 1,0 км [41].

Геодинамическая эволюция. В конце мела — начале палеогена Ачайваем-Валагинская дуга мигрировала в северо-западном направлении за счет Корякско-Западно-Камчатской зоны субдукции.

**Сводный стратиграфический разрез Ильпинско-Карагинского ПНГ
по материалам Ю.С.Воронкова (1987), В.Д.Чеховича (1989) и др.**

Эра	Система	Отдел	Серия	Свита	Индекс	Мощность, м	Л и т о л о г и я	
К а й н о з о и с к а я	Н е о г е н о в а я	Чет- вер- тич- ная			Q	15-300	Валуно-галечный и песчано-глинист- тый материал	
		Плио- цен		Лимимтенская	N ₂ lm	До 1000	Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, ракушняки	
			Верхний	Класси- ческая	Акопай- ская	N ₁ ² kl ¹	1100-2900	Песчаники, граве- литы, алевролиты, аргиллиты, прос- лой бурых углей и лигнитов
		Медвеж- кинкая		md	N ₁ ² ak			
		Нижний	Ильин- ская	Тын- нинская	N ₁ ¹ il ¹	До 400 ¹	Песчаники, конгломераты	Переслаивание пес- чаников, алевроли- тов, в верхней час- ти — известко- вистые конкреции, в нижней — граве- литы, конгломераты
			Паха- чинская	N ₁ ¹ ph ¹	300-1000	До 1200	Песчаники, алевролиты	
		П а л е о г е н о в а я	Олигоцен	Ильпинская P ₁ ³ - P ₃ ¹ il	Алутинская	P ₃ al	1000 - 2000	600
	Ковачинская				P ₂ kv	До 150		Аргиллиты, алевролиты с редкими прослоями песчаников и туффов
	Э о ц е н		Килакир- нунская		P ₂ kl	500		
			Кыланская		P ₂ ku	300		Алевролиты, аргиллиты, глины, туфо- генные песчаники, карбонатные кон- креции
			Иночви- ваямская		P _{1.2} in	500		Туфогенные песчаники и конгломераты
	Палеоцен		Ивтыгинская		P ₁ iv	300	Туфоконгломераты, туфы, лавобрек- чии, лавы	
			Верхний		Ачайваямская	K ₂ ač	До 1500	Туфы основного состава, переслаи- вающиеся с туфоалевролитами, по- токи известково-щелочных базальтов
	Меловая	Ватянская				K ₂ vt	До 1500	Лавы и туфы андезитов, базальтов, дацитов, кремнистые породы

В начале эоцена произошла тектоническая аккреция дуги (рис. 41). На первых ее этапах вулканогенно-кремнистые отложения Ватынского террейна шарьировались на континентальную окраину в северо-западном направлении с образованием протяженной Ватино-Ирунейской покровной зоны. Автохтоном является флишевая формация Укэляятско-Лесновской зоны, сформировавшаяся в условиях континентального склона и подножия. В позднеэоцен-раннемиоценовое время после поглощения Ватино-Ирунейского океана произошло ретрошарьирование с перемещением островодужных позднемеловых структур в юго-восточном направлении. Причиной этого было развитие новой зоны поддвига с обратной стороны островной дуги после отмирания падавшей на юго-восток зоны субдукции [33].

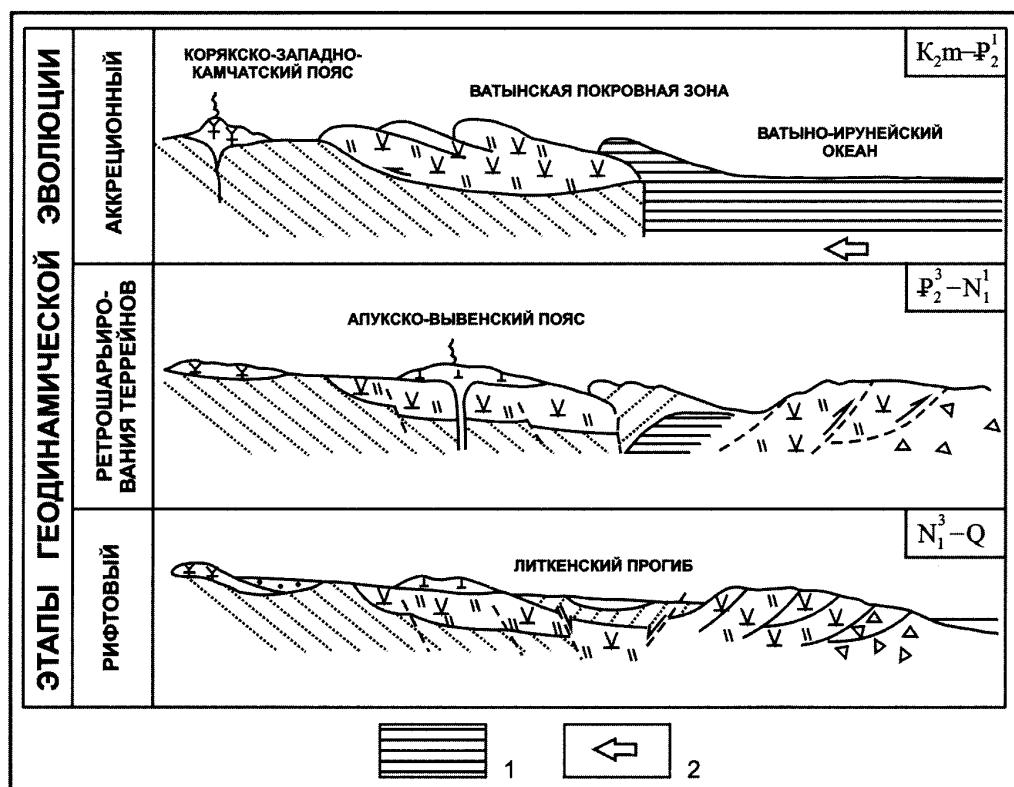


Рис. 41. Основные этапы геодинамической эволюции Ильпинско-Карагинского ПНГБ:

1 – Тихоокеанская плита; 2 – направление движения плиты; остальные усл. обозначения см. на рис. 40

В позднемиоцен-плиоценовое время начались процессы рифтогенеза, в результате которых сформировались Литкенская рифтовая зона и Апукский грабен. Накапливались постколлизийные неавтохтонные отложения. В это же время сформировался надсубдукционный Апукско-Вывенский пояс как реакция на пододвигание океанической коры со стороны Командорского бассейна [2].

Таким образом, осадочное выполнение Ильпиского-Карагинского бассейна, сформированного на острове чужеродных террейнов, состоит из островодужных позднемел-палеогеновых аллохтонных комплексов и неогеновых отложений постколлизийных рифтогенных впадин.

7.11. Наваринский, Алеутский, Олюторско-Командорский потенциально нефтегазоносные бассейны

Геолого-геофизическая изученность. Западная часть Берингово-морского шельфа изучена профилями МОВ ОГТ с шагом 10-30 км, в том числе более 14 тыс. км — на Анадырском и Хатырском шельфах, где, кроме того, проведены площадные сейсмические работы масштаба 1:500 000. Сетью профилей МОВ ОГТ с шагом 50-120 км покрыта площадь глубоководных впадин, южная часть Командорской впадины изучена методами ИСП и ГСЗ. Шельф и западная глубоководная часть покрыты гравимагнитной съемкой масштаба 1:1 000 000. Пробурено 12 скважин глубиной от 0,6 до 5,0 км.

Тектоническое строение. Почти всю северную половину площади акватории Берингова моря занимает область шельфа, в пределах которого геолого-геофизическими методами выявлены крупные впадины — Анадырская, Хатырская, Наваринская и другие, ориентированные в целом в субширотном направлении и параллельные крутому континентальному склону. Командорская и Алеутская глубоководные впадины южной части Берингова моря отделены от Тихоокеанской плиты Алеутской островной дугой (рис. 42). Впадины разделены системой подводных хребтов Ширшова и Бауэrsa, а граница Командорской глубоководной впадины с Азией имеет характер вертикального сброса без заметных горизонтальных смещений [4, 16]. Прогибы северного шельфа, по-видимому, входят в кайнозойскую рифтовую систему Восточной Арктики [8].



Рис. 42. Тектоническая схема Берингоморского мегабассейна:

границы: 1 – мегабассейна, 2 – бассейнов, 3 – суббассейнов; 4 – зоны, перспективные на поиски нефти и газа; 5 – изогипсы поверхности акустического фундамента, км; 6 – разломы; 7 – скважины; 8 – линия сейсмогеологического профиля; 9 – береговая линия; бассейны: I – Анадырский, II – Наваринский, III – Хатырский, IV – Алеутский, V – Олюторско-Командорский, VI – Ильпинско-Карагинский; суббассейны: Ал – Алеутский, ПА – Приалеутский; структурные элементы II порядка (цифры в кружках): прогибы (1 – Наваринский, 2 – Северо-Наваринский, 3 – Гавриила, 4 – Центрально-Наваринский, 5 – Пенакл, 9 – Корякско-Алеутский, 10 – Аляскинско-Алеутский, 13 – Восточно-Алеутский, 16 – Алеутский, 18 – Бауэрс-Алеутский, 20 – Олюторско-Командорский, 21 – Ширшовско-Командорский, 23 – Южно-Командорский, 24 – Прикомандорский, 25 – Приалеутский), поднятия (6 – Сарычева, 7 – Гангутское, 8 – Наваринское, 11 – Жемчуг, 12 – Прибылова, 14 – Центрально-Алеутское, 15 – Саундер, 17 – Бартлетт, 19 – Бауэрс, 22 – Командорского свода)

Возраст акустического фундамента Алеутской впадины по линейным мантийным аномалиям определяется как ранне- или среднемеловой [4]. Меньшая глубина залегания фундамента Командорской впадины, его более расчлененный рельеф в сочетании с возрастной датировкой толеитовых базальтов в скв. 191 (средний олигоцен — средний миоцен) позволяют предполагать, что его возраст более молодой. В осевой части Командорской впадины фиксируется узкая рифтовая зона, по морфологии и уровню теплового потока (до 210 мВт/м^2 , что в 2,5 раза выше, чем в Алеутской впадине) сопоставимая с осевой зоной спрединга [4]. Условно выделенный акустический фундамент Наваринского бассейна (границная сейсмическая скорость 5,6-6,5 км/с) имеет, вероятно, позднемеловой возраст.

Осадочный чехол Беринговоморского региона распространен повсеместно, но неравномерно. Шельфовые впадины выполнены мощными (от 1-3 до 7-9 км) осадками. В Командорской впадине мощность осадочного чехла составляет 1-2 км, в центральной части Алеутской — 4-5 км, увеличиваясь до 7-9 км в прогибах по ее периферии. На подводных хребтах чехол утоняется до 1 км, увеличиваясь до 1,5-2,0 км только в узких привершинных впадинах (рис. 43). Алеутская глубоководная котловина оконтурена континентальным склоном, склонами подводных хребтов Ширшова и Бауэрс и Алеутской островной дугой. Подсклоновые прогибы асимметричного поперечного строения — Алеутский, Корякско-Алеутский и другие — с мощностью осадков до 7 — 9 км и более обрамляют с севера, востока и юго-запада Центрально-Алеутское поднятие. Впадины ограничены системами глубинных сбрососдвигов. Осадочный чехол Алеутской котловины включает два крупных, разделенных несогласием сейсмогеологических комплекса (табл. 13). Нижний, эоцен-нижнемиоценовый, локализуется в наиболее прогнутых зонах, нивелируя поверхность фундамента, характеризуется широким развитием конседиментационных сбрососдвигов. Верхний, среднемиоцен-четвертичный, отчетливо слоистый, залегает субгоризонтально, незначительно осложнен флексурами и разрывами.

Командорская глубоководная котловина ограничена континентальным склоном, склонами хребта Ширшова и Командорского сегмента Алеутской островной дуги. В ее осадочном чехле выделяются подсклоновые прогибы — Олюторско-Командорский, Ширшовско-Командорский и Южно-Командорский, в которых локализована максимальная мощность осадков (до 3-4 км), и Центрально-Командорское сводовое поднятие с чехлом мощностью

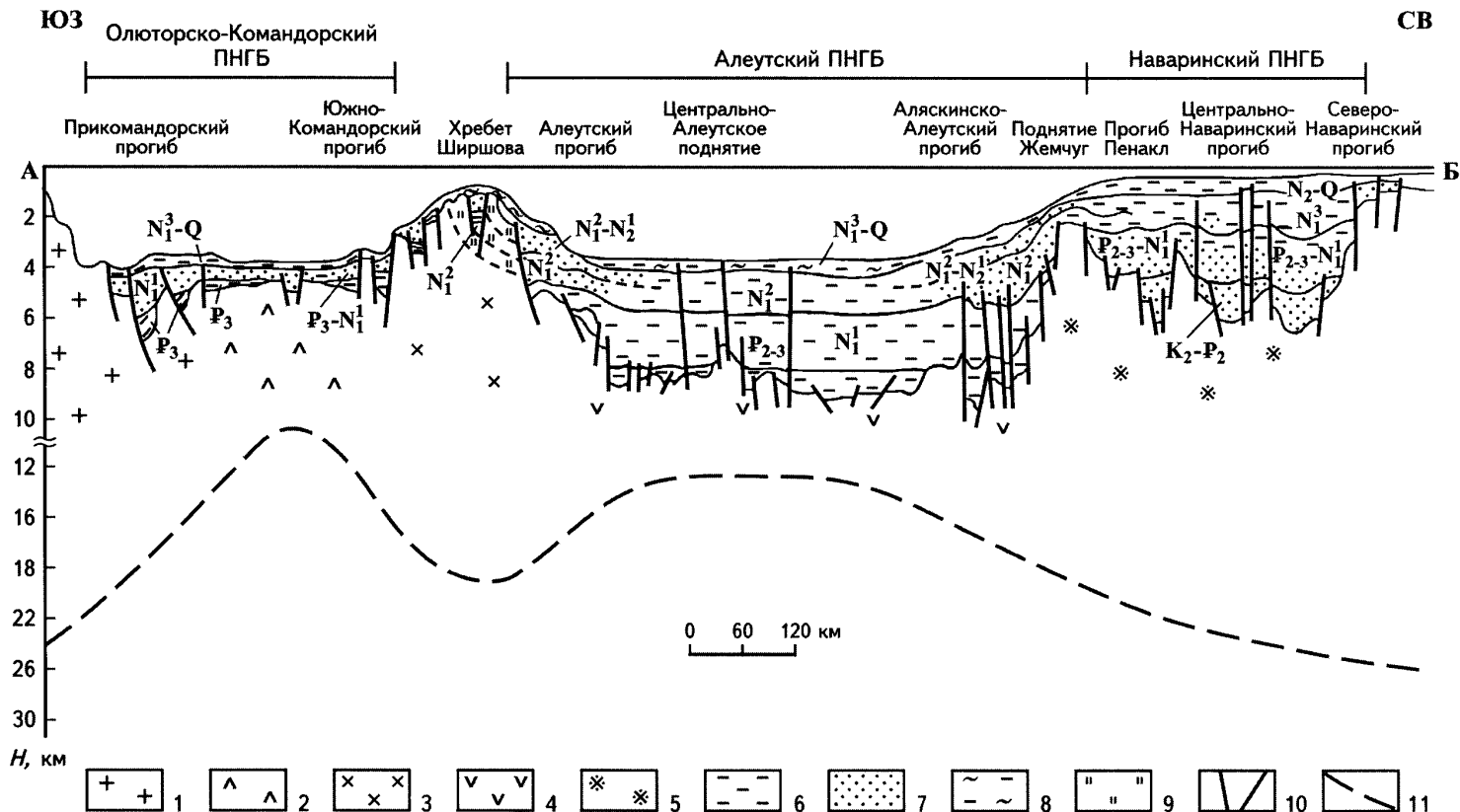


Рис. 43. Сейсмогеологический профиль Берингоморского мегабассейна по линии А – Б:

1 – субконтинентальная кора Командорской островной дуги; 2 – новообразованная океаническая кора палеогенового возраста; 3 – основание хребта Ширшова – скученная океаническая кора; 4 – захваченная океаническая кора; 5 – основание Наваринского террейна; 6 – морские терригенные отложения, 7 – прибрежно-морские отложения, 8 – глубоководные существенно диатомовые отложения; 9 – кремнисто-вулканические триас-палеоценовые образования; 10 – разломы; 11 – граница Мохоровичича; положение профиля см. на рис. 39

0,5-1,5 км. Осадочное выполнение Командорской впадины также разделяется на два комплекса. Нижний, эоцен-среднемиоценовый, акустически прозрачный, выполняет прогибы фундамента и осевые части подсклоновых прогибов. Верхний, верхнемиоцен-четвертичный, стратифицированный, залегает плащеобразно. Заметную роль в структуре дна играют трансформные разломы.

Наваринская впадина ограничена поднятиями Наваринское, Жемчуг, Прибылова и Сарычева. В кайнозойском чехле выделяются два крупных сейсмогеологических комплекса. Нижний, эоцен-среднемиоценовый, умеренно деформирован, выклинивается к бортам впадины. Верхний, верхнемиоцен-четвертичный, распространен повсеместно и залегает почти горизонтально.

Геодинамическая эволюция. Вся мезо-кайнозойская история западной части Беринговоморского региона связана с постоянным сжатием континентальной и океанических плит, на фоне которого происходит формирование новообразованной океанической коры глубоководных впадин. Процесс взаимодействия плит приводит к возникновению окраинно-континентальных поясов и постепенному аккретированию различных комплексов к краю континентов.

В конце мелового времени реликт океанической плиты Кула вместе с терреймами Наваринский, Бауэрс и другими был отделен от Тихоокеанской плиты крупной трансформной зоной (см. рис. 7, Д). В раннепалеогеновое время в результате субдукции трансформная зона преобразовалась в систему дуга — желоб, которая окончательно отделила Берингово море от океана. Алеутская дуга заложилась на океаническом основании, ее разрез начинается с верхнеэоцен-олигоценых толеитовых базальтов и глубоководных вулканогенно-кремнистых образований. Формирование мощного осадочного слоя в Алеутской впадине, судя по сейсмоакустическим профилям, продолжалось в течение всего кайнозоя.

К позднеэоцен-олигоценному времени (см. рис. 7, Е) относится первый эпизод спрединга в Командорской котловине, отделенной от Алеутской впадины субмеридиональным разломом. Растяжение, установленное по излияниям базальтовых потоков, было вызвано неравномерным смещением плиты на запад и компенсировалось на востоке возникновением Ширшовской зоны скупивания, а на западе — субдукцией океанической коры под континентальную с проявлением вулканизма ан-

**Схематические стратиграфические разрезы
по материалам В.М.Голубева (1994), Ю.П.Непрочнова и др. (1985),**

Эра	Система	Отдел	Алеутская впадина						Командорская впадина				
			Сейсмогеологический комплекс	Толща		Мощность, м	Пластовая сейсмическая скорость, км/с	Литология	Сейсмогеологический комплекс	Толща		Мощность, м	
				Индекс	По американо-канской классификации					Индекс	По американо-канской классификации		
Четвертичная	Плиоценовая	Верхний	Верхний	N_2^2-Q	A	500-1000	1,5-2,0	Переслаивание алевролитовых диатомитовых илов и глин со слабосцементированными песчаниками и вулканическими пеплами	Верхний	N_2-Q	A	500	
		Нижний		$N_1^3-N_2$	B					N_1^3	B	500-1000	
		Верхний											
	Миоценовая	Верхний	Верхний	N_1^2		1000-1500	2,3-3,2	Аргиллиты, алевролитистые глины					
	Палеогеновая	Верхний	Верхний	N_1^1		1500-2000	3,3-3,6	Существенно песчаниковая толща с прослоями аргиллитов	Нижний	N_1^1		До 1000	
Мезозойская	Олигоцен			P_{2-3}		3500-4000	3,4-4,8	Существенно терригенная толща песчано-глинистая		P_{2-3}		2000-3000	
	Эоцено												
	Палеоцено												
	Мел												
Мезозойская				K_2			5,0-8,1	Акустический фундамент					

дийского типа (Апукско-Вывенский окраинно-континентальный пояс). По палеомагнитным данным к этому времени можно отнести приближение к современному положению блока Командорских островов. В районе Алеутской впадины со среднего олигоцена наиболее четкое выражение

бассейнов (впадин) Берингова моря
В.Г.Варнавского (1994), В.В.Харахинова (1989)

Командорская впадина		Наваринская впадина							
Пластовая сейсмическая скорость, км/с	Литология	Сейсмогеологический комплекс	Толща		Структурно-стратиграфический комплекс		Мощность, м	Пластовая сейсмическая скорость, км/с	Литология
			Индекс	Сейсмо-комплекс					
1,5-2,4	Переслаивание алевроитистых глин, диатомовых илов, алевроитистых песков, вулканического пепла	Верхний	N_2-Q	А	N_2-Q		600-2000	1,6-2,0	Слабосцементированные песчаники, диатомовые глины
2,6-2,9	Алевритистые глины с прослоями известняков и песчаников		N_1^3		$N_1^3-N_2$				
		Нижний		Б	$N_1^{2,3}$	Эпирифтовый	2000-3000	3,4-3,7	Неравномерное переслаивание глинистых песчаников, алевролитов, аргиллитов
3,1-3,7	Аргиллиты, алевролиты				$N_1^{1,2}$				
3,2-4,0			$\rho_{2,3}$	Г	$\rho_{1,2}$	Раннерифтовый			
5,7-6,3	Осадочно-вулканогенный акустический фундамент, толентовые базальты		$K_2-\rho_2$						
								5,3-5,5	Вулканогенно-осадочный акустический фундамент

получили контрастные тектонические вертикальные движения, в это время заложились и начали интенсивно заполняться терригенными осадками, сносимыми с суши, крупные наложенные впадины — Наваринская и акваториальные части Анадырской и Хатырской.

Второй эпизод спрединга в Командорской впадине относится к среднему — позднему миоцену (см. рис. 7, Ж), новообразованная океаническая кора соответствующего возраста предполагается на всей ее территории. Впадина заполнялась известково-щелочными вулканическими породами и обломочными осадочными сериями.

Наваринский и Алеутский бассейны образовались за счет поздне-мел-кайнозойского осадконакопления в отгороженном от океана Алеутской дугой Беринговом море. Олюторско-Командорский бассейн обязан своим возникновением позднеэоцен-миоценовому задуговому спредингу в Командорской котловине.

7.12. Северо-Охотский, Центрально-Охотский, Южно-Охотский потенциально нефтегазоносные бассейны

Геолого-геофизическая изученность. Акватория Охотского моря покрыта довольно плотной сетью профилей, на которых выполнены различные виды сейсмического профилирования (МОГТ, ОНСП, МНСП) и глубинное сейсмическое зондирование, а также пересечена несколькими трансохотскими геотраверсами. Кроме того, здесь проведены сейсмологические наблюдения, магнитометрическая и гравиметрическая съемки, измерения теплового потока и драгирование дна. Плотность сейсмических наблюдений по Магаданскому шельфу в среднем составляет 0,2-0,5 км/км², на отдельных площадях (Магаданский, Алевинский прогибы) достигает 2 км/км². На остальной акватории Охотского моря изученность сейсморазведкой низкая — 0,1 км/км² и менее. Территория Гольгинского прогиба изучена сейсморазведкой МОВ и КМПВ плотностью 225 м/км².

На Магаданском шельфе пробурены две параметрические и одна поисковая скважина. Строение Гольгинского прогиба изучено тремя параметрическими (8425 м) и пятью структурными (5922 м) скважинами.

Тектоническое строение. Охотское море морфологически и структурно делится на три части: Северо-Охотский шельф (соответствует Северо-Охотскому бассейну), погруженный шельф центральной части (соответствует Центрально-Охотскому бассейну) и глубоководную Южно-Охотскую впадину (соответствует Южно-Охотскому бассейну) (рис. 44).

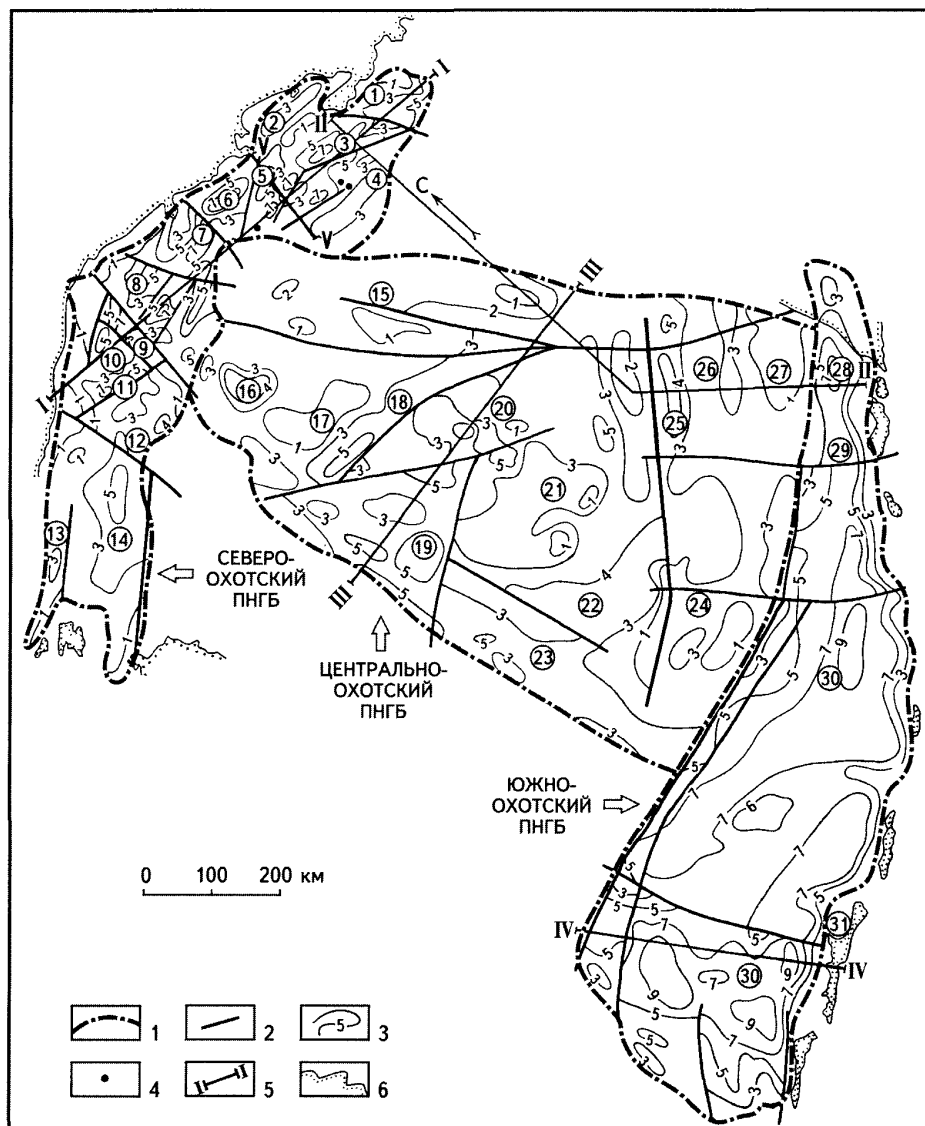


Рис. 44. Тектоническая схема Северо-Охотского, Центрально-Охотского и Южно-Охотского ПНГБ:

1 – границы бассейнов; 2 – основные разломы; 3 – изогипсы поверхности акустического фундамента, км; 4 – скважины; 5 – линии профилей; 6 – береговая линия; структурные элементы (цифры в кружках): Северо-Охотского ПНГБ: прогибы: 2 – Примагаданский, 3 – Алевинский, 5 – Шельтингский, 6 – Восточно-Лисанский, 7 – Лисанского, 8 – Северо-Мареканский, 10 – Аянский, 11 – Ульяновский, 13 – Восточно-Удский, 14 – Восточно-Тугурский; поднятия: 1 – Пьягинское, 4 – Магаданское, 9 – Ионы, 12 – Елизаветинское; Центрально-Охотского ПНГБ: прогибы: 16 – Кашеваровский, 18 – Южно-Кухтуйский, 18 – Центрально-Охотский, 19 – Дерюгинский, 20 – Восточно-Дерюгинский; поднятия: 15 – Центрально-Охотское, 17 – Кашеварова; Центрально-Охотского ПНГБ: прогибы: 19 – Дерюгинский, 22 – Макарова, 23 – Шмидтовский, 25 – Лебеда, 26 – Соболевский; поднятия: 21 – Института Океанологии, 24 – Академии Наук СССР, 27 – Большеречское; Южно-Охотского ПНГБ: прогибы: 28 – Голыгинский, 29 – Атласова, 30 – Южно-Охотский; 31 – Южно-Курильское поднятие

Северо-Охотский бассейн соответствует одноименной рифтовой зоне, протягивающейся вдоль южной окраины Охотско-Чукотского пояса и вулканитов Кони-Мургальской дуги более чем на 1000 км [15]. С севера и юга бассейн ограничен системой разломов и горстов. Разломами различного простирания обусловлена ячеистая структура бассейна, в которой небольшие по размерам, но глубокие грабены разделены узкими горстами (рис. 45, 46). Борта рифтогенных впадин ограничены с одной или двух сторон нормальными и листрическими сбросами и имеют ступенчатую форму. Акустический фундамент вскрыт скв. Магаданская-1 на глубине 2930 м в виде витрокластических туфов с прослоями туффи-тов предположительно мелового возраста. На Шантарских островах фундамент представлен девонскими и каменноугольными турбидитами и хаотическими комплексами. В пределах шельфа акустический фундамент совпадает с реальной поверхностью фундамента только в пределах поднятий, во впадинах он может быть связан с неметаморфизованными меловыми и более молодыми толщами.

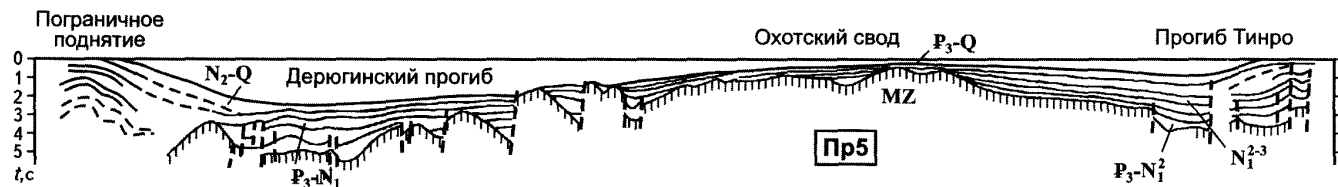
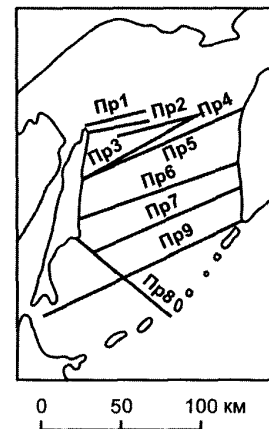
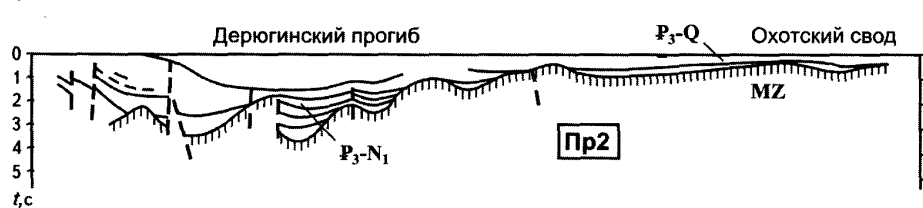
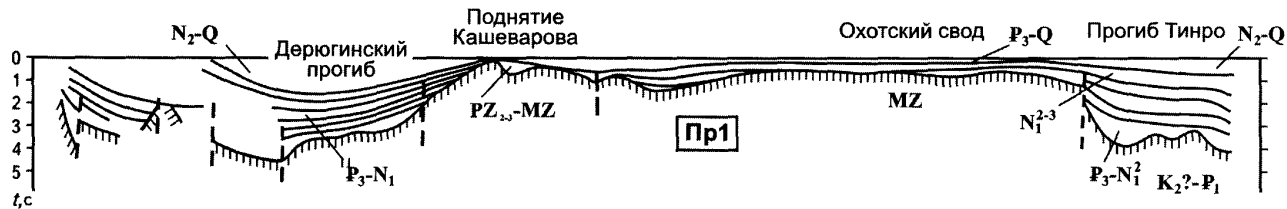
Северо-Охотский бассейн разделяется узкими горстами на три мегапрогиба: Магаданский, Кухтуйский и Шантарский. Они имеют сходное строение и представляют собой крупные отрицательные структуры, разделенные горстовыми поднятиями на прогибы, состоящие в свою очередь из небольших, но очень глубоких (до 10 км) синклиналей. Фундаментом являются, видимо, палеозойские и мезозойские складчатые комплексы и вулканиты Охотско-Чукотского пояса. Осадочный чехол (табл. 14) разделяется на шесть структурно-стратиграфических комплексов (ССК) [62, 63]: верхнемеловой, палеоцен-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый, верхнемиоцен-плиоценовый и плиоцен-четвертичный. Верхнемеловой ССК выявлен по данным сейсморазведки и параметрической скважины в Магаданском мегапрогибе, прослежен фрагментарно, о его составе и мощности судить не представляется возможным. Плиоцен-эоценовый раннерифтовый ССК характеризуется блоковым строением, широким развитием листрических сбросов, мощностью 0,1-6,0 км, глубоководным, преимущественно глинистым или прибрежно-морским обломочным составом. Оligоцен-нижнемиоценовый поздне-рифтовый ССК мощностью 0,3-3,0 км сложен мелководными и относительно глубоководными песчано-алевролитоглинистыми и кремнистыми осадками, слабодис-

лоцирован. Средне-верхнемиоценовый ССК мощностью 0,4-3,0 км незначительно нарушен малоамплитудными сбросами, на внутреннем шельфе имеет сублиторальный и дельтовый фациальный состав, на внешнем шельфе — глубоководный глинисто-кремнистый. Верхнемиоцено-плиоценовый и плиоцен-четвертичный ССК мощностью по 0,5-1,0 км имеют субгоризонтальное залегание осадков, почти полное отсутствие разрывных нарушений; для первого характерно накопление алевролитоглинистокремнистых осадков, для второго — резкое увеличение зернистости отложений.

Центрально-Охотский бассейн (рис. 47, см. рис. 46) ограничен разломами, в его строении выделяются приподнятые блоки с относительно маломощным осадочным чехлом: Центрально-Охотский, Академии Наук СССР и Института Океанологии, разделенные впадиной Макарова. В северо-западной части бассейна находится крупная впадина Дерюгина (рис. 46), где предполагается субокеаническая кора [20].

Выходы фундамента сосредоточены на отдельных поднятиях, с помощью драгирования в них выявлены метаморфические, осадочные, интрузивные и эффузивные породы, в основном средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста [62]. В пределах приподнятых блоков развит слабодислоцированный верхнекайнозойский чехол мощностью до 1-2 км. Дерюгинский прогиб выполнен олигоцен-четвертичной толщей мощностью до 12 км [2, 62]. Нижние комплексы мощностью 1-3 км интенсивно дислоцированы и имеют преимущественно глинисто-кремнистый состав. Верхняя плиоцен-четвертичная часть разреза состоит из песчано-глинистых отложений. Чехол прогиба Макарова разделяется на три ССК: олигоцен-нижнемиоценовый, преимущественно обломочный, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный диатомито-терригенный глубоководный [8].

Южно-Охотский бассейн ограничен разломами, включает в себя Южно-Охотский, Гольгинский и Атласовский прогибы. Южно-Охотский прогиб разделяется системой горстовых поднятий северо-западного простирания на ряд прогибов меньшего ранга. Драгированием с западного и северного бортов бассейна были подняты вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы предположительно акустического фундамента юрско-мелового возраста. Осадочный чехол имеет мощность от 3 до 7 км (табл.15, см. рис.47).



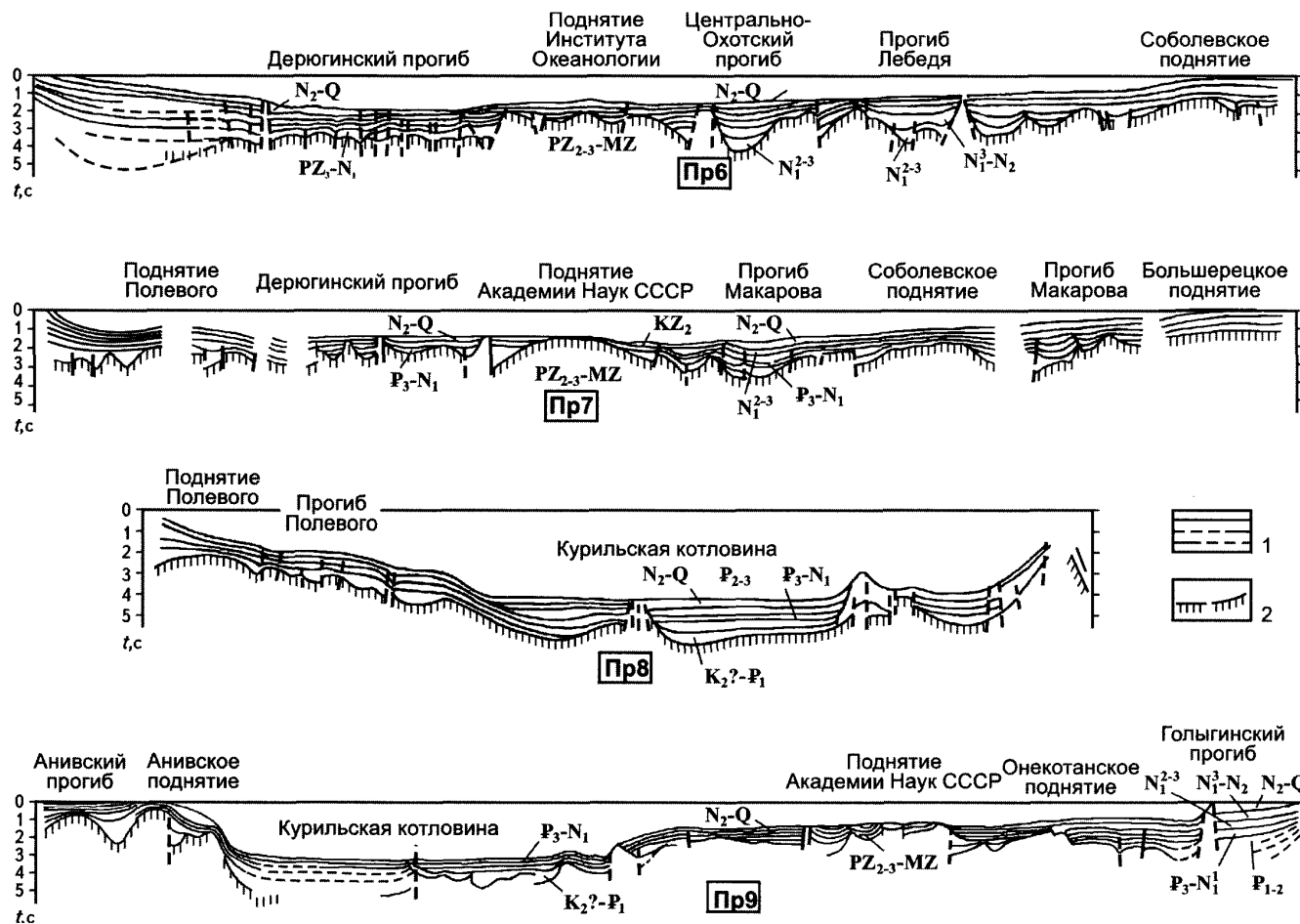
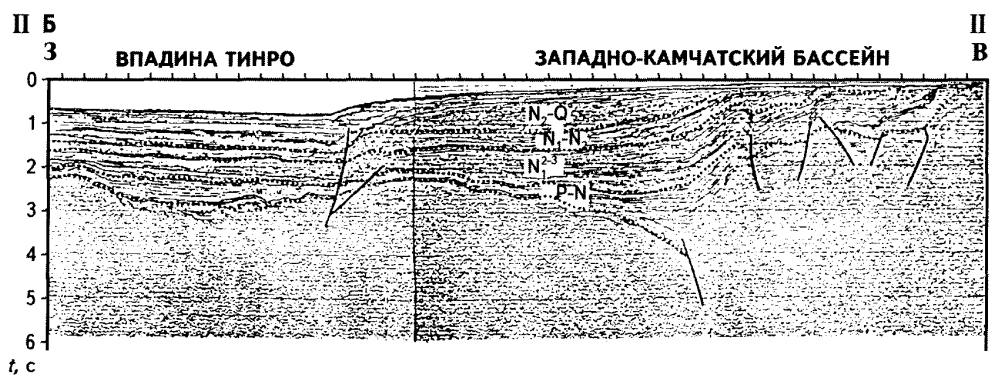
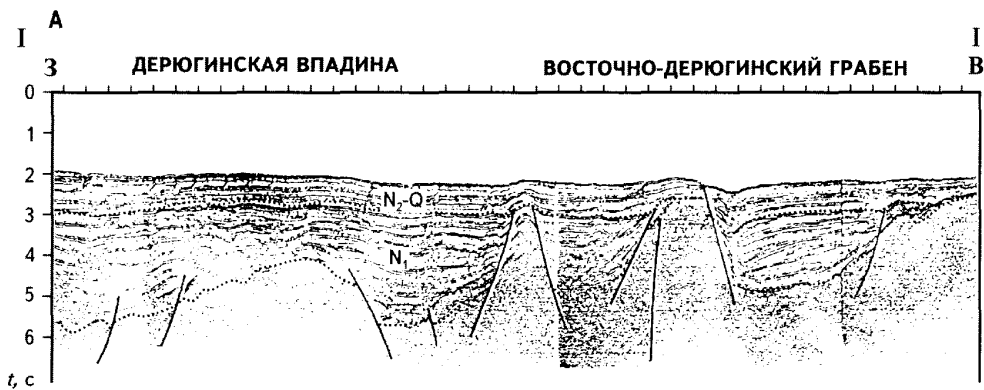


Рис. 45. Временные сейсмические разрезы МОВ ОГТ через Охотское море:

1 – сейсмические границы; 2 – акустический фундамент



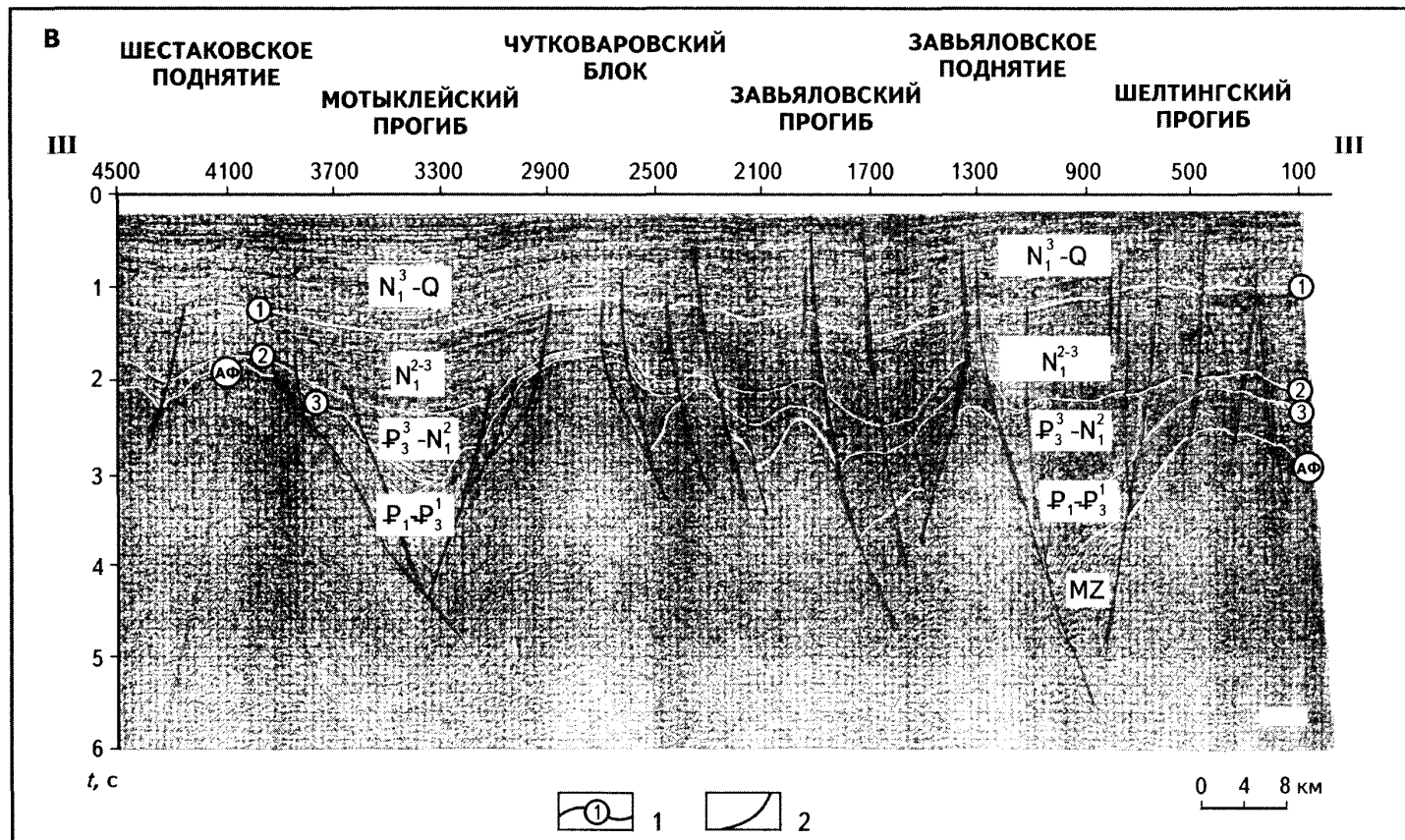


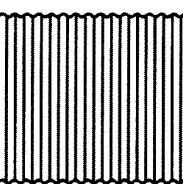
Рис. 46. Временные сейсмические разрезы по линиям профилей I - I (А), II - II (Б) и III - III (В):
1 - сейсмические границы сеймостратиграфических комплексов; 2 - разломы

**Схематические сейсмостратиграфические разрезы бассейнов Охотского
В.В.Харахинова, И.К.Туезова (1996), Э.Г.Коблова,**

Кайнозойская				Южно-Охотский прогиб (Южно-Охотский ПНГБ)						Прогиб Макарова (Центрально-Охотский ПНГБ)	
Эра	Система	Отдел	Подотдел	Сейсмокомплекс	Горизонт	Стратиграфический комплекс	Мощность, м	Пластовая сейсмическая скорость, км/с	Литоология	Сейсмокомплекс	Стратиграфический комплекс
Кайнозойская	Четвертичная	Голоцен			А	1	N ₂ -Q	500-4000		1,7-1,9	Турбидиты, глины
		Плиоцен									
	Неогеновая	Миоцен	Верхний	Б	2	P ₃ -N ₁	500-1500	2,3-3,0	Пески, илы, туфы	Б	N ₁ ^{2,3}
			Средний								
			Нижний	В							
	Палеогеновая	Олигоцен	Г		3	P _{2,3}	500-1500	3,8-4,3	Турбидиты, пеплы		
		Эоцен									
		Палеоцен								4	K ₂ -P ₁
	Мезозойская			АФ			5,1-6,8	Вулкани-ты, сили-циты, аргиллиты			
								Палеозойская			Гранитоиды, кристаллические сланцы, мрамора

Таблица 14

моря по данным Н.А.Богданова (1988), В.А.Ермакова (1991),
В.В.Харахинова (1997), Г.С.Гнибиденко, Н.А.Богданова (2000)

Прогиб Макарова (Центрально-Охотский ПНГБ)		Магаданский мегапрогиб (Северо-Охотский ПНГБ)				
Мощность, м	Литология	Сейсмокомплекс	Стратиграфический комплекс	Серия (скв. Магаданская-1)	Мощность, м	Литология
До 4000	Кремнисто-терригенные отложения	А + Б	N_2-Q	Алевинская	500-1000	Существенно грубообломочный состав
До 3000			N_1^3-Q		500-1000	Алеврито-глинисто-кремнистые отложения
			$N_1^{2,3}$	Магаданская	400-3000	От глинисто-кремнистых глубоководных фаций до дельтовых
3000-5000	Морские терригенные отложения	В	$P_3-N_1^1$	Одянская	300-3000	Песчано-алевролитоглинистые и кремнистые мелко-водные и глубоководные отложения
						
		Г	$P_{1,2}$	Арманская	100-6000	Глубоководные глинистые, прибрежно-морские обломочные отложения
				K_2		
		PZ-MZ				

**Сводный стратиграфический разрез Голыгинского прогиба
Южно-Охотского ПНГБ по материалам Ю.С.Воронкова (1973, 1987),
И.И.Тютрина, В.М.Дуничева (1985)**

Эра	Система	Отдел	Подотдел	Серия	Свита	Индекс	Мощность, м	Нефтегазо-проявления	Л и т о л о г и я	
К а й н о з о й с к а я	Неогеновая	Чет-вер-тичная				Q	50		Сутлинки, пески	
		Миоцен	Плио-цен		Энем-тенская	N _{2en}	320-350		Пески, песчаники, туфопесча-ники, туфоглины, лигниты	
			Верхний	Кавранская N ₁ ^{2,3} kv	Эрманов-ская	N ₁ ³ er	220	Естественные вы-ходы сухого мета-нового газа, пленки нефти в шурфах	Туфопесчаники, туфы, туф-фиты, туфоалевролиты, туфо-аргиллиты, лигниты, угли, гра-велиты, конгломераты	
					Этолон-ская	N ₁ ³ et	500		Туфопесчаники, туфоалевро-литы, туфы, туффиты, бурые угли	
					Какерт-ская	N ₁ ² kk	380-670		Алевролиты, песчаники, туфо-алевролиты	
					Ильин-ская	N ₁ ² il	300		Туфоалевролиты, туфопесча-ники, аргиллиты	
			Средний	Воямпольская P ₃ -N ₁ ¹ vt	Кулувен-ская	N ₁ ¹ kl	100-270	Кедровая пло-щадь — фильтрат с растворенным метановым газом, интервал 1693-2105	Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты	
					Вивентек-ская	N ₁ ¹ vv	160-700		Туфоалевролиты, прослои туфопесчаников	
					Утхолок-ская	N ₁ ¹ ut	300-360			
			Нижний		Гак-хин-ин-ская	Вул-кано-генная толща	P ₃ gk	800-1500		Туфоалевро-литы, прослои туфопесчани-ков, аргилли-тов, гальки вулканитов
								450		
		Палеогеновая	Олигоцен							Андезиты, ба-залты, лаво-конгломераты, андезитоба-залтовые пор-фириты
			Эоцен							
	Палеоцен									
Мезозойская	Меловая								Аргиллиты, алевролиты, песчаники, сланцы	
Верхний					Кихчикская	K ₂ kh	Вскрытая 150			

Нижние комплексы палеоген-миоценового [2] возраста имеют глубоко-водный состав, борта грабенов нарушены листрическими высокоамплитудными сбросами, их мощность значительно изменяется, так как они нивелируют расчлененный рельеф поверхности акустического фундамента. Верхнемиоцен-четвертичные отложения характеризуются субгоризонтальным залеганием и достигают максимальную мощность (до 4 км) у южного борта бассейна. Атласовский и Голыгинский прогибы контролируются грабенами восточно-северо-восточного простирания, глубина погружения верхнемелового акустического фундамента составляет 3-7 км, в строении осадочного чехла принимают участие палеоцен-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый, верхнемиоцен-плиоценовый и плиоценовый ССК.

Геодинамическая эволюция. Описываемые бассейны сформировались в позднемел-кайнозойскую эпоху, когда в Охотоморском регионе, наряду с формированием новой континентальной коры, получили широкое развитие процессы рифтогенной деструкции континентальной и субконтинентальной коры и спрединг с образованием субокеанической коры.

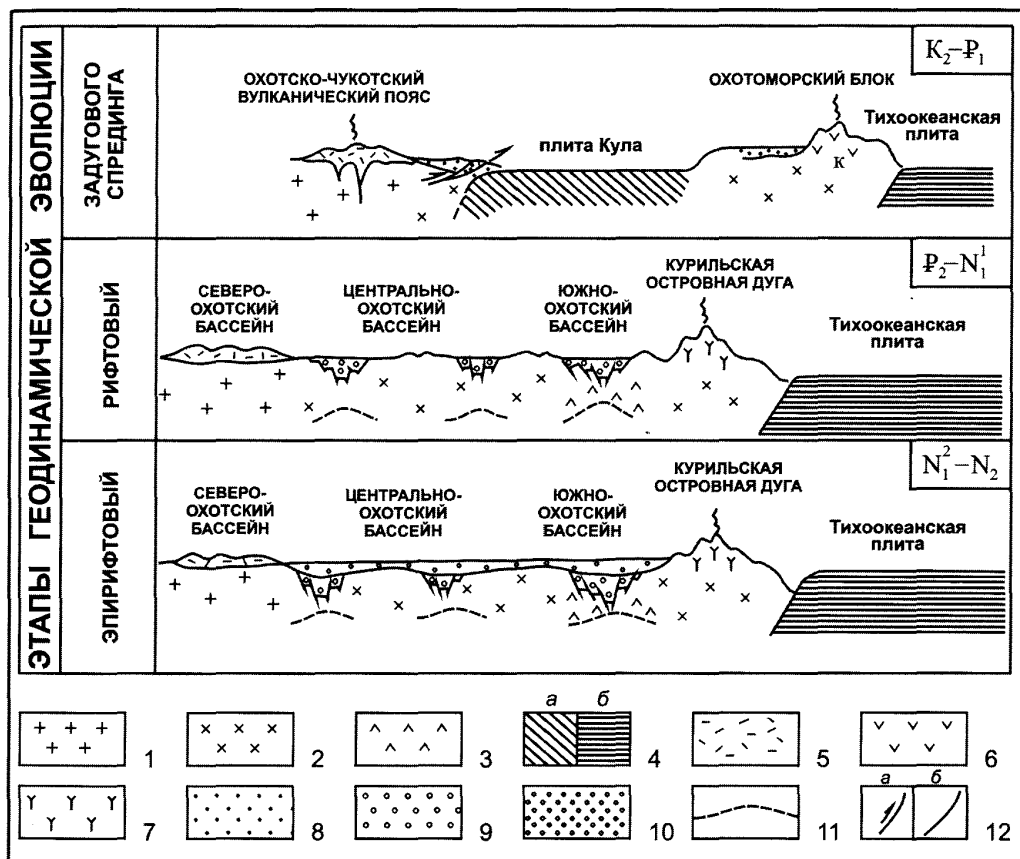
Охотоморский блок относится к зоне субдукции, отвечающей Корякской островной дуге [20]. Об этом свидетельствуют драгированные с выступов фундамента поднятий верхнемеловые известково-щелочные вулканы. На рубеже мела и палеогена Охотоморский блок находился на расстоянии порядка 2000 км от материковой окраины Азии (рис. 48, см. рис. 7 В). В эоценовое время Охотоморский блок сблизился с Евразией и присоединился к ней (см. рис. 7, Д, Е).

В палеоцен-эоценовое время началось формирование Северо-Охотской рифтовой системы, в результате раскола литосферы заложилась относительно неглубокие узкие грабены, ограниченные нормальными и листрическими сбросами. К олигоцену деструктивные процессы распространились на Центрально-Охотский регион, где образовалась клинораздвиговая система Дерюгинского полуграбена и Восточно-Дерюгинской впадины, а также на Южно-Охотский бассейн, где в тылу Курило-Камчатской дуги начался спрединг центрального типа. Утонение и растяжение коры компенсировались скупиванием и образованием аккреционных призм на склонах котловины [4]. Средне-позднемиоцен-плиоценовый этап характеризуется обширной трансгрессией, углублением прогибов и формированием мощных осадочных выполнений преимущественно морского генезиса (см. рис. 7, Ж, 48).



**Рис. 47 Схематические геолого-геофизические профили
Охотоморского мегабассейна**

А – геолого-геофизические профили, Б – положение профилей: 1 – субокеаническая кора: а – южно-охотского подтипа, б – дерюгинского подтипа; 2 – субконтинентальная кора; 3 – преимущественно песчаные существенно грубообломочные мелководные отложения; 4 – песчано-глинистые субконтинентальные и прибрежно-морские отложения; 5 – песчано-глинисто-кремнистые отложения открытого моря; 6 – углисто-разреза; 7 – присутствие в разрезе вулканогенных и вулканокластических отложений; 8 – диатомитовые глубоководные отложения; 9 – вулканисты Курило-Камчатской островной дуги; 10 – разломы; 11 – граница Мохоровичича; 12 – границы бассейнов; 13 – линии профилей; 14 – береговая линия; возможные зоны нефтегазоаккумуляции: Нн – Нонгданская, Кх – Кухтуйская, Гв – Гаванцевская, Хм – Хмитевская, Из – Измайловская, Ол – Ольнинская, Ум – Умарская, Мг – Магаданская; положение линии профилей см. на рис. 44



**Рис. 48. Основные этапы геодинамической эволюции
Охотоморского мегабассейна:**

кора: 1 – континентальная; 2 – субконтинентальная; 3 – субокеаническая; 4 – океаническая: а – плиты Кула, б – Тихоокеанской плиты; вулканисты: 5 – Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса, б – Охотоморского блока, 7 – Курильской островной дуги; 8 – вулканогенно-осадочные отложения; 9 – рифтовые комплексы; 10 – пострифтовые комплексы; 11 – граница Мохоровичича; 12 – разломы: а – надвиги, б – сбросы

Итак, бассейны Охотского моря сложены палеоген-нижнемиоценовыми комплексами рифтов, заложенных на основании Охотоморского и других блоков, составляющих материковую окраину, а также средне-верхнемиоцен-плиоценовыми отложениями надрифтовых депрессий.

7.13. Северо-Восточно-Сахалинский нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. Бассейн характеризуется высокой степенью изученности. Вся его площадь покрыта геологической съемкой масштабов 1:25 000 и 1:50 000, проведены региональные и детальные магнитометрические, гравиметрические, электроразведочные и сейсморазведочные (ГСЗ, КМПВ, МОВ и МОГТ) работы. Плотность сейсмопрофилей на суше составляет около 1,7 км/км², на море — 3,5 км/км², наилучшая информативность материалов достигнута в пределах крупных отрицательных структур и прибрежных зон восточного шельфа (2,5 км/км²), изученность крупных поднятий и северного шельфа ниже (0,1-1,0 км/км²). Пробурено около 2000 поисковых и разведочных скважин, изученность бурением на суше 140-180 м/км², на акватории — до 2,6 м/км², или 2,5-10,0 тыс.км²/скв.

Тектоническое строение. Северо-Восточно-Сахалинский бассейн граничит с Северо-Охотским, Центрально-Охотским, Южно-Охотским, Западно-Сахалинским и Южно-Сахалинским бассейнами по системе региональных разломов, выступам мезозойских террейнов и вулканогенно-осадочным островодужным образованиям (рис. 49). Фундаментом являются чешуйчато-надвиговые триас-нижнемеловые вулканогенно-терригенно-кремнистые толщи «аккреционного клина», собранного в результате столкновения раннемезозойских островных дуг с континентом [42]. Глубина погружения фундамента в опущенных блоках составляет 5-12 км, на обрамляющих и внутренних поднятиях — 1,5-3,0 км. Фундамент разделяется Центрально-Сахалинским швом на западный и восточный блоки, различающиеся структурной организацией: для западного блока она выражена в виде тектонических пластин, ограниченных литрическими сбросами и надвигами, для восточного — серией горстов и грабенов [63].

Осадочная толща бассейна разделена на девять структурно-стратиграфических комплексов, характеризующихся различными литологическим составом и степенью дислоцированности (табл. 16). Верхнемеловой морской терригенно-кремнисто-вулканогенный распространен в северной и юго-западной частях бассейна, мощность более 2,5 км. Эоценовый вулканогенно-терригенный субконтинентальный комплекс развит в Лунском и Северо-Сахалинском прогибах, мощность до 2-3 км. Нижнеолигоценовый (мачигарский) комплекс общей мощностью более 2 км слагает узкие грабены в западной и юго-восточной частях Северо-Восточно-Сахалинского бассейна. Представлен терригенными, в том числе грубообломочными, углесодержащими породами с примесью вулканогенного материала. Нижнеолигоценовый (даехуриинский) комплекс образован глубокоководными кремнисто-глинистыми отложениями мощностью до 1,5 км, накопившимися в условиях практически мгновенного погружения бассейна и трансгрессивно перекрывшими разнородное основание. Комплекс расчленен на ряд горстовых, горст-антиклинальных и грабен-синклинальных форм северо-западного простирания, контролируемых продольными разрывными нарушениями. Нижнесреднемиоценовый (уйнинско-дагинский) комплекс имеет мощность до 3 км и глинисто-кремнисто-песчаный регрессивный состав, он значительно нарушен разломами. Средне-верхнемиоценовый (окобыкайско-нижненутовский) комплекс включает мощную (до 5-6 км) глинисто-песчаную толщу, составляющую значительную часть Северо-Сахалинского прогиба. Верхнеокобыкайские отложения нивелируют резко расчлененный на узкие протяженные грабены нижнеокобыкайский рельеф. В западных районах бассейна преобладают мелкоководные песчаные отложения, в восточных — относительно глубокоководные. Характерно преимущественное развитие складчатых дислокаций. Раннеплиоценовый (поздненутовский) и позднеплиоценовый (помырский) комплексы сложены морскими песчано-глинистыми и диатомовыми породами мощностью до 2-5 км и занимают в основном восточную часть бассейна. Плейстоценовый (дерюгинский) комплекс глинисто-песчаного состава фиксируется в виде небольших линз (до 1,5 км) на восточной границе Северо-Восточно-Сахалинского бассейна. В целом плиоцен-четвертичные отложения перекрывают нижележащие образования мегаклиноформным плащом.

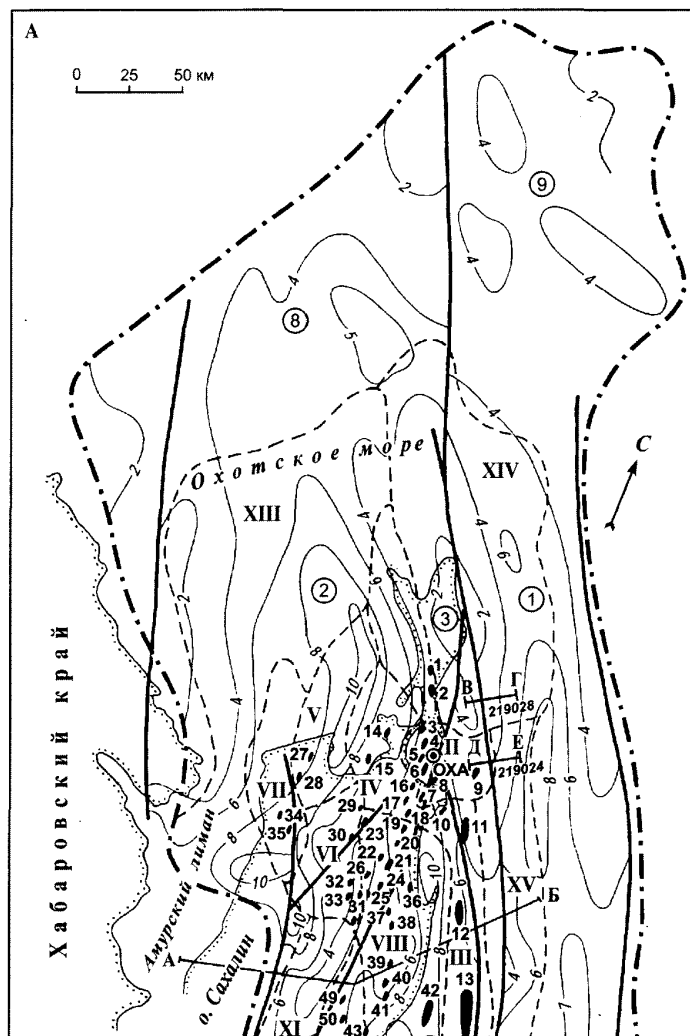
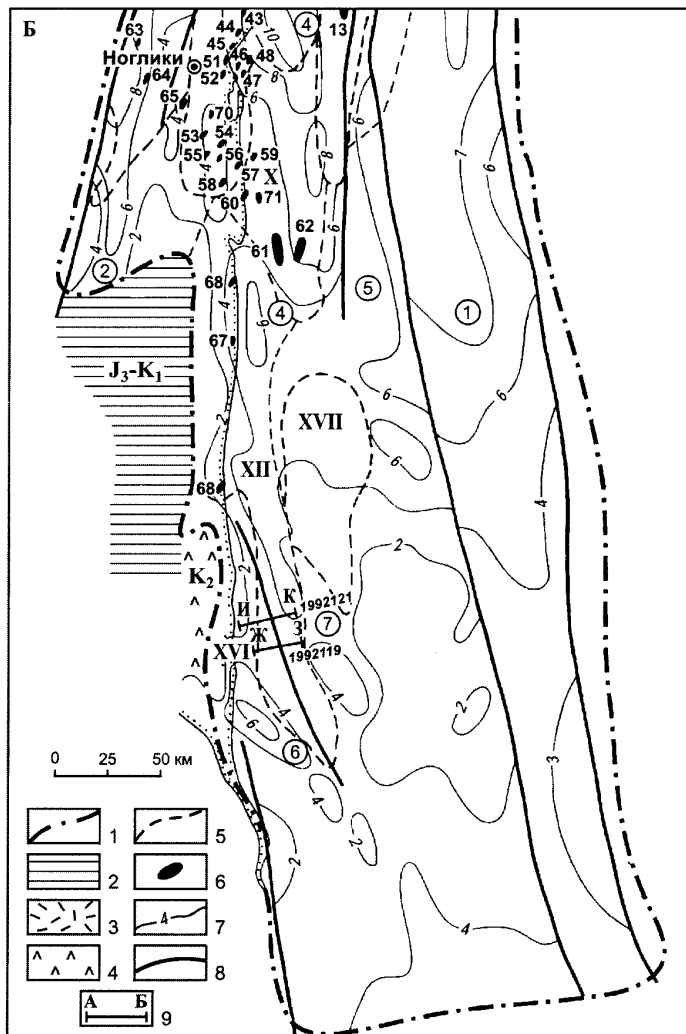


Рис. 49. Тектоническая схема Северо-Востока Сахалинского НГБ:

1 – границы бассейна; 2 – хаотические и субдукционные складчатые породы террейнов; вулканы: 3 – Сихотэ-Алиньского пояса, 4 – Восточно-Сахалинской островной дуги; 5 – зоны нефтегазоаккумуляции; 6 – месторождения; 7 – изогипсы поверхности складчатого основания, км; 8 – главные разломы; 9 – линии профилей; зоны нефтегазоаккумуляции: с установленной нефтегазоносностью: I – Эспенбергская, II – Охино-Эхабинская, III – Одоптинская, IV – Волчинско-Сабинская, V – Астрахановская, VI – Гыртыланьинская, VII – Лангрийская, VIII – Паромайско-Чайвинская, IX – Восточно-Дагинская, X – Ныйская, XI – Нышко-Тымовская, XII – Пунско-Пограничная; с предполагаемой нефтегазоносностью: XIII – Приматериковая, XIV – Трехбратская, XV – Восточно-Одоптинская, XVI – Рымникская, XVII – Полевого; структурные элементы I порядка (цифры в кружках): 1 – Восточно-Сахалинский прогиб, 2 – Северо-Сахалинский прогиб, 3 – Дагинское поднятие, 4 – Промысловый прогиб, 5 – Шмидтовское поднятие, 6 – Тюлений прогиб, 7 – Пограничный прогиб, 8 – Северный прогиб, 9 – Ионский прогиб; месторождения (н – нефтяные, г – газовые, к – конденсатные): I – Эспенбергская зона: 1 – Северное Колендо (гн), 2 – Колендо (гн); II – Охино-Эхабинская зона: 3 – Северная Оха (гн), 4 – Оха (н), 5 – Южная Оха (нг), 6 – Эхаби (гн), 7 – Тунгор (гки), 8 – Вост. Эхаби (н), 9 – Восточный. Кайган (н);



III – Одоптинская зона: 10 – Одопту (н), 11 – Одопту-море (гкн), 12 – Пильтун-Астохское (гкн), 13 – Арку-тун-Дагинское (гкн); IV – Волчинско-Сабинская зона: 14 – Некрасовское (гн), 15 – Восточно-Байкальское (н), 16 – Абановское (г), 17 – Гиляко-Абунанское (гн), 18 – Нельма (гн), 19 – Эрри, Западное Эрри (г), 20 – Юж. Эрри (нг), 21 – Сабо (гн), 22 – Западное Сабо, Морошкинское (н), 23 – Волчинка (гн), 24 – Малое Сабо (нгк), 25 – Южная Кенига (г), 26 – Осиновское (г); V – Астрахановская зона: 27 – Астрахановское (гк), 28 – Узловое (гк); VI – Гыргыланьинская зона: 29 – Шхунное (гк), 30 – Северная Глухарка (г), 31 – Крапив-ненское (гк), 69 – Южно-Крапивненское (гк), 32 – Гыргылань (г), 33 – Мостовое (г); VII – Пангрыйская зона: 34 – Центрально-Пангрыйское (гн), 35 – Березовское (гн); VIII – Паромайско-Чайвинская зона: 36 – Кыдыла-нь (нг), 37 – Мухто (гн), 38 – Паромай (гн), Северный Паромай (н), 39 – Пильтун (н), 40 – Горомай (н), 41 – Северное Боатасино (г), 42 – Чайво (нгк); IX – Восточно-Дагинская зона: 43 – Усть-Эвай (гк), 44 – Мирзое-ва (гкн), 45 – Нижнее Даги (нгк), 46 – Монги (гкн), 47 – Усть-Томи (гк), 48 – Каурунани; 49 – Южный Вал (н), 50 – Средний Аскасай (н), 51 – Восточное Даги (гн), 52 – Южное Даги (гн), 53 – Лысая Сопка (н), 54 – Уйглекуты (гн), 55 – Имчинское (г), 56 – Западное Катангли (г), 57 – Катангли (н), 58 – Прибрежное (нг), X – Ныйская зона: 59 – Венинское (г), 60 – Старый Набил (гн), 61 – Лунское (нгк), 62 – Киринское (нгк); XI – Нышско-Тымовская зона: 63 – Верхне-Нышское (гк), 64 – Западно-Татамское (гк), 65 – Верхне-Татамское (гк); XII – Лунско-Пограничная зона: 66 – Уфское (нг), 67 – Полярнинское (н), 68 – Окружное (н), 70 – Ног-лики (н), 71 – Набил (н)

**Сводный стратиграфический разрез Северо-Восточно-Сахалинского НГБ
по материалам Ю.С.Воронкова (1987), В.В.Харахинова (1993)**

Эра	Система	Отдел Ярус	Горизонт	п-ов Шмидта				Охино-Эхабинский район					
				Свита	Литология	Мощ- ность, м	Нефтегазо- носность	Сви- та	Под- свита, пачка	Литология	Мощ- ность, м	Нефтегазоносность	
К а й н о з о й с к а я	Н е о г е н о в а я	П л и о ц е н	Помырский	Диановская N_{2dp}	Пески, песчаники	120- 240		$N_{1,2nt}$	Верхняя	Мелкозернистые пески	до 500	Нефтегазоконден- сатные залежи на шельфе Одоптин- ской и Паромайско- Чайвинской зон	
				Помырская N_{2pm}	Пески, редкие прослои песчанистых глин, лигнитов, базальные конгломераты	500- 800							
				Матитукская N_{2mt}	Пески, глины	950- 1000							
			Верхне- нутовский	Маямрафская $N_{1,2mp}$	Алевритовые глины с прослоями диатомитов	400- 700			Средняя	Разнозернистые пески	до 1500- 2000		
				Венгерийская N_{1vp}	Алевритовые глины, пес- чанистые алевролиты, ред- кие прослои песчаников	650- 950							Нижняя
			Нижне- нутовский	Каскадная N_{1ks}	Алевритовые глины с тонкими прослоями алев- ролитов, обугленный дет- рит, известково-мергели- стые конкреции	450- 750							
		М и о ц е н	Средний	Пильская N_{1pl}	Чередующиеся кремнисто- глинистые, глинистые и опоковидные сланцы с прослоями песчаников, глин, конкрециями фос- форитов	650- 1000		Окобай- ская N_{ok}	Верхняя	Песчанники с прослоями глин и алевролитов	200-400	Залежи нефти и газа в Паромайско-Чай- винской зоне	
									Средняя	Пески, песчаники, пропласт- ки глин и алевролитов	150-300		
									Нижняя	Глины, алевролиты, пласты песков и песчаников	350- 2000		
			Нижний					Датинский	Датинская (пильская) N_{1dg}	Верхняя	Чередование алевроли- тов, глин, аргиллитов, кремнистых аргиллитов, пропластки песчаников	250- 350	Нефтяная залежь Восточный Кайган
										Средняя	Песчанники с прослоями кремнистых аргиллитов, глин, алевролитов, тон- кие прослои угля и анде- зитобазальтовых туфов	200- 350	
										Нижн. (уйнин- ская)	Чередование кремнистых аргиллитов, глин, алевро- литов, песчаников	250- 350	

Эра	Система	Отдел Ярус	Дагинско-Катанглийский район				Лунско-Пограничный район			
			Свита	Литоология	Мощность, м	Нефтегазонасность	Свита	Литоология	Мощность, м	Нефтегазонасность
Кайнозойская	Неогеновая	Плиоцен	Помырский	?	Пески, алевроиты, глины					
			Верхне-нутовский	Нутовская N _{1,2nt}	4-я толща	Неравномерное переслаивание неотсортированных песков с примесью гальки	550-600	Залежи в Волчинско-Сабинской и Гыргыланьинской зонах		
					3-я толща	Переслаивание мелкозернистых песков и алевроитов, прослои глины	до 600			
					2-я толща	Гравелитистые пески с прослоями алевроитов, алевролитовых глин	600-700			
					1-я толща	Разнозернистые пески с малоомощными прослоями алевролитовых глин	700-1000			
		Верхний	Нижне-нутовский							
			Окобыкайский	Окобыкайская N _{1ok}	Глины, глинистые алевролиты с подчиненными прослоями песков и песчаников	600-1700	Месторождения нефти, газа и конденсата Волчинско-Сабинской, Гыргыланьинской, Восточно-Дагинской и Ныйской зон (суша и шельф)	Хузинская N _{1hz}	Алевролиты с малоомощными прослоями песков, песчаников, гравелитов, глин	500-600
			Дагинский	Дагинская N _{1dg}	Верхняя (надувчатая) толща	Пески, песчанники, пачки глинистых алевроитов и алевролитов	150-800	Уранайская N _{1ur}	Пески с прослоями песчанников, алевролитов, гальки, кремнистых и изверженных пород, базальные конгломераты	450-1200
					Средняя (углеистая) толща	Чередование песчанников, алевролитов, глин, пласты углей, углестых сланцев	350-750			
					Нижняя (пачка) толща	Песчанники с подчиненными прослоями алевроитов, глин, гравелитов	620-820	Борская N _{1br}	Неравномерное чередование глинистых песчанников, глинистых и песчанистых алевролитов и аргиллитов, конкреция мергеля, пласты и линзы гравелитов и туфов, гальки эффузивных пород	2600-2800
		Средний	Уйининский	Уйининская N _{1up}	Верхняя	Чередование аргиллитов, глин, алевролитов, песчанников, известняков	250-360			
					Средняя	Аргиллиты, глины, алевролиты	350-450			
					Нижняя					
		Нижний								

Эра	Система	Отдел Ярус	Горизонт	Лангрийский район					Амурский лиман и Энгизпальский район									
				Свита		Литология	Мощ- ность, м	Нефтегазо- носность	Свита	Литология	Мощ- ность, м	Нефтегазо- носность						
К а й н о з о й с к а я	Н е о г е н о в а я	Миоцен	Плиоцен	Верхне- нутовский	Нижне- нутовский	Тамлевская и рыбновская N _{1,2tm-rb}	Пески с примесью гравийного материала, маломощные редкие прослои глин, алеврои- тов, бурых углей, лиг- нитов	До 1500		Тенгинская N _{1,2tn}	Пески, песчаники с прослоями алевроли- тов, глин, конгломе- ратов, углей	200- 2000						
														Окобы- кайский	Навивская N _{np}	Пески с примесью гравия и гальки, про- слоями глин, алевро- литов, бурых углей, лигнитов, базальные конгломераты	300- 1000	
			Датинский	Верхнелангерийская N _{1vl}	Верхняя	Пески с прослоями глин, алевроитов, бурых углей	550	Вагисская N _{1vg}		Чередование песков, песчаников с плас- тами глин, алевроли- тов, бурых углей	До 1000- 1500							
						Нижний	Средний					Средняя		Чередование песков и глин, пласты бурых уг- лей мощностью 1-2 м	500- 600			
														Уйнин- ский	Ниж- няя	Чередование песков, песчаников, алевроли- тов, глин с обугленным детритом	250- 350	
			Дасхури- нский	Нижне-лан- герийская N _{nl}			Кремнистые аргиллиты, внизу - алевролиты с про- слоями песчаников, сверху - алевроитовые глины с про- слоями песков и песчаников	500- 1000			Дасхуринская + уйнинская Ф ₃ N _{1dh+un}	Энгизпаль- ская N _{ep}		Халдасин- ская N _{hn}	Алевроли- то-глини- стые песча- ники, але- вролиты	Песчани- ки, конгло- мераты	Кремнистые аргиллиты и алевролиты, мергели, кон- креции	560 200 600

Кайнозойская		Палеогеновая										
Мезозойская		Меловая										
		Верхний							Эоцен			Олигоцен
		Сеноман	Турон	Коньяк	Сантон	Кампан	Маастрихт	Зангорский	Снежинский	Краснопольевский	Шебунинский	Мачигарский
		Найбинский	Быковский	Леонидовский	Сахалинский	Красноярковский	Загорский					
											</	

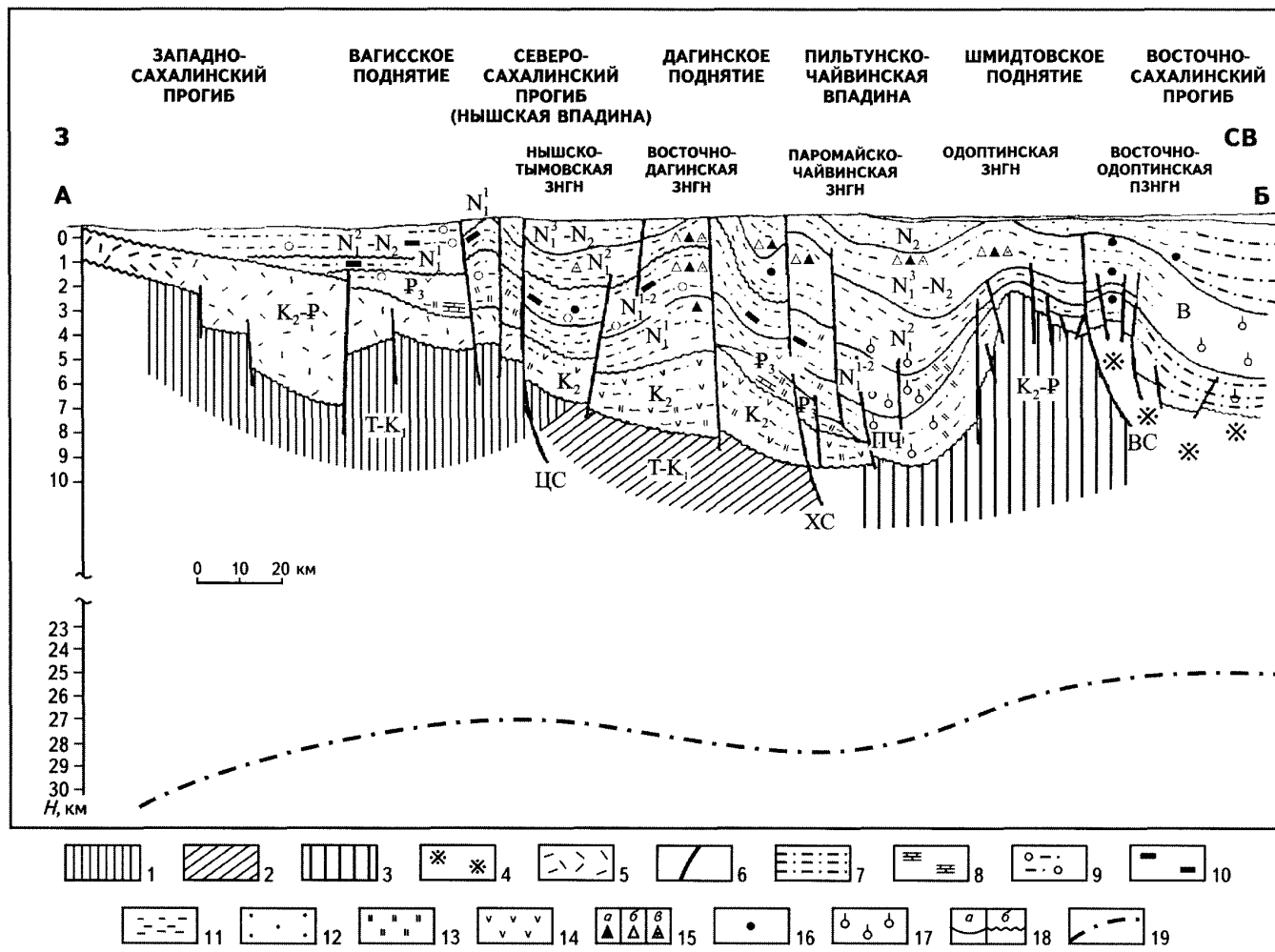


Рис. 50. Схематический геологический профиль Северо-Восточно-Сахалинского НГБ по линии А – Б:

1 – хаотические аккреционные комплексы; 2 – вулканогенно-терригенно-кремнистые комплексы окраинно-континентального пояса; 3 – терригенные отложения преддуговых террас; 4 – основание Охотоморского блока; 5 – вулканыты Сихотэ-Алиньского океанно-континентального пояса; 6 – разломы и надвиги; 7 – песчано-глинистые отложения; 8 – известковые породы, известковые и мергелистые конкреции; 9 – конгломераты, гравелиты; 10 – угли; 11 – преимущественно глинистые отложения; 12 – преимущественно песчаные отложения; 13 – кремнистые породы; 14 – туфы и туффиты; 15 – залежи; 16 – газоконденсат; 17 – очаги генерации УВ; 18 – залежание пород; а – согласно, б – с размытыми и несогласиями; 19 – граница Мохоровичича; разломы и надвиги: ЦС – Центрально-Сахалинский, ХС – Хоккайдо-Сахалинский, ВС – Восточно-Сахалинский; очаги генерации УВ: ПЧ – Пильтунско-Чагинский, В – Восточно-Сахалинский; ЗНГН – зоны нефтегазоаккумуляции, ПЗНГН – перспективные зоны нефтегазоаккумуляции; положение линии профиля на рис. 49

Северо-Восточно-Сахалинский бассейн включает в себя субмеридионально вытянутые Северо-Сахалинский, Восточно-Сахалинский и Промысловый прогибы, разделенные Дагинским и Шмидтовским поднятиями (рис. 50).

Геодинамическая эволюция. Хаотическое строение и присутствие в составе фундамента Сахалина офиолитов, метаморфических пород и островодужных ассоциаций позволяют интерпретировать его как субдукционный меланж, сформировавшийся в позднемеловой этап развития Восточно-Сахалинской островной дуги [2, 20] (рис. 51). Формирование осадочного выполнения Западно-Сахалинского бассейна началось с раннего мела, когда перед фронтом Сихотэ-Алиньского вулканического пояса непрерывно накапливалась мощная морская терригенная толща, содержащая продукты разрушения вулканических пород Сихотэ-Алиня (см. рис. 7, Г).

На рубеже мела и палеогена Восточно-Сахалинская островная дуга столкнулась с активной окраиной Евразии, что маркируется главной фазой деформаций основания Восточного Сахалина (образование надвигов, вергентных на запад) и Центрально-Сахалинским швом.

Преобладающие объемы осадочного чехла сахалинских бассейнов, в том числе и содержащие залежи УВ, образовались в результате рифтогенной деструкции, охватившей с начала олигоцена субконтинентальную кору окраинных морей. В связи с этим в осадочном выполнении бассейнов выделяют рифтовые и пострифтовые литолого-стратиграфические комплексы и соответствующие им нижние и верхние нефтегазоносные или возможно нефтегазоносные этажи, состоящие из комплексов с различными условиями генерации и аккумуляции УВ.

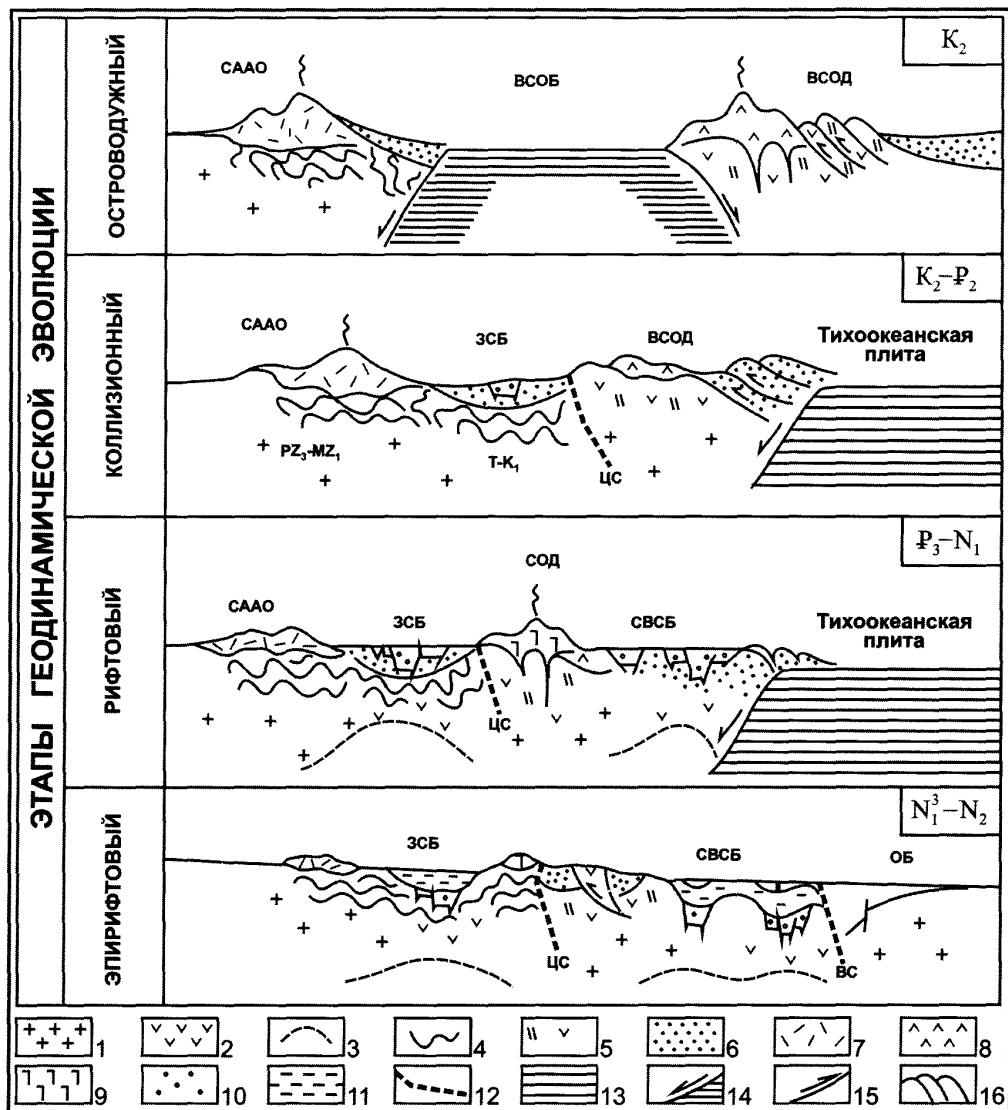


Рис. 51. Основные этапы геодинамической эволюции Северо-Востоно-Сахалинского НГБ:

кора: 1 – континентальная и субконтинентальная, 2 – океаническая и субокеаническая; 3 – мантийные диапиры; 4 – позднепалеозой-раннемезозойские хаотические аккреционные комплексы; 5 – триас-раннемеловые вулканогенно-терригенно-кремнистые комплексы аккреционного коллажа террейнов; 6 – терригенные отложения преддуговых террас; 7 – вулканиты Сихотэ-Алиньского окраинно-континентального пояса; 8 – вулканиты Восточно-Сахалинской островной дуги; 9 – вулканиты Сахалинской островной дуги; 10 – рифтовые отложения; 11 – пострифтовые отложения; 12 – главные коллизийные швы; 13 – океаническая часть плиты; 14 – направление перемещения пород; 15 – разломы; 16 – складчатые аккреционные комплексы разного состава; коллизийные швы: ЦС – Центрально-Сахалинский, ВС – Восточно-Сахалинский, ВСОД – Восточно-Сахалинская островная дуга, ВСОБ – Восточно-Сахалинский океанический между-овый бассейн, СААО – Сихотэ-Алиньская активная континентальная окраина, СОД – Сахалинская островная дуга, ЗСБ – Западно-Сахалинский бассейн, СВСБ – Северо-Востоно-Сахалинский бассейн, ОБ – Охотоморский блок

В процессе растяжения и утонения коры образовались узкие грабенообразные прогибы, заполняемые на раннерифтовой стадии (палеоцен — олигоцен) осадочными углесодержащими и вулканогенно-осадочными, в значительной степени грубообломочными породами (каменная, нижнедуйская, мачигарская и другие свиты), а на позднерифтовой (олигоцен — средний миоцен) — глубоководными глинисто-кремнистыми и вулканогенно-осадочными прибрежно-морскими (аракайская, холмская, тумская, дагинская и другие свиты). Начало рифтогенеза в Западно-Сахалинском бассейне относится к палеоцену, в Северо-Восточно-Сахалинском — олигоцену [2, 62].

В целом деструктивный тектогенез благоприятно влияет на нефтегазогеологический режим бассейнов за счет установления оптимальной термодинамической обстановки и повышенной проницаемости для восходящих флюидных потоков.

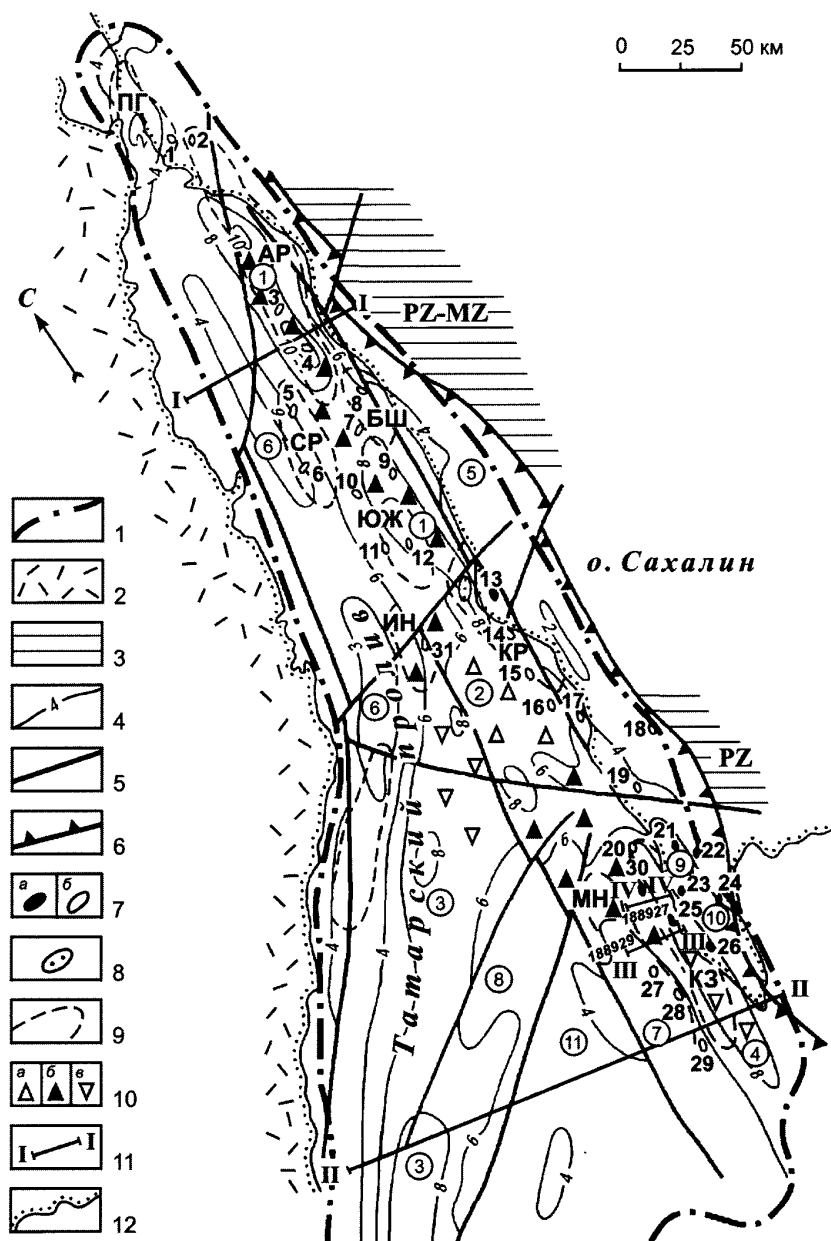
Субдукция под наращенную Восточно-Сахалинской дугой активную окраину Евразии продолжалась вплоть до миоцена, что маркируется возникновением Сахалинской островной дуги. В осадочных бассейнах Сахалина, начиная со среднего миоцена, накапливаются пострифтовые терригенные морские от мелководных до глубоководных отложения (верхнедуйская, окобыкайская, нутовская и другие свиты).

Таким образом, осадочное выполнение Северо-Восточно-Сахалинского бассейна сформировалось в результате олигоцен-раннемиоценовой рифтогенной деструкции позднепалеозой-раннемезозойского аккреционного основания и среднемиоцен-плиоценового пострифтового депрессионного осадконакопления.

7.14. Западно-Сахалинский газонефтеносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. Поисковые и детальные сейсморазведочные работы проводились в южной и центральной частях бассейна в комплексе со структурным бурением. Было отработано около 2150 км профилей МОВ и МОГТ, что соответствует 0,09 км/км². Объем глубокого бурения составляет около 110 тыс. м (57 скважин), средняя изученность глубоким бурением — около 5 м/км². На шельфе Татарского пролива пробурено 12 глубоких скважин, плотность изученности 5-10 тыс. км²/скв.

Тектоническое строение. Границы бассейна разломные, на западе он ограничен Сихотэ-Алиньским вулканогенным поясом, на юге — группой Южно-Татарских поднятий и отделен хребтом Окусири от глубоко-



водной впадины Японского моря, на востоке его обрамляют горстовые сооружения Западно-Сахалинского поднятия.

Бассейн состоит из грабенообразных впадин, разделенных разломами и горстовыми поднятиями (рис.52). С севера на юг выделяются прогибы: Северо-Татарский, Центрально-Татарский, Южно-Татарский, Ясноморский. Глубина поверхности фундамента от 7 до 10 км (рис. 53, 54).

Выделение фундамента возможно только по геофизическим данным. Он образован, видимо, сложнодислоцированными хаотическими аккреционными комплексами триас-раннемелового возраста с включением пород океанического происхождения — вулканогенно-кремнистых глубоководных осадков в сочетании с офиолитовым меланжем [20].

Осадочный чехол, выполняющий Северо-, Центрально-Татарский и Ясноморский прогибы, расчленяется на четыре структурных комплекса, различающихся по структурно-вещественной и физической характеристикам: верхнемеловой, палеоцен-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый и среднемиоцен-четвертичный (табл. 17, см. рис. 54). Последний в Центрально-Татарском и Ясноморском прогибах состоит из трех подкомплексов, разделенных несогласиями: средне-верхнемиоценового, нижнеплиоценового и верхнеплиоцен-четвертичного.

Верхнемеловой комплекс изучен слабо, он образован уплотненными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями мощностью 1,0-2,5 км.

«—————

Рис. 52. Тектоническая схема Западно-Сахалинского ГНБ:

1 – границы бассейна; 2 – активная континентальная окраина (вулканиты Сихотэ-Алиньского верхнемел-палеогенового окраинно-континентального пояса); 3 – хаотические и субдукционные комплексы террейнов и их возраст; 4 – изогипсы поверхности складчатого основания, км; 5 – основные разломы; 6 – надвиг; 7 – локальные структуры: а – подготовленные к глубокому бурению, б – выявленные; 8 – Изильметьевское газовое месторождение; 9 – зоны нефтегазоаккумуляции, перспективные для поиска месторождений нефти и газа; 10 – очаги генерации: а – газа, б – нефти, в – высокотемпературного газа; 11 – линии профилей; 12 – береговая линия; структурные элементы (цифры в кружках): прогибы: 1 – Северо-Татарский (Западно-Сахалинский), 2 – Центрально-Татарский, 3 – Южно-Татарский, 4 – Ясноморский (Исикари); поднятия: 5 – Западно-Сахалинское, 6 – Средне-Татарское погребенные, 7 – Монеронское, 8 – Западно-Монеронское, 9 – Холмское, 10 – Крильонское; 11 – Западно-Монеронский прогиб; структуры: 1 – Ви-хтинская, 2 – Пахская, 3 – Жонкьерская, 4 – Агневская, 5 – Казакевича, 6 – Ауканская, 7 – Белкинская, 8 – Бошняковская, 9 – Августовская, 10 – Просторная, 11 – Каменская, 12 – Татарская, 13 – Изильметьевская, 14 – Углегорская, 15 – Михайловская, 16 – Запорожская, 17 – Томаринская, 18 – Поярковская, 19 – Форельская, 20 – Холмская-морская, 21 – Холмская, 22 – Тарасовская, 23 – Северо-Невельская, 24 – Невельская, 25 – Шебуинская, 26 – Ковровская, 27 – Каюрская, 28 – Монеронская, 29 – Поясная, 30 – Зырянская, 31 – Иннокентьевская; перспективные зоны нефтегазоаккумуляции: ПГ – Погибинская, АР – Арковская, СР – Сюркумская, БШ – Бошняковская, ЮЖ – Южная, ИН – Иннокентьевская, КР – Красногорская, КЗ – Кузнецовская, МН – Монеронская

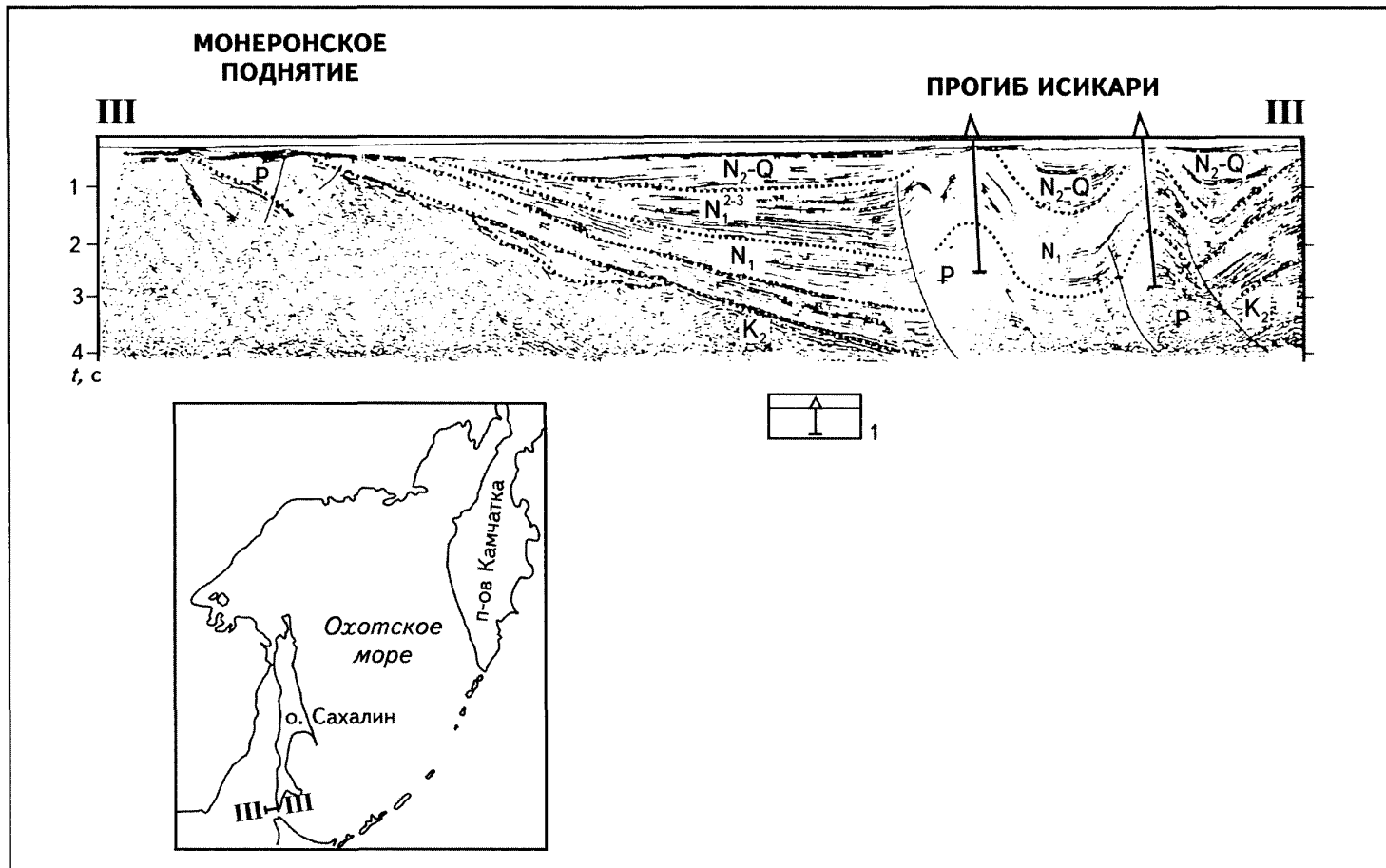


Рис. 53. Временной сейсмический разрез по линии III – III (прогиб Исикари):

1 – морские скважины; остальные усл. обозначения см. на рис. 52

Сводный стратиграфический разрез Западно-Сахалинского ГНБ. Северо-Татарский (Западно-Сахалинский) прогиб по материалам Ю.С. Воронкова (1987), В.В. Харахинова (1993), Э.Г. Коблова (1992)

Эра	Система	Отдел	Подотдел Ярус	Горизонт	Свита		Мощ- ность, м	Литология (нефтегазопроявления)			
Кайнозойская	Чет- вер- тичная	Неогеновая	Миоцен	Верхний	Нижену- товский	Маруямская $N_1^3 - N_2^1 \text{ mg}$	До 1800	Алевролиты, аргиллиты, диатомиты, песчаники, линзы эффузивных и вулканогенно-обломочных пород (Угловская-1, 731-745, 763-771 м - притоки нефти, Изыльметьевское газовое месторождение)			
								Окобы- кайский	Александровская $N_1^2 \text{ al}$	Курасийская $N_1^2 \text{ kr}$	300
				Средний	Дагинский	Сертунайская $N_1^2 \text{ sr}$	Аусинская $N_1^2 \text{ as}$	1500	40-400	Алевролиты с пачками переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов	
						Верхнедуйская $N_1^{1-2} \text{ vd}$		200-1200	Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей		
				Нижний	Уйнинский	Хойнджинская $P_3 - N_1^1 \text{ hd}$	Чеховская $N_1^1 \text{ ch}$	0- 1000	Туфиты, туфы, туфоконгло- мераты андезитового и ба- зальтового составов	Туфы, туфоконгломераты, пес- чаники, алевролиты, аргиллиты	
							Невельская $P_3 - N_1^1 \text{ nv}$	400		Флишоидное переслаивание туфогенных алевролитов, ар- гиллитов, песчаников	
							Холмская $P_3 \text{ hl}$	750-1200		Кремнисто-туфогенный флиш	
				Олигоцен			Даехури- инский	Бродяжская $P_3 \text{ br}$ Геннойшинская $P_3 \text{ gn}$	Аракайская $P_3 \text{ ar}$	1000	400-1200
		Мачигар- ский									

Кайнозойская	Палеогеновая	Эоцен	Шебунинский	Нижнедуйская Р _{1,2nd}	Такарадайская Р _{2tk}	600	800-1000	Переслаивание алевролитов, песчаников, аргиллитов, пласты углей	В нижней части - алевролиты, в верхней - алевролиты, песчаники
		Палеоцен	Краснопольевский		Краснопольевская Р _{2kr}		600-1000		Переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролитов, включения гравия
			Снежинкинский	Каменская Р _{1km}	Снежинкинская Р _{1,2sn}	300	900-1100		Песчаники, конгломераты, пласты углей
Мезозойская	Меловая	Верхний	Маастрихт	Синегорская К _{2sn}				Аргиллиты, алевролиты, песчаники	
			Кампан	Красноярковская К _{2kr}			300-1700	Песчаники, алевролиты, туфы, туффиты	
			Сантон	Жонкиерская К _{2zn}	Быковская К _{2bk}	500	До 3000	Переслаивание углистых аргиллитов, песчаников, пласты углей	Массивные аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников
			Коньяк	Арковская К _{2ar}		1000		Алевролиты, песчаники, пласты углей	
			Турон	Тымовская К _{2tm}		1000-1600		Массивные аргиллиты с прослоями алевролитов, песчаников	
			Сеноман	Побединская К _{2pb}	Найбинская К _{2nb}	1000	1000	Туфогенные песчаники с прослоями алевролитов, песчаников	Флишоподное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов

Эра	Система	Отдел	Подотдел, ярус	Горизонт	Свита	Мощность, м	Литология (нефтегазопроявления)
Кайнозойская	Неогеновая	Плиоцен		Помырский			
		Миоцен	Верхний	Нутовский	Маруямская $N_1^3 - N_2^1$ mrg	250-500	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, диатомиты, туфы, туффиты
			Средний	Окобы-кайский	Курасийская N_1^2 kr	200	Глинистые песчаники, окремненные аргиллиты, алевролиты
				Дагинский	Верхнедуйская N_1^{1-2} vd	0-250	Аргиллиты, алевролиты, линзы угля, тонкие прослои песчаников
					Чеховская N_1^1 ch	0-400	Переслаивание туфов, туфогенных и осадочных пород
			Нижний	Уйинский	Невельская $P_3 - N_1^1$ pv	До 1700	Флишоподное переслаивание туфогенных пород
	Палеогеновая	Олигоцен		Даехури-инский	Холмская P_3 hl	100-950	Переслаивание туфов, туфогенных пород
				Мачигарский	Аракайская P_3 ag	200-500	Туфоконгломераты, туфогенные песчаники, туфы, туффиты

Кайнозойская	Палеогеновая		Эоцен		Шебунинский		Такарадайская P_{2tk}		100-1300		Алевролиты, песчаники. (Южно-Невельская структура - притоки нефти и газа)	
	Палеоцен		Краснополь-евский	Краснопольевская P_{2kr}	Найбутинская $P_{1.2nb}$	0-1000	0-1100	Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов	Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, уг-листых аргиллитов, углей (Шебунинская 1, 1963-2012, 1402-1434-м - притоки пара-финистой нефти; Южно-Невельская структура — прито-ки нефти и газа; юго-запад п-ова Крильон - нефти в ар-гиллитах и алевролитах в угольной штольне).			
			Снежинский	Снежинкинская $P_{1.2sn}$		900-1100		Песчаники, аргиллиты, угли				
Мезозойская	Меловая		Верхний		Мааст-рихт	Красноярковская K_{2kr}		400-900		Песчаники, алевролиты, туфы, туффиты (Большехолмская-4, 1670-1678 м — приток газа дебитом до 5 тыс. м³/сут)		
	Нижний					Быковская K_{2bk}	800-1700	В нижней части — переслаивание аргиллитов, алевролитов, реже песчаников, в верхней — переслаивание алевролитов и аргиллитов				
										Турон		
										Сеноман		
										Альб		
										Коньяк		
										Сантон		
										Кампан		

На поверхности комплекс представлен сменяющимися с юга на север морскими, лагунными и субконтинентальными толщами. Палеоцен-эоценовый комплекс, сложенный преимущественно континентальными вулканогенно-осадочными породами мощностью до 1,5 км, выполняет узкие протяженные грабены. Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс мощностью от 0,5 до 4,0 км погружается в восточном направлении, его подошва нарушена сбросами, образующими горсты и грабены. Олигоценовая часть, выполняющая грабены и мульды, сложена туфогенными, глинистыми и кремнистыми отложениями, нижнемиоценовая — вулканогенно-осадочными породами, перекрывающими сплошным чехлом нижележащие образования. Среднемиоцен-четвертичный комплекс имеет мощность от 0,1 до 5,0 км, слабодислоцирован и почти не нарушен разрывами.

Весь верхнемел-неогеновый осадочный разрез Западного Сахалина и Татарского пролива принадлежит осадочной террасе перед фронтом Сихотэ-Алиньского окраинно-континентального вулканического пояса. Эта толща содержит продукты разрушения вулканических пород, источником которых является Сихотэ-Алиньский пояс, отдельные горизонты имеют флишеидное строение.

Геодинамическая эволюция. Западно-Сахалинский ГНБ сформирован отложениями палеоцен-нижнемиоценовых дуготыловых рифтовых впадин, наложенных на состоящее из хаотических аккреционных комплексов основание, и среднемиоцен-четвертичными отложениями надрифтовых депрессий (см. рис. 51).

7.15. Южно-Сахалинский газонефтеносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. На территории бассейна выполнено около 1800 км МОВ и 3900 км ОГТ. Изученность сейсморазведкой в среднем составляет 0,8 км/км². На островной части бассейна пробурены 73 скважины, на шельфе — 5. Изученность бурением в целом по бассейну составляет 22,3 м/км², шельфа — 10-15 тыс. км²/скв.

Тектоническое строение. Бассейн ограничен Центрально-Сахалинским разломом, Восточно-Сахалинским и Тонино-Анивским поднятиями. Он представляет собой систему двух синклинорных прогибов, разделенных Сусунайским поднятием (рис. 55): Анивского прогиба и прогиба залива Терпения (рис. 56). В островной части бассейна находятся Поронайский прогиб и северное окончание прогиба залива Анива.

В целом бассейн представляет собой кайнозойский грабен, сформировавшийся в условиях дифференцированного движения блоков консолидированного основания [62]. Фундамент бассейна представлен аккреционными палеозой-мезозойскими комплексами и верхнемеловыми вулканитами.

Кайнозойское выполнение Южно-Сахалинского бассейна на суше имеет мощность 2-4 км, в акватории достигает 6-7 км. В разрезе осадочного чехла выделяется четыре ССК (табл. 18): верхнемеловой, эоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый, плиоцен-четвертичный. Верхнемеловой терригенный ССК сильно литифицирован, развит локально, имеет мощность до 4-5 км. Эоцен-нижнемиоценовый комплекс: эоценовые отложения имеют терригенный угленосный состав, развиты локально; олигоцен-нижнемиоценовые отложения литифицированы, имеют вулканогенно-терригенный или терригенный состав (холмская, гастелловская и другие свиты), содержит пачки флишоидного переслаивания. Мощность комплекса 1-3 км. Средне-верхнемиоценовый (нутовско-окобыкайский) ССК слаболитифицирован. Нижняя часть имеет преимущественно глинисто-кремнистый состав, верхняя (маруямская свита) — преимущественно песчаниковый прибрежно-морской. Мощность колеблется от 0,2-1,0 до 1,0-3,0 км [14]. Плиоцен-четвертичный комплекс развит повсеместно, слабодеформирован, слабонарушен, с угловым несогласием перекрывает нижележащие ССК.

Геодинамическая эволюция (см. рис. 51). Южно-Сахалинский НГБ, как и другие бассейны о-ова Сахалин, сформировался в результате палеоген-раннемиоценовой рифтогенной деструкции субконтинентальной коры окраинного моря. На рифтовых отложениях залегают среднемиоцен-четвертичные пострифтовые депрессионные комплексы.

7.16. Срединно-Курильский потенциально нефтегазоносный бассейн

Геолого-геофизическая изученность. Прогиб характеризуется достаточно высокой степенью геолого-геофизической изученности, в его пределах отработан ряд региональных профилей ГСЗ, МПВ, выполнены комплексные исследования МОГТ с гравиметрией, магнитометрией, драгированием.

Тектоническое строение. Срединно-Курильский прогиб представляет собой грабенообразную депрессию, осложненную системой продольных и поперечных тектонических нарушений на бортах (рис. 57). Амплитуда по поверхности акустического фундамента (мощность осадочного чехла) достигает 5,5 км. В разрезе осадочного чехла намечаются три литолого-стратиграфических комплекса, разделенных эрозионными поверхностями предположительно олигоцен-раннемиоценового (сейсмокомплекс В) средне-позднемиоценового (сейсмокомплекс Б) и плиоцен-четвертичного (сейсмокомплекс А) возраста, сложенных песчано-глинистыми и вулканогенными образованиями.

Геологический разрез островов Большой Курильской гряды делится на два комплекса: средне-верхнемиоценовый вулканогенно-осадочный и верхнемиоцен-четвертичный вулканогенный липарит-андезитобазальтовый [55].

По особенностям структурного плана Срединно-Курильский прогиб разделяется на Прикунаширскую и Приитурупскую депрессии, первая из них отличается большими шириной и амплитудой погружения.

Рис. 55. Тектоническая схема Южно-Сахалинского ГНБ:

1 – границы бассейна; 2 – хаотические и субдукционные складчатые комплексы террейнов; 3 – вулканы Восточно-Сахалинской островной дуги; 4 – изогипсы фундамента, км; 5 – основные разломы: а – сбросы, б – надвиги; 6 – структуры: а – разбуренные и подготовленные к бурению, б – выявленные, в – выведенные из бурения; 7 – газовые месторождения; 8 – зоны нефтегазоаккумуляции; 9 – очаг нефтегазообразования; 10 – линии профилей; 11 – проявления: а – газа в скважинах, б – нефти в естественных обнажениях; 12 – береговая линия; главные разломы: ЦС – Центрально-Сахалинский, ХС – Хоккайдо-Сахалинский, АК – Академический; зоны нефтегазоаккумуляции: АН – Анивская, ПР – Поронайская, ОМ – Оморско-Макаровская, НВ – Невская, ВЛ – Владимирская, СС – Сусунайская; структуры и месторождения: 1 – Крильонская, 2 – Найчикинская, 3 – Утесовская, 4 – Куриловская, 5 – Петровская, 6 – Атласовская, 7 – Урюминская, 8 – Озерская, 9 – Новиковская, 10 – Эссасиевская, 11 – Кирилловская, 12 – Лютогская, 13 – Восточно-Анивская, 14 – Бачинская, 15 – Зеленодольская, 16 – Позинская, 17 – Малинковская, 18 – Усть-Малинковская, 19 – Восточно-Луговское месторождение, 20 – Южно-Луговское месторождение, 21 – Золоторыбное месторождение, 22 – Анивская, 23 – Благовещенское месторождение, 24 – Заречное месторождение, 25 – Успенская, 26 – Троицкая, 27 – Владимирская, 28 – Долинская, 29 – Северо-Долинская, 30 – Восточно-Поярковская, 31 – Северо-Поярковская, 32 – Арсентьевская, 33 – Фирсовская, 34 – Муловская, 35 – Лазовская, 36 – Дудинская, 37 – Найбинская, 38 – Холодненская, 39 – Мануйская, 40 – Котиковская, 41 – Пугачевская, 42 – Лебяжинская, 43 – Вахрушевская, 44 – Взморьевская, 45 – Заозернинская, 46 – Угледарская, 47 – Сеймоновская, 48 – Макаровская, 49 – Поречьевская, 50 – Тумановская, 51 – Горнянская, 52 – Владимировская-морская, 53 – Нитуйская, 54 – Лермонтовская, 55 – Гастелловская, 56 – Северо-Гастелловская, 57 – Таранская, 58 – Южно-Камышовая (Промысловая), 59 – Камышовая, 60 – Невская, 61 – Кенгинская, 62 – Матросовская, 63 – Смирныховская, 64 – Побединская; основные структурные элементы (цифры в кружках): 1 – Восточно-Сахалинское поднятие, 2 – Сусунайское поднятие, 3 – Тонино-Анивское поднятие, 4 – Поронайский прогиб, 5 – Макаровский прогиб, 6 – Владимирский прогиб, 7 – Невское поднятие, 8 – Буюклинское погребенное поднятие, 9 – Анивский прогиб, 10 – Буюклинский прогиб, 11 – Усть-Поронайская впадина, 12 – Усть-Найбинская (Сусунайская) впадина, 13 – Урюминская впадина

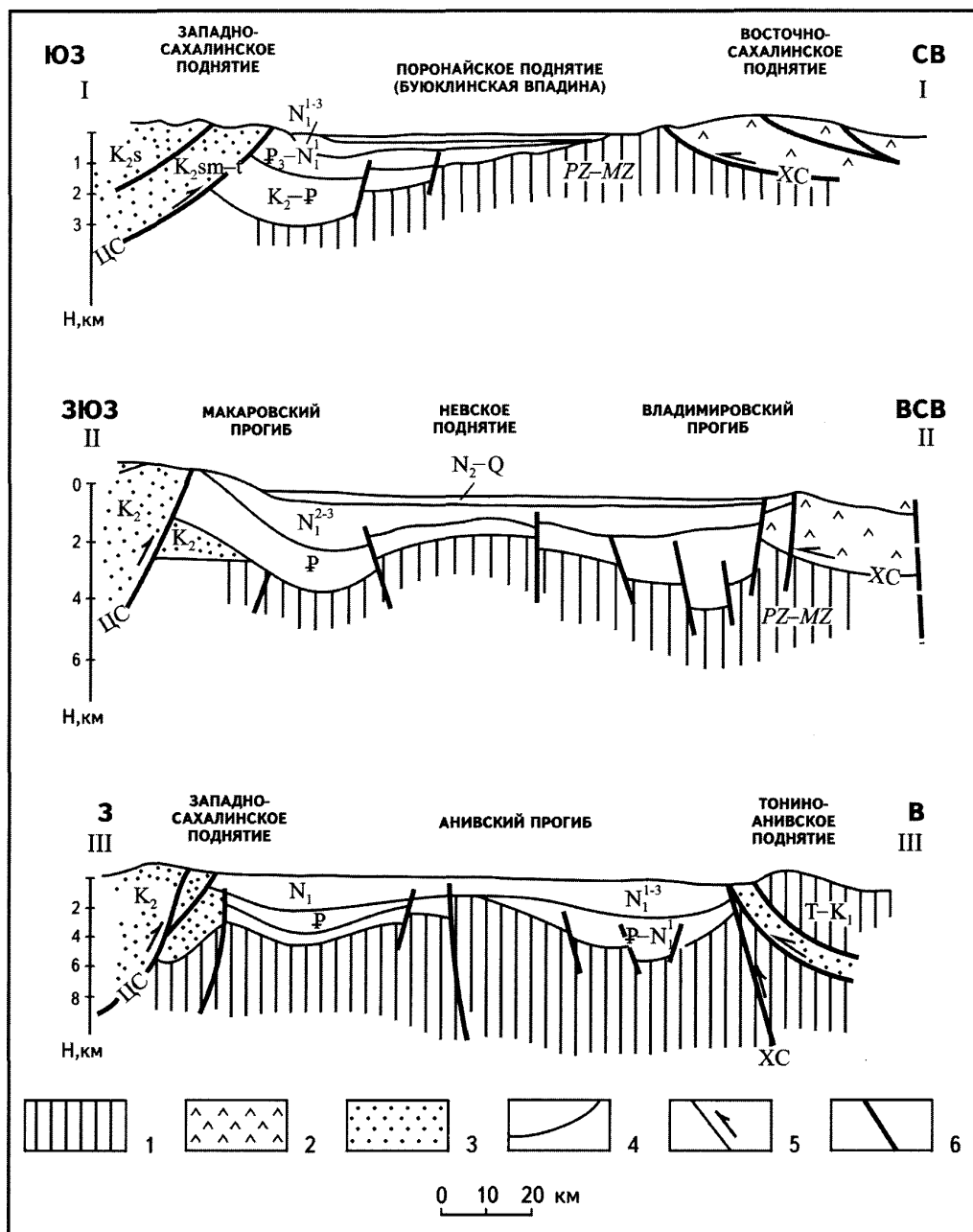


Рис. 56. Геолого-геофизические разрезы Южно-Сахалинского ГНБ:

1 – метаморфические и хаотические субдукционные палеозой-мезозойские комплексы основания бассейна; 2 – вулканогенно-осадочные верхнемеловые островодужные образования; 3 – флишеидные верхнемеловые комплексы преддуговой террасы; 4 – стратиграфические границы; 5 – надвиги и направление перемещения по ним; 6 – другие разломы; основные надвиги: ЦС – Центрально-Сахалинский, ХС – Хоккай-до-Сахалинский; положение профилей см. на рис. 55

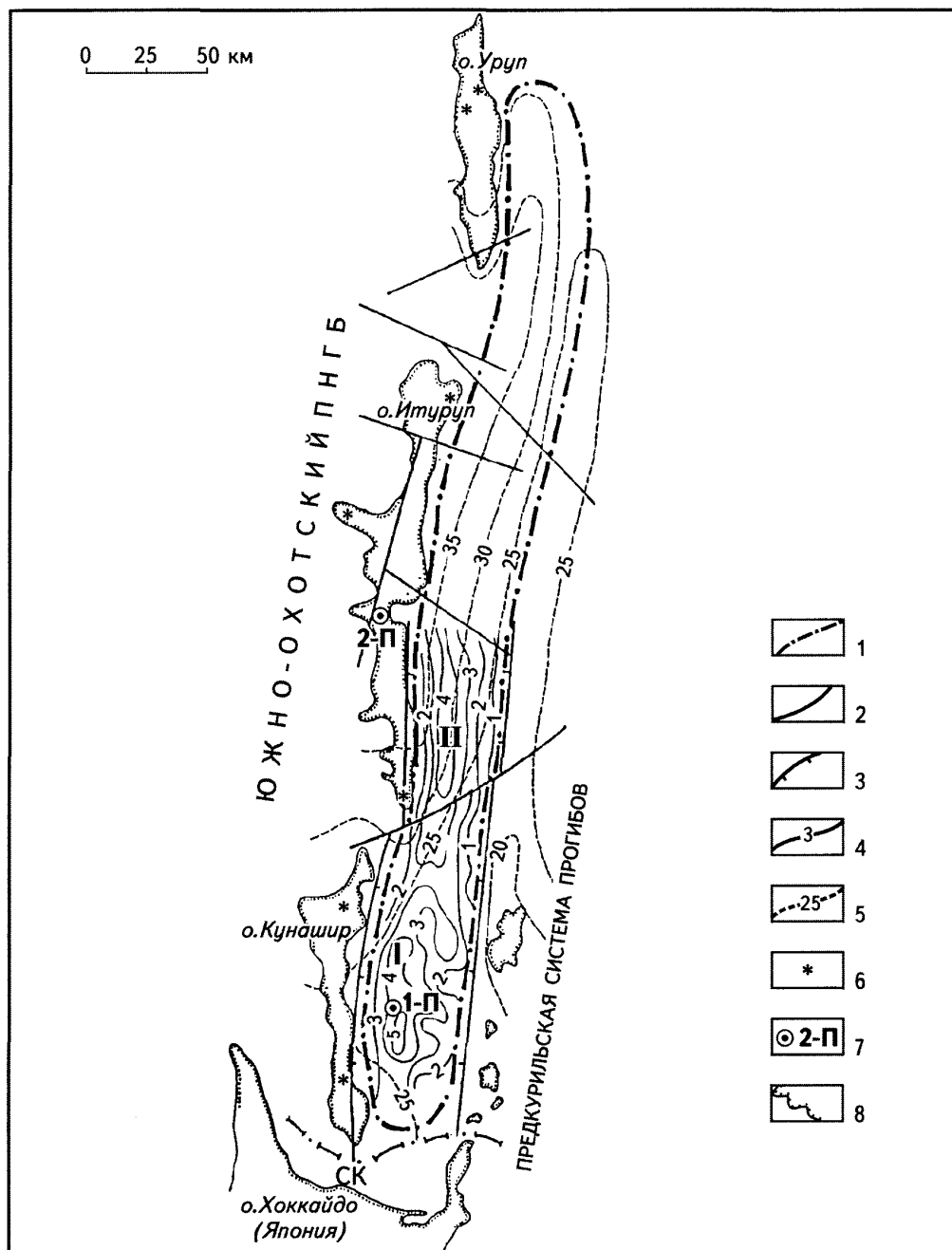


Рис. 57. Тектоническая схема Срединно-Курильского ПНГБ:

1 – границы бассейна; 2 – разломы; 3 – сбросы; 4 – изогипсы акустического фундамента, км; 5 – изогипсы по поверхности Мохоровичича по данным ГСЗ, км; 6 – действующие вулканы; 7 – проектные параметрические скважины; 8 – береговая линия; основные прогибы: I – Прикунаширский, II – Приитурупский

Сводный стратиграфический разрез Южно-Сахалинского ГНБ по материалам

Эра	Система	Отдел, ярус	Горизонт	Прогибы Залива Терпения					
				Свита, подсвита	Мощность, м	Литология (нефтегазопроявления)			
Кайнозойская	Неогеновая	Чет.-верхняя			До 150				
		Плиоцен	Помырский	Маруямская (нутовская) $N_1^3-N_2^{mg}$	Верхняя	До 400	Слабоуплотненные глинистые песчаники, пески, алевролиты, глины, галечники, отдельные прослои кремнистых аргиллитов, лигниты (притоки газа до 5 тыс. м³/сут на Дорожной, Поярковской, Камышовой структурах)		
			Верхненутовский		Средняя				
			Нижненутовский		Нижняя				
		Миоцен	Верхний		4 пачка	0-400	Глинистые алевролиты, песчаники		
					3 пачка				
			Средний	Окобыкайский	Курасийская N_1^{kr} (окобыкайская)			200-400	Алевролитовые глины, алевролиты, песчаники
				Дагинский	Сертунайская N_1^{sr}			До 1000	
		Верхнедуйская N_1^{vd}	0-600		Переслаивание песчаников, алевролитов и глин с прослоями конгломератов и углей (нефть в забое шахты юго-западного района)				
		Нижний	Чеховская N_1^{ch}	0-600	Андезитобазальты, андезиты, туфы, туффиты, прослои туфогенных песчаников, алевролитов, опок				
			Уйнинский	Невельская $P_3-N_1^{pv}$	До 700	Переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов (выходы легкой нефти на севере района)			
		Даехуриинский	Холмская P_3^{hl}						
		Палеогеновая	Олигоцен	Мачигарский	Гастелловская P_3^{gs}	Верхняя	400	Переслаивание песчаников, алевролитов (приток газа на Камышовой структуре)	
						Нижняя			
	Эоцен			Шебунинский	Нижнедуйская P_2^{nd}	1300	Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, прослои углей, углистых аргиллитов		
			Краснопольевский						
	Палеоцен		Снежинкинский						
	Меловая		Верхний	Сеноман	Побединская K_2^{pb}	0-100	Песчаники, алевролиты, прослои гравелитов, конгломератов		
Нижний									
	Верхний								

Ю.С. Воронкова (1987), Н.В. Куликова (1992), В.В. Харахинова (1993)

Анивский прогиб				
Свита, подсвита		Мощ- ност,б м	Литология (нефтегазопроявления)	
		До 15		
Маруямская N ³ ₁ -N ² _{pr}	Верх- няя	5 пачка	До 500	Песчаники с прослоями алевролитов, глин, гравелитов
		4 пачка		
	Нижняя	3 пачка	До 1100	Пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глин (Восточно-Луговское, Южно-Луговское, Золоторыбное месторождение, дебиты до 105 тыс.м³/сут)
		2 пачка		
		1 пачка		
Курасийская N ¹ _{2kr} Анивская N ² _{an}		0-700	Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы, в верхней части — крем- нистые алевролиты, аргиллиты, на шельфе - диатомиты, опоки	
Верхнедуйская N ¹ _{1vd}		0-200	Переслаивание песчаников, алевролитов, глин, углей, конгломератов	
Чеховская N ¹ _{1ch}		0-800	Андезитобазальты, андезиты, туфы, туффиты, прослои туфогенных песчаников, алевролитов, опок	
Невельская P ₃ -N ¹ _{1pv}		900-800	Флишоподное переслаивание туфогенных алевролитов, туфопесча- ников, аргиллитов, туффитов (притоки газа)	
Холмская P _{3hl}		200	Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы, туффиты, аргиллиты	
Аракайская P _{3ar}	Эффузив- ная толща	До 300 До 1600	Гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, риолиты	
Красноярковская K _{2kr}		До 1000	Переслаивание алевролитов и песчаников	
Быковская K _{2bk}		До 1000	Переслаивание алевролитов и аргиллитов	
Айская K _{1,2as}		740	Кремнистые аргиллиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфы	
Новиковская J ₃ -K _{1pv}		700	Алевролиты, кремнистые аргиллиты	

Геодинамическая эволюция. Согласно палеомагнитным данным, блок Малых Курил является для Курило-Камчатской системы чужеродным. Слагающие его вулканиты представляют собой остатки островной дуги и не имеют отношения к вулканическим образованиям Курильской дуги [20].

Блок Малых Курил вместе с блоками Охотоморским и Витязя начал сближаться с Евразией в составе Тихоокеанской плиты с эоценового времени (см. рис. 7, Д) и присоединился к Курило-Камчатской дуге в начале плиоцена (см. рис. 7, Ж). Так как осадочный чехол Срединно-Курильского ПНГБ начал формироваться в олигоцене сразу после возникновения Курило-Камчатской островной дуги, а Малокурильский блок отгородил бассейн от океана в плиоцене, то его следует относить к преддуговым, представляющим собой впадину между бровкой склона желоба и магматической дугой.

8. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ АКВАТОРИЙ

8.1. Нефтегазогеологическое районирование и типизация нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных бассейнов Дальнего Востока России

Оценка перспектив нефтегазоносности в значительной степени определяется обоснованностью нефтегазогеологического районирования, выделением нефтегазоносных и перспективно нефтегазоносных территорий.

Плитотектонический принцип нефтегазогеологического районирования подразумевает связь нефтегазоносных регионов с определенными плитотектоническими элементами или их частями. Так как для той или иной плитотектонической единицы характерен свой набор формаций, накапливающихся при определенных палеогеографических условиях, плитотектонический принцип нефтегазогеологического районирования способствует разделению территорий по комплексу критериев — тектоническому, литологическому, палеотемпературному и др. При таком подходе, прежде всего, определяется генетическая сущность нефтегазоносности

бассейна, подчеркиваются особенности его региональной структуры, размещения очагов генерации и зон нефтегазонакопления [27]. Каждый тип НГБ обладает отличными от других потенциальными возможностями онтогенеза.

Ранг и размеры НГБ в значительной мере контролируются размерами плит, характером геодинамических процессов (межплитными или внутриплитными). С крупными плитами и межплитными движениями связаны НГБ наиболее крупного ранга — пояса нефтегазонакопления, мегабассейны, с плитами меньшего размера — бассейны, суббассейны (области). Границами бассейнов и суббассейнов служат разломные зоны или поднятия фундамента.

В последние годы в классификациях НГБ учитываются регионально-тектонические и историко-геодинамические признаки, которые позволяют выделять геодинамические типы бассейнов, прогнозировать их глубинное строение, оценивать нефтегазоносный потенциал и перспективы нефтегазоносности.

Группа бассейнов Тихоокеанской окраины довольно разнородна. В их состав входят бассейны, образовавшиеся путем растяжения в ходе субдукции океанической литосферы; развивавшиеся за счет неупорядоченного движения малых плит, вызванного передвижением крупных плит; отчлененные фрагменты океанической литосферы; сформировавшиеся внутри континентальной коры на деструктивных окраинах плит.

Основной критерий типизации — преобладающие в период формирования бассейна геодинамические обстановки [22, 23]. Анализ геодинамической эволюции (рис. 58) показал, что в пределах исследованного региона обособляются три крупные группы бассейнов: I — континентальных палеорифтов и надрифтовых депрессий; II — пассивных континентальных палеоокраин; III — областей схождения плит (активных континентальных палеоокраин, островных дуг, окраинных морей), образованных при преобладающем режиме субдукции, объединенных под общим названием «субдукционные». Большая часть бассейнов Дальнего Востока относится к группе субдукционных. Они располагаются на суше и в акватории, имеют гетерогенное строение.

Бассейны Дальневосточного региона можно рассматривать как элементы более крупной системы бассейнов Западно-Тихоокеанского региона и сопредельных платформ, разделенных в геолого-тектоническом отно-

шении на две большие группы: 1 — древних и молодых платформ; 2 — зоны перехода от континента к океану. Бассейны обеих групп обладают сопоставимыми и значительными ресурсами УВ. Однако меньшая площадь бассейнов переходной зоны при соразмерными с платформами ресурсами УВ предопределяет более высокую плотность ресурсов и, как следствие, большую вероятность обнаружения крупнейших месторождений. Для бассейнов Дальнего Востока должны сохраняться те же закономерности, что и для всей Западно-Тихоокеанской зоны: неравномерное распределение ресурсов, сильно варьирующая плотность ресурсов и запасов, высокая перспективность шельфов морей, возможность обнаружения месторождений нефти и газа не только в крупных, но и в малых бассейнах.

При оценке перспектив нефтегазоносности бассейнов Дальнего Востока России учтены геолого-геохимические критерии, характерные для субдукционных бассейнов Юго-Восточной Азии. В результате выяснено, что среди них наиболее перспективна группа задуговых и в меньшей степени преддуговых бассейнов, бассейны грабен на складчатых комплексах активной континентальной палеоокраины, тыльнодугового спрединга и окраинных морей. Среди субдукционных бассейнов России наиболее перспективными оказались преддуговые и задуговые бассейны, бассейны тыльнодугового спрединга, а также суббассейны грабен на складчатых комплексах активной континентальной палеоокраины (рис. 59, табл. 19).

В соответствии с традиционными моделями геологического строения бассейнов и нефтегазогеологическим районированием начальные суммарные ресурсы (НСР) УВ Дальнего Востока и сопредельных акваторий составили 21,5 млрд т усл. топлива (Маргулис Л.С., 1998). Однако эта оценка может измениться, так как по нашим данным площадь НГБ, объем их осадочно-вулканогенного выполнения и другие параметры изменились в сторону увеличения. С учетом этого нам представляется, что в ближайшем будущем целесообразно осуществить переоценку ресурсов УВ региона в соответствии с геодинамическими моделями строения и нефтегазогеологическим районированием, предлагаемым и в настоящей книге. Сравнение полученных результатов оценки в любом случае поможет определить более рациональные направления проведения геолого-разведочных работ в этом регионе.

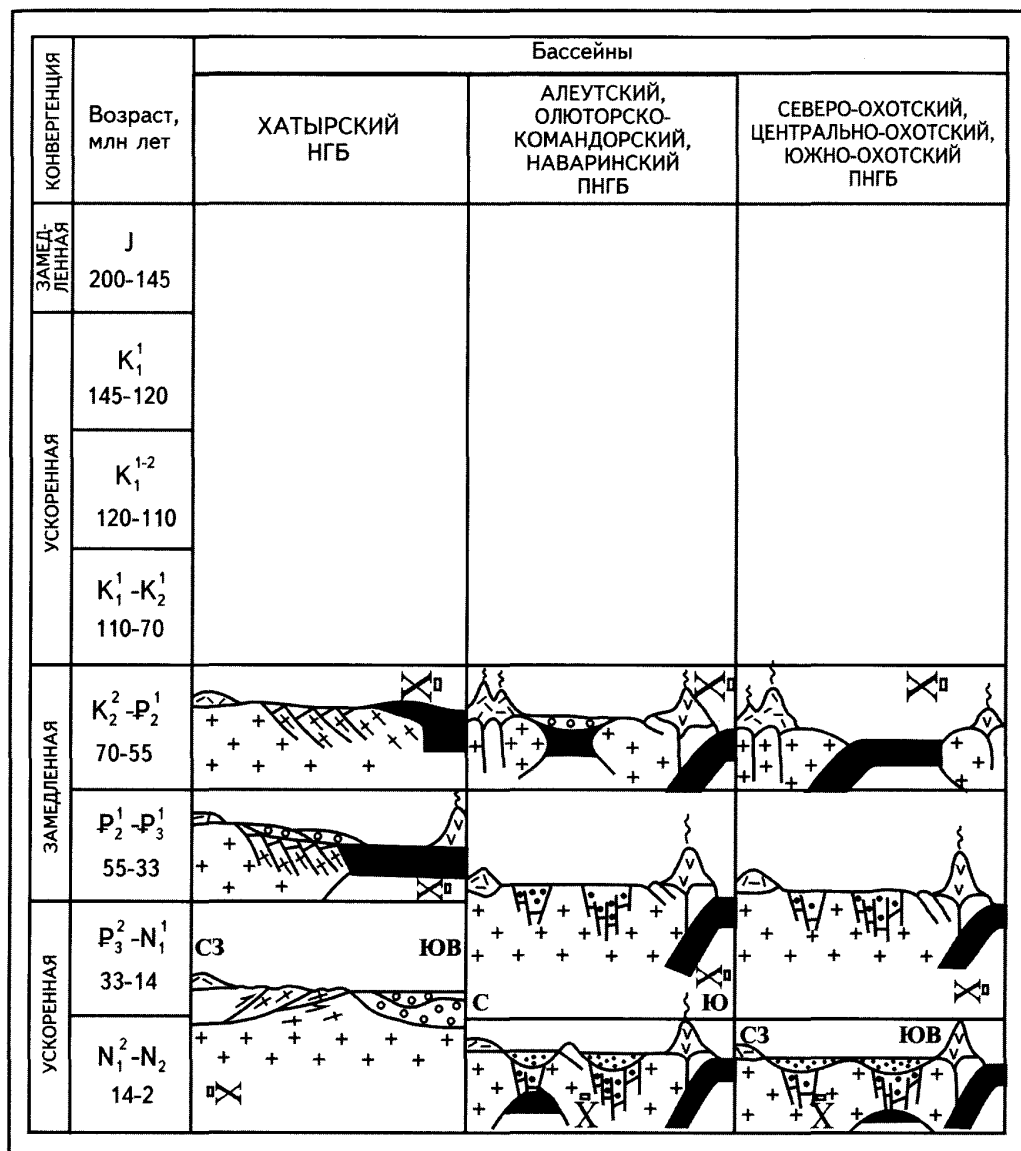


Рис. 58, А

Основные перспективы нефтегазоносности суши связываются с преддуговым Северо-Восточно-Сахалинским бассейном, точнее с суб-бассейном одноименного названия. Геодинамическая модель эволюции,

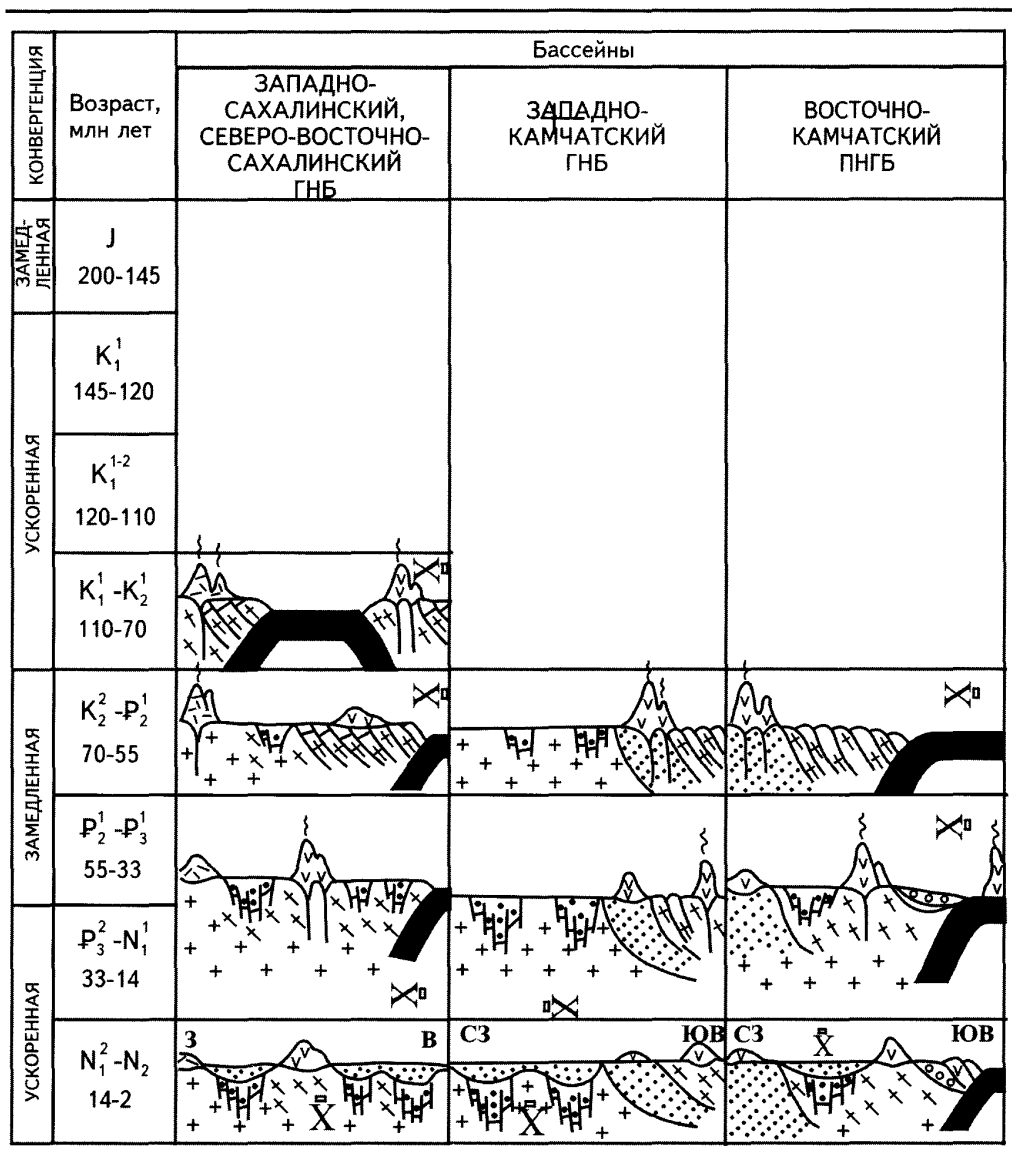


Рис. 58, Б

строение и нефтегазоносность были рассмотрены ранее (см. рис. 49, 51, 58). Главным продуктивным и перспективным комплексом является ниже-среднемиоценовый уйинско-дагинский горизонт (Эспенберг-

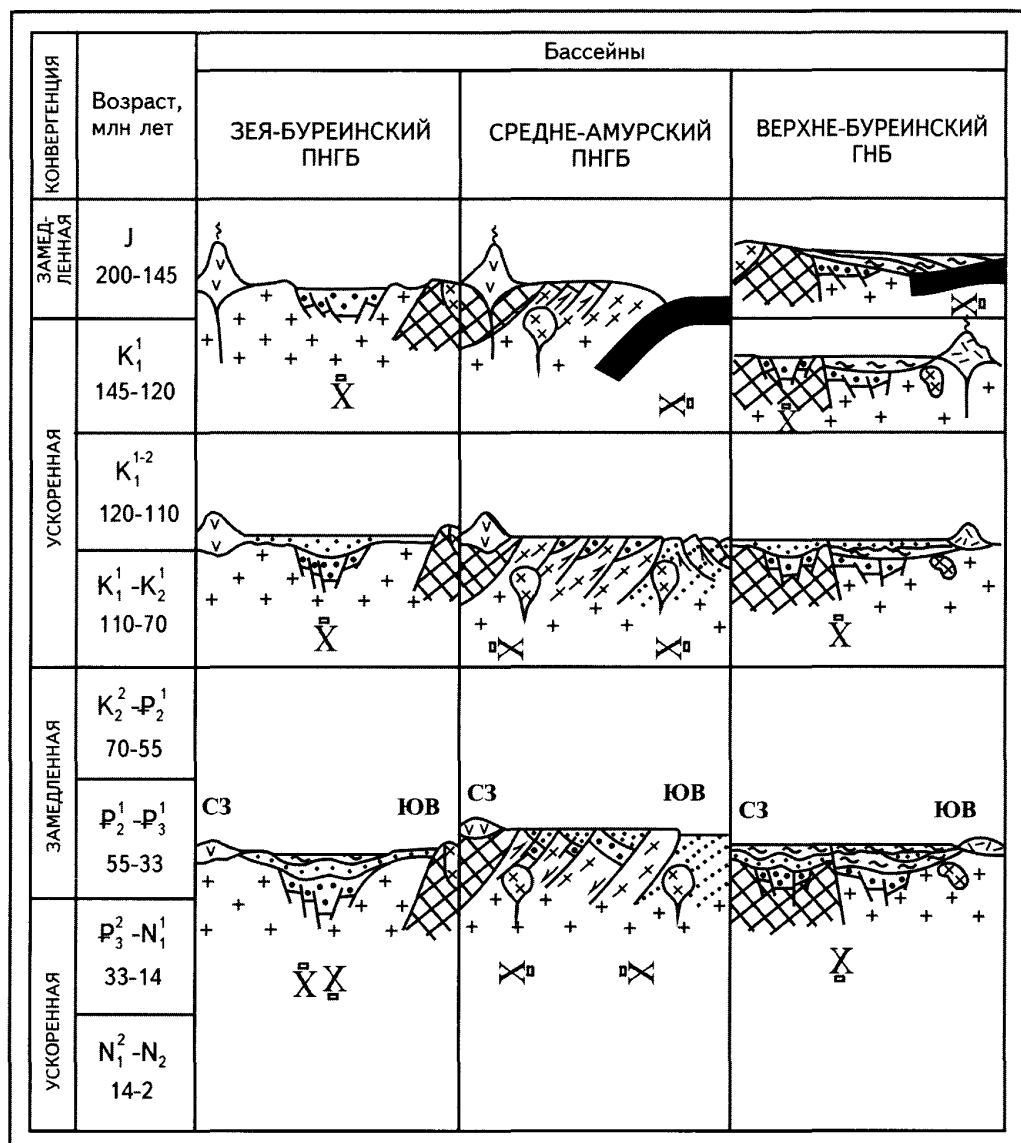
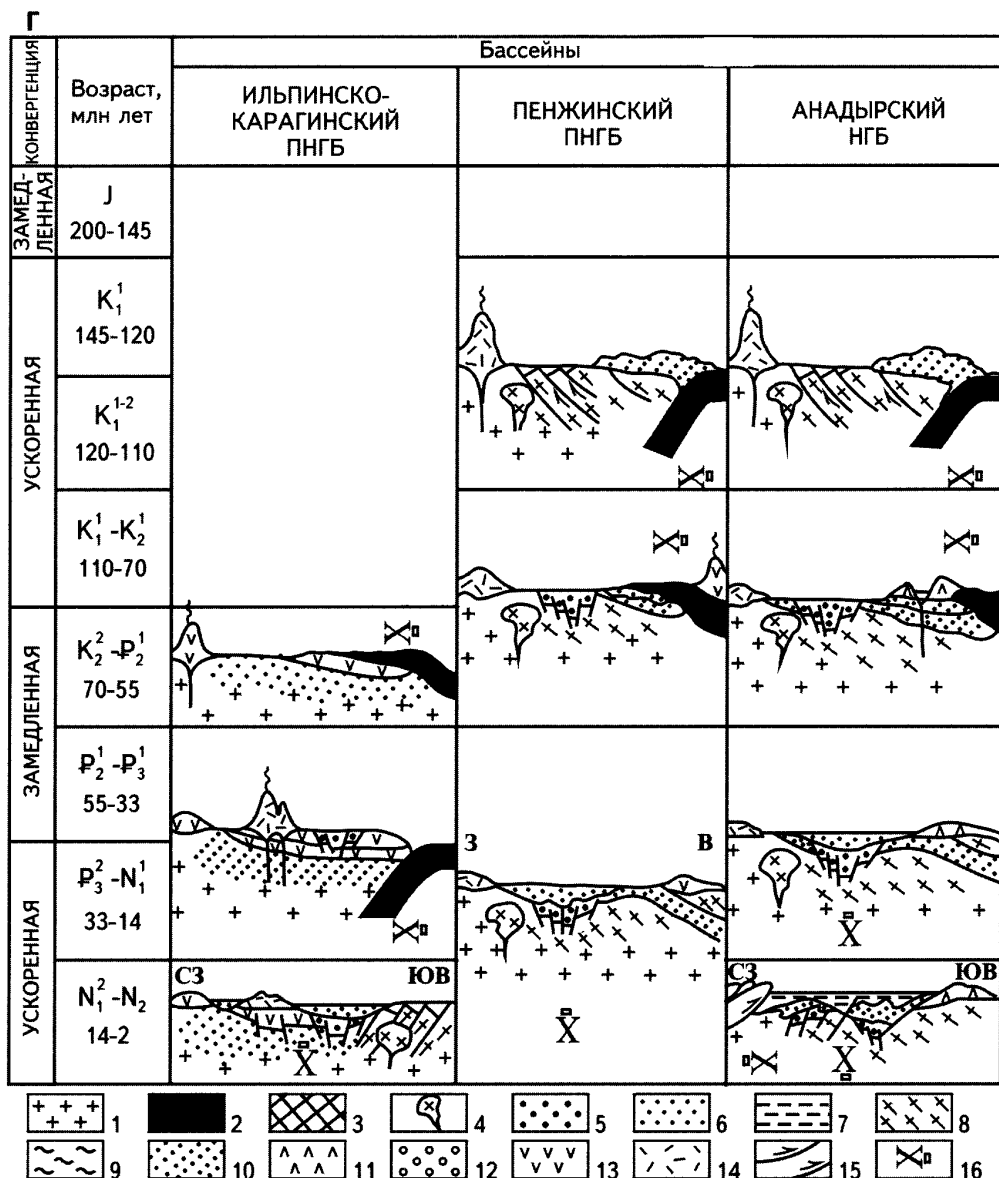


Рис. 58, В

ская, Волчинско-Сабинская, Гыртыланьинская зоны нефтегазонакопления), месторождения также могут быть открыты в верхнемiocеновых (Охино-Эхабинская, Паромайская зоны) и олигоценых отложениях



**Рис. 58. Геодинамические модели эволюции бассейнов
Дальнего Востока России:**

1 – континентальная, субконтинентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – фундамент микроконтинентов; 4 – гранитоидные интрузии; отложения: 5 – рифтовые, 6 – пострифтовые депрессионные, 7 – пострифтовые депрессионно-инверсионные; 8 – хаотические аккреционные комплексы, покровно-надвиговые террейновые пояса; 9 – пассивно-окраинные шельфовые отложения; 10 – флишевые образования задуговых и преддуговых прогибов; 11 – рифтогенные базальтоидные вулканиты; 12 – прибрежно-морские отложения конусов выноса; вулканиты: 13 – островных дуг, 14 – активной континентальной окраины (окарино-континентальных поясов); 15 – разломы, надвиги, сбросы и направления перемещения по ним; 16 – направление движения плит

(Лангрийская, Лунско-Пограничная зоны). Северный Сахалин отличается наибольшими ресурсами и уже доказанными запасами, там открыто 70 месторождений из 87 известных в Дальневосточном регионе.

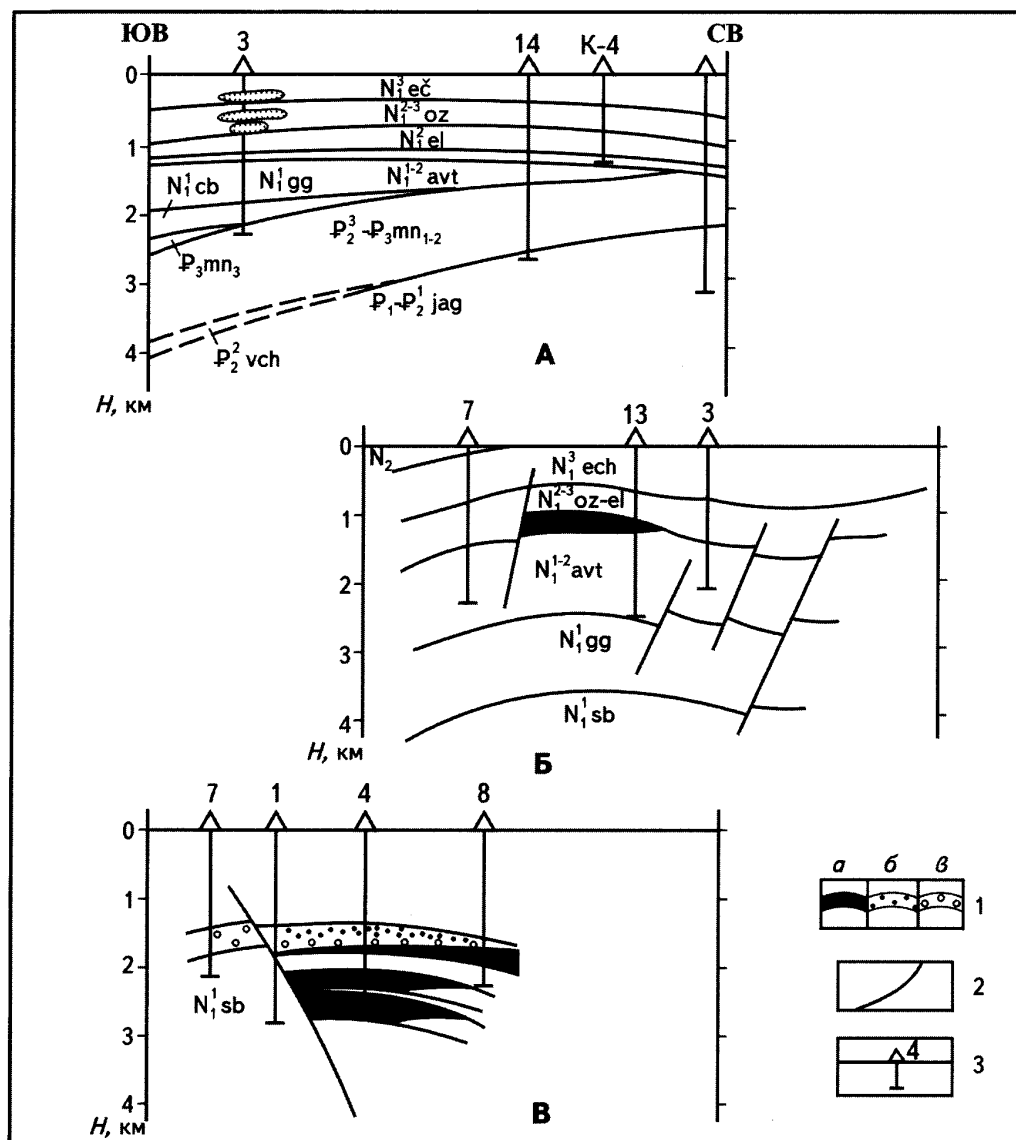


Рис. 59. Схематические геологические разрезы Анадырского НГБ
(активная континентальная палеокрайна:

площади: А – Западно-Озерная, Б – Верхне-Эчинская, В – Верхне-Телекайская; 1 – залежи: а – нефти, б – газа, в – газоконденсата; 2 – разломы; 3 – скважины; положение площадей см. на рис. 22

Классификация НГБ и ПНГБ Дальнего Востока России

Группа, подгруппа бассейнов		Геодинамическая обстановка образования	Пример
Внутриконтинентальных палеорифтов и надрифтовых депрессий		Внутриконтинентальных палеорифтов	Зея-Буреинский ПНГБ
Пассивных континентальных палеоокраин		Внутренних зон слабо-трансформированных либо нетрансформированных столкновением плит	Верхне-Буреинский НГБ (Западно-Буреинский НГСБ)
		Внешних зон и краевых прогибов, деформированных столкновением плит	Верхне-Буреинский НГБ (Восточно-Буреинский ПНГСБ), Уссурийский ПНГБ
Областей схождения плит (субдукционные)	Активных континентальных окраин	Фронтальных террас перед вулканическим поясом	Хатырский НГБ (Северо-Хатырский НГСБ)
		Межорогенных прогибов	Пенжинский ПНГБ
		Грабенов на складчатых комплексах активной окраины	Анадырский НГБ, Ильпинско-Карагинский ПНГБ, Западно-Камчатский НГБ (Западно-Камчатский НГСБ, Шелиховский, Гижигинский ПНГСБ), Северо-Охотский ПНГБ, Средне-Амурский ПНГБ, Западно-Сахалинский НГБ (Татарский ПНГСБ), Южно-Сахалинский НГБ
	Островных дуг, тыльно-дугового спрединга, окраинных морей, океанических котловин	Преддуговых террас	Восточно-Камчатский ПНГБ (Кроноцкий ПНГСБ), Срединно-Курильский ПНГБ, Северо-Восточно-Сахалинский НГБ
		Задуговых террас	Западно-Сахалинский НГБ (Западно-Сахалинский НГСБ)
		Междуговых прогибов	Восточно-Камчатский ПНГБ (Восточно-Камчатский, Центрально-Камчатский ПНГСБ)
		Тыльнодугового спрединга, окраинных морей, океанических котловин	Наваринский ПНГБ, Алеутский ПНГБ, Олюторско-Командорский ПНГБ, Западно-Камчатский НГБ (Тинровский ПНГСБ), Центрально-Охотский ПНГБ, Южно-Охотский ПНГБ

В пределах Охотско-Колпаковского и Ичинского прогибов задугового Западно-Камчатского бассейна прогнозируются мелкие и средние месторождения: в средне-верхнемиоценовых отложениях преимущественно газовые и газоконденсатные, в эоцен-нижнемиоценовых — нефтяные и нефтегазовые. Это подтверждается открытием газоконденсатных месторождений в верхнем миоцене (Нижне-Квакчиское, Кшукское, Северо-Колпаковское). На северо-востоке региона открытие месторождений наиболее вероятно в Анадырском бассейне — в миоценовом комплексе отложений Поворотно-Телекайского и Озернинского поднятий, а также Лагунного и Майницкого прогибов. Бассейны южной материковой части, принадлежащие к пассивно-окраинной группе, менее перспективны по сравнению с субдукционными бассейнами. Это совпадает с мнением Ю.С.Воронкова (1989), определившего, что плотность НСР в них не превышает 10-20 тыс. т/км². Здесь открыто одно газовое месторождение с прогнозными ресурсами 10 млрд м³ (Верхне-Буреинский НГБ) и прогнозируется открытие еще пяти с суммарными запасами газа около 20 млрд м³ в стратиграфическом диапазоне верхняя юра — сеноман.

По сравнению с сушей субдукционные бассейны акваторий обладают более значительным УВ-потенциалом. По ориентировочной оценке их ресурсы в 4-5 раз превышают ресурсы сухопутных бассейнов. Как наиболее перспективные здесь рассматриваются преддуговые бассейны и бассейны грабен в пределах активной континентальной палеоокраины. Акваториальные бассейны превосходят сухопутные по перспективным площадям (соответственно 40 % общей площади морей Востока России и 25 % перспективных земель на суше). На шельфе Охотского моря выделяются три высокоперспективных района: 1 — шельф Северо-Восточно-Сахалинского бассейна — Восточно-Сахалинский суббассейн для поиска крупных газоконденсатных и нефтяных месторождений, в прибрежных участках перспективны олигоценые (Трехбратская возможная зона нефтегазонакопления), миоценовые (Астрахановская, Эспенбергская, Приматериковая, Одоптинская, Паромайско-Чайвинская зоны), а в пределах удаленных от берега участков и плиоценовые комплексы отложений (Восточно-Одоптинская ВЗНГН); 2 — южная часть Шелиховско-Тинровского суббассейна Западно-Камчатского НГБ, его основные потенциальные ресурсы сосредоточены на Ичинско-Колпаковском участке и на западном борту прогиба Тинро, в эоценовых и олиго-

цен-миоценовых отложениях Крутогоровской, Кунжикской, Схикийской и Инушской зон прогнозируются крупные и средние месторождения; 3 — Магаданский прогиб Северо-Охотского ПНГБ, особенно Ольнинская и Измайловская ВЗНГ, где предполагается обнаружение крупных и средних месторождений в олигоцен-миоценовых отложениях. На шельфе Берингова моря перспективны эоцен-миоценовые комплексы отложений следующих территорий: Восточно-Анадырский суббассейн — Центральное, Беринговское поднятия и восточная прибортовая часть Восточно-Анадырского прогиба; суббассейн впадины Угловая Хатырского бассейна — акваториальные продолжения прогибов Маллэнского, Ленинградского, Русакова. Приведенные выводы не противоречат мнению Э.Г.Коблова и др. (1998), которые полагают, что основная часть ресурсов УВ приходится на акваторию. Зона оптимального нефтегазоаккумуляции и максимальной концентрации ресурсов ограничивается глубиной 3,0-3,5 км, хотя в неогеновых отложениях глубина распространения поровых коллекторов при благоприятных условиях может достигать 5,0-5,5 км.

8.2. Перспективы нефтегазоносности бассейнов Дальнего Востока России

8.2.1. Зей-Буреинский потенциально нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты. Содержание $C_{орг}$ в отложениях осадочного чехла возрастает вверх по разрезу от 0,01-1,00 (нижний мел) до 2,5-3,0 % (верхний мел). Преобладает гумусовая органика. Максимальная степень катагенетической преобразованности в наиболее погруженных частях рифтов — мезокатагенез ($МК_{1-2}$ — для пород верхней юры — нижнего мела).

Природные резервуары. Для екатеринославской и итикутской свит (нижний мел) характерны низкие значения открытой пористости (0,03-1,40 %) и проницаемости (до 0,0014 мкм²). Коллекторы этих толщ преимущественно трещинные. Меловые отложения обладают хорошими коллекторскими свойствами (I-III класс): значения открытой пористости изменяются от 11,18 до 28,50 %, проницаемость достигает 0,145 мкм² [6]. Трещинно-поровый тип коллекторов сменяется вверх по разрезу поровым.

Локальными экранами могут служить пласты аргиллитов мощностью от 16 до 250 м, встречающиеся по всему разрезу, а также мощные пласты эффузивных пород. Завитинская свита (верхний мел) рассматривается в качестве регионального флюидоупора.

Нефтегазопрооявления. К настоящему времени в пределах Зeya-Буреинского ПНГБ месторождений не обнаружено, выявлены лишь признаки нефтегазоносности в виде газопрооявлений в разрезе, повышенной битуминозности пород в керне, выделений пленок нефти. По составу они близки нафтенометановым нефтям с примесью ароматических УВ. Нефтепрооявления приурочены к литологически и тектонически экранированным ловушкам.

Газопрооявления имеют азотно-метановый или метановый состав. Анализ компонентного состава указывает на возможное их происхождение за счет миграции из более древних толщ.

Структуры. В пределах осадочного чехла бассейна выявлены 23 брахиантиклинальные складки северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний размером 3,0-7,0 x 5,0-9,5 км и амплитудой от 50 до 600 м. Большинство антиклиналей приурочено к прибортовым частям рифтов, где преимущественно распространены вулканогенные и грубообломочные терригенные породы, мало благоприятные для залежей нефти и газа [43].

Наиболее распространенными и пригодными для аккумуляции УВ являются ловушки литологически, стратиграфически и тектонически экранированные, связанные с отложениями конусов выноса, кор выветривания в эффузивных толщах, а также ловушки-палеоруслa.

Перспективы нефтегазоносности. В целом по Зeya-Буреинскому бассейну до сих пор не получено данных, позволяющих однозначно оценить возможность обнаружения в нем промышленных скоплений нефти и газа.

К положительным факторам относятся: наличие высокоуглеродистых возможно нефтематеринских пород достаточной мощности, достигших глубин главной зоны генерации нефти; благоприятный геотермический градиент; наличие пород-коллекторов, экранирующих пород и возможных нефтегазоаккумулирующих структур, установленных газопрооявлений с УВ нефтяного ряда и следов пленок нефти — прямых индикаторов нефтегазовых месторождений.

По имеющимся данным Зея-Буреинский бассейн может быть оценен как перспективный, но не являющийся объектом работ первой очереди. Возможно выявление мелких и средних залежей УВ, главным образом в меловых отложениях осевых и прибортовых частей Лермонтовского, Белогорского, Михайловского, Екатеринославского прогибов. Не исключена принципиальная возможность открытий месторождений в зонах региональных надвигов вдоль восточной периферии бассейна.

По официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР Зея-Буреинского бассейна составляют 52,2 млн т усл. топлива по категории D_2 , в том числе 5,5 млн т нефти и конденсата и 46 млрд m^3 газа. По различным авторским оценкам прогнозные ресурсы бассейна варьируют от 1 до 250 млн т нефти и от 40 до 100 млрд m^3 газа [6, 42].

Депрессионный этап развития бассейна, во время которого происходит накопление основного объема осадочных отложений, благоприятных для нефтегазообразования и нефтегазонакопления, до конца раннего мела сопровождался вулканизмом и практически был переходным от рифтогенного к депрессионному, а с конца позднемелового времени сменился депрессионно-инверсионным. Исходя из этого можно предположить, что официальная оценка НСР УВ Зея-Буреинского бассейна близка к действительности.

8.2.2. Верхне-Буреинский газонефтеносный бассейн

Нефтематеринские свиты. Средне-верхнеюрские отложения чеганьской, талынжанской и дубликанской свит ($C_{орг}=0,5-0,8\%$) имеют относительно высокие генерационные возможности за счет большой мощности и градаций катагенеза $МК_{2-3}$, что соответствует фазе генерации жидких УВ.

Нижнемеловые солонийская, чагдамынская, чемчукинская и иорекская свиты содержат ОВ смешанного состава с некоторым преобладанием гумусовой составляющей, концентрации $C_{орг}$ варьируют от 0,55 до 3,77 %. Степень катагенеза изменяется от $МК_1$ до $МК_2$, что отвечает главной фазе нефтеобразования и частично верхней зоне газообразования. Генерационные возможности этих отложений максимальны для Верхне-Буреинского бассейна.

Геохимические данные свидетельствуют, что весь меловой разрез Верхне-Буреинского бассейна вовлечен в процесс нефтегазообразования.

Учитывая преобладание гумусовой составляющей, ОВ находится в верхней зоне газообразования до глубины 1,2 км, а в зоне образования нефти — до 2,3 км. Нижняя зона генерации газа приурочена к юрским отложениям. Геотемпературный режим особо благоприятен для генерации УВ в Кындалском грабене.

Природные резервуары. Песчаные коллекторы нижней и средней юры имеют низкие значения открытой пористости и проницаемости: пористость варьирует от 3 до 8 %, проницаемость — от сотысячных до десятитысячных долей квадратных микрометров. Тип коллектора трещинный. Верхнеюрские песчаники имеют пористость 7-9 %, проницаемость от сотых до тысячных долей квадратных микрометров. Тип коллектора смешанный. Открытая пористость пород нижнего — верхнего мела меняется от 12 до 32 %, в среднем составляя 19-22%, проницаемость — десятые доли квадратных микрометров. Коллекторы преимущественно гранулярные. Лучшими коллекторскими свойствами обладают породы кындальской свиты [6].

Зональными и локальными покрывками служат многочисленные пласты аргиллитов, глинистых алевролитов, карбонатных и туфогенных пород мощностью от 60 до 400 м, встречающиеся практически во всех свитах.

Структуры. По материалам сейсморазведки в пределах Верхне-Буреинского прогиба выявлены 24 локальные структуры, в том числе 17 брахиантиклинальных складок амплитудой 50-500 м. Из них наиболее перспективными и подготовленными к глубокому бурению являются Ургальская, Дубликанская, Западно-Солонийская и Адниканская, расположенные в пределах Ургало-Дубликанского валообразного поднятия.

В сочетании с литологическими особенностями пород антиклинальные структуры могут образовывать благоприятные пластовые, сводовые, стратиграфически и тектонически экранированные ловушки. Широко развитые горизонтальные движения определяют возможное обнаружение ловушек поднадвигового типа.

Месторождения и нефтегазопоявления. Адниканское, небольшое по запасам газовое месторождение, открытое в 1992 г., расположено в южной части Ургало-Дубликанского валообразного поднятия и приурочено к фронтальной части Адниканской тектонической пластины. Оно содержит три пластовых сводовых, тектонически экранированных за-

лежи газа в кындальской свите ($K_{1al}-K_{2cm}$) на небольшой глубине (350-1021м). Дебиты от 55 до 95 тыс.м³/сут. Газ метановый нефтяного ряда. На 01.01.2005 г. по Государственному балансу РФ запасы газа Адниканского месторождения по категориям C_1+C_2 учтены в объеме 1,990 млрд м³, прогнозные — 4 млрд м³. Возможно обнаружение залежей газоконденсата и нефти.

В скважинах из юрских и меловых отложений были получены притоки газа дебитом 500-1000 м³/сут, выбросы и пленки нефти. Нефть имеет нафтенowo-метановый состав. В газе содержится 37,0-99,52 % метана.

Перспективы нефтегазоносности. К положительным факторам оценки нефтегазового потенциала Верхне-Буреинского бассейна относятся: наличие по всему разрезу богатых ОВ комплексов пород; присутствие в осадочном разрезе отложений с хорошими коллекторскими свойствами; сходство выполняющих бассейн отложений с нефтегазоносными бассейнами Монголии, где уже открыты месторождения нефти.

Наилучшими перспективами обладает Кындальский грабен. В его пределах возможны ловушки антиклинальные, литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования, а также поднадвиговые ловушки во фронте Ургальского и Кындальского надвигов. В этой зоне обнаружено восемь структур, три из них — Солонийская, Ургальская и Дубликанская — подготовлены к поисковому бурению.

По официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР Верхне-Буреинского бассейна составляют 48,29 млн т усл. топлива, в том числе прогнозные ресурсы по категориям D_1+D_2 — 42,3 млн т усл. топлива. Отношение нефть/газ 7/93. В отличие от Зоя-Буреинского ПНГБ, депрессионный этап развития Верхне-Буреинского бассейна характеризуется большей стабильностью нисходящих движений и слабым проявлением вулканизма. Кроме того, развитие Верхне-Буреинского бассейна начинается с пассивно-окраинного этапа, во время которого происходило накопление потенциально нефтематеринских шельфовых и прибрежных фаций осадков. Авторские оценки прогнозных извлекаемых ресурсов бассейна (до 100-150 млн т нефти и 200 млрд м³ газа [6]) являются, на наш взгляд, завышенными. В то же время официальная оценка, осуществленная на 01.01.2002 г., должна быть пересчитана в сторону увеличения.

8.2.3. Средне-Амурский потенциально нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты. Органический углерод в меловых и кайнозойских отложениях содержится в небольших количествах — от 0,15 до 1,25 % (максимум в глинистых пластах). По составу ОВ относится к смешанному типу, в меловых отложениях ОВ имеет более гумусовый состав.

Анализ комплекса геохимических критериев показывает, что ОВ кайнозойских отложений находится на стадии протокатагенеза, соответствующей верхней зоне газообразования. Меловые толщи содержат ОВ градаций катагенеза МК_{1.2} — МК₃ (главная зона нефтегазообразования).

Природные резервуары. Меловые отложения обладают низкими ФЕС — открытая пористость составляет от 0,04 до 10,00 %, уменьшаясь сверху вниз, газопроницаемость — $(0,007-4,040) \times 10^{-3}$ мкм². Учитывая остаточную водонасыщенность, эти породы являются практически непроницаемыми, кроме верхней части, где встречаются коллекторы У класса.

В разрезе верхнего мела и кайнозоя обнаружены прослои песчаников мощностью от 10 до 150 м с хорошими коллекторскими свойствами — пористость 15-30 % и проницаемость 0,140-2,20 мкм². Одновременно значительная часть разреза кайнозоя неблагоприятна для нефтегазонакопления [42].

Зональными покрывками могут служить развитые по всему разрезу мощные толщи глинисто-алевролитовых пород.

Нефтегазопроявления. При бурении структурно-картировочных скважин отмечены выделения газа из интервала 500-510 м (миоцен), поднят керн алевролита с битуминозным веществом (палеоген) [6]. В Обор-Уссурийском прогибе известны поверхностные газопроявления.

Структуры. Локальные структуры выделены только в пределах Переяславского грабена. Все они являются приразломными брахиморфными складками размером 5-10 x 10-30 км и амплитудой до 150 м [42].

Перспективы нефтегазоносности. Крайне низкая изученность Средне-Амурского бассейна не позволяет делать однозначных выводов о перспективах его нефтегазоносности.

Основными показателями перспективности бассейна являются: сходство строения грабеновых структур Средне-Амурского бассейна

с Восточно-Китайской рифтовой зоной, в осадочных бассейнах которой установлены крупные нефтегазовые месторождения; благоприятный для генерации, миграции и аккумуляции УВ тектонотип бассейна; повышенный тепловой поток; наличие достаточно мощных осадочных толщ, присутствие пластов песчаников с хорошими коллекторскими свойствами; наличие установленных нефтегазовых проявлений в скважинах; повышенное содержание $C_{орг}$ в пластах мел-кайнозойского разреза.

Наиболее перспективными считаются западная (Западно-Амурский суббассейн) и восточная (Восточно-Амурский суббассейн) краевые зоны Средне-Амурского бассейна, представленные цепочками грабенов. В западной зоне перспективен Кур-Урмийский грабен, в восточной — Переяславский и Гасси-Ануйский. В качестве первоочередных объектов оцениваются Ситинское, Оборское, Юшкинское и Немтинское поднятия. Ожидаются преимущественно газовые скопления.

С учетом особенностей тектогенеза бассейна можно ожидать тектонически экранированные, литологического выклинивания, стратиграфического экранирования и поднадвиговые типы ловушек.

По официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР Средне-Амурского ПНГБ составляют 50,2 млн т усл. топлива по категории D_2 , в том числе 3,8 млн т нефти и конденсата и 46 млрд m^3 газа. По оценке В.Б. Трояна и др. (1998) УВ-потенциал Средне-Амурской впадины оценивается в 200-550 млн т усл. топлива, в том числе в Переяславском грабене — 120-330 млн т усл. топлива, в Кур-Урмийском — 80-220 млн т усл. топлива. Последняя оценка, на наш взгляд, представляется сильно завышенной, так как преобладание режима сжатия вплоть до начала палеогенового времени, интенсивный активно-окраинный вулканизм и отрицательное влияние разрывной тектоники являются отрицательными факторами перспективности Средне-Амурского бассейна.

8.2.4. Уссурийский потенциально нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты и природные резервуары. В качестве нефтематеринских могут выступать отложения перми, угленосные толщи триаса и мела. Геохимический анализ отложений свидетельствует, что катагенез был достаточным для генерации УВ [42].

Коллекторские свойства пород чехла Суйфунской впадины изучены по результатам бурения параметрической скважины. Породы мезозойского разреза обладают низкими коллекторскими свойствами: среднее значение открытой пористости составляет около 5 % (до 12 %), проницаемости — от десятых долей до 0,17 мкм².

Структуры. Всего в пределах Суйфунской впадины выявлено около 20 локальных структур. Наиболее изученные из них брахиморфные и линейные структуры приурочены к фронтальным частям надвигов, в пределах интенсивно дислоцированного приподнятого блока, пересекающего Пуциловскую впадину с юго-запада на северо-восток.

Нефтегазопроявления. При бурении структурных и параметрических скважин в Суйфунской впадине наблюдались многочисленные нефтегазопроявления в виде битумов по трещинам в отложениях триаса и нижнего мела и проявления газа в интервале глубин от 8 до 1058 м из отложений нижнего мела, палеогена и неогена. Были обнаружены также проявления нефти, полужидких битумов и газа нефтяного ряда в естественных обнажениях и угольных разработках.

Перспективы нефтегазоносности. Перспективы Суйфунской впадины связываются с крупными отрицательными слабодислоцированными структурами — Пуциловской и Занадворской впадинами, где мощность осадочного чехла превышает 4 км и предполагается благоприятное сочетание коллекторов и покрышек в разрезе. Наиболее перспективными объектами представляются липовецкая и галенковская свиты (нижний мел).

Официальная оценка Суйфунской и Ханкайской впадин — 15,2 млн т усл. топлива по категории D_2 при соотношении нефть/газ 15/85. По данным различных авторов [6] общие прогнозные ресурсы в Уссурийском бассейне могут быть около 50-60 млн т нефти и 100-150 млрд м³ газа. Из-за отсутствия достаточных фактических данных прогнозные ресурсы Уссурийского бассейна оцениваются как приблизительные, но вероятнее всего, официальная оценка близка к истинной. Пассивно-окраинные мезозойские отложения интенсивно уплотнены, а нижнемеловая часть разреза образовалась в условиях практически непрерывной субдукции и аккреции. Кроме того, Пуциловская впадина, со структурами которой связываются основные перспективы бассейна, возможно, является составной частью Сихотэ-Алиньского тектонического шва, что, вероятно, обусловило интенсивность дислокаций, высокую степень преобразованности

УВ, снижение ФЕС и деструкцию залежей в ее пределах. Открытия небольших газовых и нефтегазовых залежей в основном пластового сводового, тектонически и литологически экранированного типов можно ожидать лишь на участках, удаленных от тектонического шва [42].

8.2.5. Пенжинский потенциально нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты. В оптимальных условиях для генерации нефти находятся свиты апт-альба, верхнего мела и, возможно, в центральных частях грабен и мульд — палеоцен-эоцена. Катагенез в при бортовых частях погружений достигает стадий ПК₃-МК₂, в центральных частях — МК₂₋₃ для нижней половины разреза, МК₁₋₂ — для верхней. Максимальное содержание С_{орг} верхнемеловых отложений — 1,4 %, в среднем для глинистых пород — 0,59 %. Апт-альбские породы содержат 0,16-0,36 % С_{орг}. Большая часть разреза палеогена и неогена находится в зоне протокатагенеза, С_{орг} глин изменяется от 0,73 до 3,44 %. Преобладающий тип ОВ — гумусово-сапропелевый.

Природные резервуары. Песчаники и алевролиты меловых отложений характеризуются значениями открытой пористости от 1 до 22 %, в среднем 5-7 %, проницаемость редко достигает 0,0015 мкм². С точки зрения коллекторских свойств интерес представляют линзовидные горизонты песчаников. Коллекторы порово-трещинные.

В эоценовых песчаниках значение открытой пористости колеблется от 4,3 до 26,8 %, в среднем 15,0 %, проницаемость меняется от 0,0001 до 0,2910 мкм², преимущественно 0,0010 мкм². Тип коллектора трещинно-поровый.

В качестве локальных покрышек могут рассматриваться пачки глинистых пород меловых и эоценовых отложений мощностью 25-120 м.

Структуры. В Пенжинском ПНГБ по данным морфометрических построений выявлено около 50 локальных поднятий, по данным сейсморазведки МОВ — 7. Последние находятся в Марковской впадине, имеют размеры 5-15 х 3-12 км, углы падения на крыльях 2-4° и нарушены многочисленными разломами. К глубокому бурению подготовлена Гриневецкая структура [42, 43].

Нефтегазопроявления. Нефтегазопроявлений в процессе бурения и испытания скважин не отмечалось. В структурах, обрамляющих бассейн с юго-востока и юга, известны твердые нефтиды, выполняющие пустоты и трещины в песчаниках сеномана — турона [42].

Перспективы нефтегазоносности. Пенжинский бассейн оценивается как возможно нефтегазоносный, главным образом, на основе косвенных положительных факторов: большой мощности верхнемел—палеогеновых отложений; чередовании в разрезе пачек глинистых пород и песчаников мощностью от 30 до 600 м; наличии в разрезе меловых отложений, битумопроявлений; достаточной для генерации УВ степени преобразованности ОВ осадочных пород; наличии благоприятных для накопления нефти брахиморфных структур.

С учетом всех изложенных факторов выделяются перспективные земли площадью около 15 тыс. км². Это центральные погруженные участки бассейна — внутренняя часть Бельской впадины, Средне-Анадырский и Кондыревский грабены, Майоровская, Чернореченская и Усть-Пенжинская впадины. В их пределах намечается ряд локальных поднятий, представляющих собой вместе с линиями выклинивания вдоль бортов и приразломными зонами объекты для нефтепоисковых работ. Залежи могут быть приурочены к песчаниковым горизонтам свит нижнего и верхнего мела. Предполагается, что основными типами ловушек являются литологические, стратиграфические, тектонически экранированные и, в случае невысокой тектонической нарушенности, сводовые.

По официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР Пенжинского ПНГБ составляют 159,1 млн т усл. топлива по категории Д₂ при отношении нефть/газ 15/85. Около 8 % НСР относятся к акваториальной части бассейна (северная часть Пенжинской губы). Фациальная пестрота аккреционных олистостромово-флишевых отложений, составляющих большую часть осадочного разреза; насыщенность разреза вулканогенным материалом, снесенным с Охотско-Чукотского пояса; малые глубины погружения депрессионных кайнозойских свит — все это все это свидетельствует, что ресурсы УВ Пенжинского ПНГБ, оцененные на 01.01.2002 г., являются, на наш взгляд, завышенными.

8.2.6. Анадырский нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты. Выделяется три основных нефтематеринских комплекса (Агапитов Д.И., 1991; 1998):

1 — палеоцен-нижнеэоценовый вулканогенно-осадочный: содержание $C_{орг}$ от 0,02 до 4,71 %;

2 — верхнеэоцен-олигоценый: $C_{\text{орг}}$ изменяется от 0,05 до 1,87 % (в среднем 0,6 %). Региональный уровень катагенеза кровли комплекса ПК₃-МК₁, степень преобразованности возрастает с севера на юг, достигая начала главной фазы нефтеобразования;

3 — ниже-среднемиоценовый: содержание $C_{\text{орг}}$ 0,14–7,87 % (в среднем — 1,50 %). Степень катагенетической преобразованности комплекса отвечает в основном грациям ПК₁-ПК₃, достигая мезокатагенеза в низах разреза, на юге региона. Может рассматриваться как газопроизводящий.

Органическое вещество во всех комплексах смешанного гумусо-сапропелевого состава. В целом в разрезе бассейна породы с ярко выраженными нефтематеринскими свойствами отсутствуют.

В пределах субаквальных зон Анадырского залива в качестве нефтематеринских предполагаются паралические алевролит-аргиллитовые углесодержащие толщи рарытгинской свиты (кампан — даний) и ее формационных аналогов. Глубоководные морские образования майницкой свиты относятся к категории газоматеринских.

Природные резервуары. В меловом комплексе песчано-алевритоглинистые отложения рарытгинской свиты содержат коллекторы трещинного типа с низкими значениями пористости (от 4 до 18, в среднем 10 %) и проницаемости (0,0001-0,0070 мкм²). В качестве региональной покрышки могут служить эффузивы и плотные пирокластические породы палеоцена — нижнего эоцена.

Пористость песчаников усть-чирыйнайской свиты (средний эоцен) не превышает 10 %, преобладает трещинно-поровый тип коллекторов. В разрезе доминируют глинистые породы (до 60 %). Майницкая свита (верхний эоцен — олигоцен) также не содержит хороших коллекторов, пористость варьирует от 3 до 25 %, проницаемость — от 0,004 до 0,340 мкм², в среднем не превышает 0,060 мкм², тип коллекторов трещинный. Порово-трещинные коллекторы нижнего — среднего миоцена имеют пористость 5-30 % (средняя 16 %) и проницаемость 0,0001-0,1000 мкм². Региональных коллекторских горизонтов в эоцен-нижнемеловом комплексе не выделено, что объясняется высокой латеральной изменчивостью литологического состава отложений. Глины и глинистые алевролиты елисеевской свиты (средний миоцен) представляют собой региональный флюидоупор. В комплексе наблюдаются различные типы ловушек: пластово-сводовые, сводовые массивные, тектонически, литологически и стратиграфически экранированные.

Свиты среднего — верхнего миоцен-плиоцена включают невыдержанные по площади поровые коллекторы с пористостью 5-35 % (в среднем 23-27 %) и проницаемостью от сотен до 2,5 мкм². Региональной покрышкой служит лигнитовая пачка. В комплексе отмечены ловушки пластового, сводового типа с элементами литологического экранирования [6].

Структуры. В пределах Анадырского бассейна выделяется около 50 структур. Они закартированы грави- и сейсморазведкой МОВ и МОГТ (см. рис. 22), 14 из них подтверждены бурением. Основная часть структур сосредоточена на Озернинском поднятии и в Поворотно-Телекайской зоне. Площадь локальных структур преимущественно 17-38 км², амплитуда структур изменяется от 50-60 до 800 м, преимущественно 100-200 м. Представлены антиклинальными складками или их системами, осложненными разломами.

Месторождения и нефтегазопроявления. На юго-западе Анадырского НГБ открыто и частично разведано четыре нефтегазовых месторождения.

Верхне-Телекайское нефтегазоконденсатное месторождение состоит из двух брахиантиклинальных складок. Пластово-сводовые тектонически экранированные залежи находятся в верхней части туфогенно-песчаниковой собольковской свиты (нижний миоцен) и приурочены к четырём продуктивным горизонтам в интервале глубин 1677-2136 м. В верхнем горизонте залежи газовые с нефтяными оторочками, в нижележащих — только нефтяные. Дебиты газа достигают 127-144 тыс. м³/сут, нефти — от первых до 177 м³/сут.

Ольховое нефтяное месторождение приурочено к брахиантиклинальной складке, нарушенной крутопадающим надвигом. Месторождение открыто в лежащем крыле, тектонически экранированные залежи нефти находятся в двух пластах туфогенно-песчаниково-алевролитовой гагаринской свиты (нижний миоцен) в интервале глубин 1943-2274 м. Дебиты нефти не более 4 м³/сут.

Верхне-Эчинское нефтяное месторождение представлено брахиантиклиналью субширотного простираения, разбитой на два блока. Тектонически экранированная структурная залежь нефти находится в восточном приподнятом блоке, в кровле автаткульской туфогенно-песчаниковой свиты на глубине 1244-1365 м. Дебиты нефти колеблются от первых до 24 м³/сут (см. рис. 59).

Западно-Озерное газовое месторождение приурочено к куполовидной пологой складке, разрывные нарушения не установлены. 16 газоносных горизонтов размещаются в интервале глубин 360-942 м, два верхних — в эчинской свите (верхний миоцен), остальные — в озернинской (средний — верхний миоцен). Три залежи структурно-литологические, 13 — структурных пластово-сводовых. Продуктивные горизонты песчано-алевролитового состава. Дебит газа 30-100 тыс. м³/сут. На 01.01.2005 г. промышленные запасы месторождения составляют 6,9 млрд м³ газа. С 2003 г. на месторождении ведется добыча газа.

По составу УВ выделено два генетических типа нефтей. К первому типу относятся нефти Верхне-Телекайского месторождения и непромышленных залежей на Восточно-Телекайской и Изменной площадях. Эти нефти генетически связаны с ОВ майницкой свиты. Второй тип — нефти Верхне-Эчинского месторождения, их источник — нижняя часть нижне-миоценовых отложений в зонах их максимального погружения.

В осадочном чехле Анадырского бассейна выделяются три нефтегазоносных комплексов.

1 — меловой, развитый в обрамлении бассейна, вскрыт только на Озернинском поднятии, где в скв. Р-15 получен приток нефти. Мало-перспективен, может содержать до 4 % ресурсов бассейна [43], мощность по данным МТЗ достигает 3 км;

2 — палеогеновый мощностью до 5 км; относится к категории возможно нефтегазоносных, может содержать до 22 % ресурсов. Получены многочисленные притоки нефти, газа и конденсата на структурах Центрального прогиба, Поворотно-Телекайского поднятия, Майницкого прогиба;

3 — неогеновый прибрежно-морских отложений мощностью от 1,5 до 5,0 км, в них сконцентрировано около 74 % ресурсов бассейна. Промышленно нефтегазоносен на четырех месторождениях с суммарными запасами УВ по категориям C_1+C_2 47,5 млн т усл. топлива. Кроме того, по всему разрезу комплекса наблюдаются яркие нефтегазопроявления на структурах южной части бассейна.

Перспективы нефтегазоносности. О перспективности продолжения поисково-разведочных работ в Анадырском НГБ свидетельствуют: повышенная (до 8 км и более) мощность осадочного чехла; наличие в его пределах нефтематеринских формаций; достаточно мощные породы с хорошими коллекторскими и экранирующими свойствами; большое число

антиклинальных структур, благоприятных для размещения залежей; промышленная нефтегазоносность (открыто три мелких и одно среднее месторождение нефти и газа); многочисленные признаки нефти и газа по всему мезо-кайнозойскому разрезу.

Наиболее перспективен миоценовый комплекс, содержащий все открытые месторождения. Верхняя его часть рассматривается как газопродуцирующая и синегенетично газоносная, нижняя — как нефтеносная. Поиски залежей в майницкой свите (верхний эоцен — олигоцен) на большей территории Анадырского бассейна положительных перспектив не имеют из-за низких коллекторских свойств пород. Определенный интерес представляет лишь зона выклинивания и срезания верхней подсвиты (Агапитов Д.И., 1988). Степень перспективности эоцен-олигоценовых отложений в зоне надвигов на южной границе бассейна пока не поддается оценке.

К высокоперспективным для поисков месторождений на суше (Западно-Анадырский суббассейн) относятся Поворотно-Телекайское и Озернинское поднятия, а также зона Лагунного прогиба. Первоочередными объектами являются Мирная, Ольховая, Поворотная и Заречная площади (Агапитов Д.И., 1988; 1990).

В акваториальной части Анадырского бассейна (Восточно-Анадырский суббассейн пострифтовых (эпиграбеновых) прогибов) по данным морской сейсморазведки мощность кайнозойского чехла достигает 5-7 км, и в нем уже выявлено более десяти локальных структур, над которыми в низах поздненеогенового комплекса обнаружены сейсмоамплитудные аномалии, характерные для разгрузки газовых залежей [16]. Наибольший интерес представляют Центральное и Беринговское поднятия, а также восточная прибортовая часть грабенообразного Восточно-Анадырского прогиба. Пробуренная на Центральном поднятии скважина (структура Центральная-1) не выявила наличия залежей в связи с преимущественно вулканогенно-осадочным миоценовым разрезом, не содержащим надежных флюидопоров.

По официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР Анадырского бассейна составляют 936,04 млн т усл. топлива. Около 70 % ресурсов (636 млн т усл. топлива) относятся к морской части бассейна, причем 30 % из них учтены как нефтяные (190 млн т нефти). В сухопутной части НСР составляют 300,04 млн т усл. топлива (отношение нефть/газ 20/80). По оценкам Д.И. Агапитова (1997), В.М. Голубева (1994)

прогнозные ресурсы на суше в Анадырском бассейне составляют около 200 млн т нефти и 100-150 млрд м³ газа, в области шельфа — 2,9 млрд т нефти и 2,4 трлн м³ газа. Официальная и авторская оценки НСР наземной части бассейна, приведенные названными авторами, совпадают и, вероятнее всего, близки к действительности. Прогнозные ресурсы акваториального сектора, на наш взгляд, могут быть значительно увеличены.

8.2.7. Хатырский нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты. В качестве регионально нефтематеринских следует рассматривать глинистые и глинисто-алевролитовые морские отложения ионайской (эоцен) и кунэйской (нижний — средний олигоцен) свит. Содержание $C_{\text{орг}}$ в них составляет соответственно 0,68 и 0,74 г/м³ (0,6-1,3 %), степень катагенеза МК₁—МК₄. Органическое вещество преимущественно сапропелевого типа. К нефтематеринским в силу специфического глинисто-диатомитового состава можно отнести и майнопыльгинскую свиту (верхний миоцен — плиоцен), несмотря на низкую степень преобразованности (ПК_{1.2}). Содержание $C_{\text{орг}}$ в породе — 0,5-1,5 %.

Морские песчано-глинистые отложения имынейской свиты (верхний олигоцен), прибрежно-морские песчаные образования маллэнской (нижний миоцен) и нижней части ундал-уменской (средний миоцен) свит относятся к газоматеринским. В них содержание $C_{\text{орг}}$ составляет соответственно 0,54; 0,71 и 0,63 г/м³. Степень катагенеза ПК₁—МК₁, ОВ смешанного типа с небольшим преобладанием гумусовой составляющей.

По данным изменения температурного градиента зона генерации газа выделяется на глубине от 1,0 до 2,5 км, генерации нефти — от 2,5 до 5,5 км (Иванов В.Ф., 1981).

Природные резервуары. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают песчаники нижнего и среднего миоцена. Песчаниковые пласты маллэнской свиты мощностью от 5 до 50 м имеют пористость от 10 до 20 %, достигая иногда 28-30 %, проницаемость от тысячных долей до десятых долей квадратных микрометров. Коллекторы гранулярного, трещинного и смешанного типов, класс IV-V. В ундал-уменской свите коллекторы II-IV класса, пористость варьирует от 19 до 35%, проницаемость не превышает 0,1 мкм².

Майнопыльгинская свита (верхний миоцен — плиоцен) содержит кремнистые породы, имеющие очень высокую (до 50 %) пористость.

В ней можно ожидать трещинные и трещинно-поровые коллекторы. Флюидоупоры глинистые, локальные и зональные толщиной до 100 м.

Структуры. Сейсморазведкой МОВ и МОГТ выявлено и закартировано шесть локальных структур, пять из них разбурены глубокими скважинами. Янракоимская — двухкупольная антиклинальная складка по поверхности фундамента. К остальным термин «структура» применим лишь отчасти. Это приразломные линейные структуры, в присводовую часть которых выжаты сложнодислоцированные породы нижележащего комплекса, или раздробленные на блоки моноклинали, сопряженные с глинистым диапиром, погребенные под палеогеновым покровом. Широкое развитие разрывных нарушений надвигового и взбросового типов, дисгармоничной складчатости, проявление глинистого диапиризма резко ограничивают распространение ловушек сводового типа, которые можно ожидать, по-видимому, только на восточном борту прогиба Русакова в шельфовой зоне.

Месторождения и нефтегазопроявления. В Хатырском бассейне выделяются два нефтегазоносных комплекса: верхний нижне-среднемиоценовый нефтеносный и нижний эоцен-олигоценный газоносный. Из пяти площадей, подтвержденных глубоким бурением, на четырех были получены притоки нефти и газа, на площадях Янракоимская и Угловая — промышленные.

На Янракоимской площади в пачке песчаников верхнего эоцена (ионайская свита) на глубине 2378-2408 м выявлена газовая залежь с дебитом до 58 тыс. м³/сут. Антиклинальная структура имеет размеры по фундаменту 5,0 x 2,5 км, амплитуду — 250-300 м. Непромышленные залежи газа встречены в олигоценовых песчаниках и нижнемиоценовых конгломератах на Анольской и Эльгинской площадях. По палеогеновым отложениям Анольской площади Государственным балансом РФ учтены перспективные ресурсы категории С₃ в объеме 1,064 млрд м³ газа. Таким образом, нижний газоносный комплекс распространен на всей территории наземной части бассейна, хотя его мощность и коллекторские свойства значительно меняются по площади.

Верхний нефтеносный комплекс вскрыт только на площади Угловая, на западном борту Ленинградского прогиба, где из маллэнской свиты (нижний миоцен) получен фонтанный выброс нефти и выделены еще два нефтяных пласта по каротажным данным. Поднятие Угловое разбито

серией взбросов на блоки. Залежь предположительно пластовая стратиграфически или тектонически экранированная, высота залежи до 100 м.

Кроме того, в бассейне известно большое число поверхностных нефтегазопроявлений, представленных нефтяными пленками, УВ-газами, битумами, мальтами и асфальтитами. Большинство нефтегазопроявлений центральной части территории приурочено к крупному надвигу, ограничивающему Хатырский бассейн с северо-запада [42, 43].

Перспективы нефтегазоносности. О перспективности Хатырского бассейна свидетельствуют: установленные в его пределах нефтематеринские формации олигоцена и миоцена; достаточно мощные, хотя и фациально невыдержанные коллекторы и флюидоупоры; выявленные месторождения и поверхностные нефтегазопроявления.

Перспективными для поисков залежей считаются Имликинский, Ленинградский и Русаковский прогибы, в первую очередь — Имынейское и Западно-Накепейлякское локальные поднятия. Мощная неогеновая толща, перекрывающая в них нижележащие отложения, обеспечивает сохранность залежей. Наиболее вероятны пластово-сводовые (олигоцен — нижний миоцен), стратиграфически (зоны выклинивания), тектонически и литологически экранированные (сенон, палеоген) залежи. В эоцене Ленинградского прогиба присутствуют диатомиты, способные генерировать УВ даже на ранних стадиях катагенеза, следовательно, перспективы возрастают. Перспективны также поднадвиговые структуры типа Океанской [42].

По официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР Хатырского НГБ составляют 377,6 млн т усл. топлива, сухопутной части бассейна (Северо-Хатырский суббассейн) — 94,6 млн т усл. топлива. В.А.Буряк и др. [6] приводят следующие цифры: до 300 млн т нефти и 80-100 млрд м³ газа. Последние представляются завышенными. В то же время ресурсы наземной части вполне можно увеличить за счет полосы, протягивающейся вдоль взбросонадвиговой зоны палеогеновых пород прогиба и верхнемелового его обрамления. На глубине 1-3 км возможно обнаружение тектонически экранированных залежей поднадвигового типа в ионайской, кунэйской и имынейской свитах (Мохов А.Е., 1977). В пользу этого предположения свидетельствуют также многочисленные признаки нефтегазоносности по всей зоне надвига.

В морской части Хатырского НГБ НСР составляют 283 млн т усл. топлива по категории D_2 при отношении нефть/газ 30/70. На наш

взгляд, ресурсы могут быть увеличены за счет включения в границы бассейна впадины Угловая (Угловой суббассейн), являющейся его прямым продолжением на шельфе. Приведенные данные позволяют связывать основные перспективы бассейна с Угловым суббассейном. Мощность осадочного чехла здесь возрастает до 7 км, размер локальных поднятий, выделенных по данным сейсморазведки, в 2-3 раза увеличивается по сравнению с таковыми в других частях Хатырского бассейна, а структурный план становится более спокойным. Учитывая это, можно предполагать, что условия формирования и консервации залежей в шельфовой части бассейна были более благоприятными, чем на суше.

8.2.8. Западно-Камчатский нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты. Нефтепроизводящие свойства пород изучены в основном в Ичинском и Охотско-Колпаковском прогибах (Шиленко Р.Н., 1996). Верхнемеловые терригенные свиты в аргиллитах и алевролитах морского происхождения содержат 0,40-0,79 % $C_{\text{орг}}$ сапропелевого и гумусово-сапропелевого типов, измененное до стадии МК₂₋₄.

В эоценовых отложениях (тигельская свита) содержание $C_{\text{орг}}$ в песчаниках составляет 0,5-0,9 %. Исходное ОВ сапропелевое, сапропелево-гумусовое. Очаги нефтеобразования, связанные с данным комплексом, приурочены к центральным, наиболее погруженным частям прогибов, где степень его катагенетической преобразованности отвечает градации МК₁₋₂.

Туфогенно-кремнисто-терригенные отложения олигоцена — нижнего миоцена (воямпольская серия) содержат от 0,6 до 1,0 % $C_{\text{орг}}$, в глинах оно достигает 2,08 %. Органическое вещество сапропелево-гумусовое и сапропелевое, градации катагенеза от ПК₃ до МК₁. Кремнистые породы перспективны в качестве нефтематеринских, для них характерен сапропелевый состав ОВ и его раннее созревание в ранний период генерации жидких УВ.

Для средне-верхнемиоценового комплекса (кавранская серия) отмечаются в основном низкие содержания $C_{\text{орг}}$ — 0,3-0,5 %, ОВ смешанного состава. Комплекс находится на стадии протокатагенеза.

В Кинкильском прогибе палеоген-миоценовые отложения содержат гумусовое ОВ, преобразованное до градаций МК₁₋₂, что отвечает проявлению главной фазы нефтеобразования.

По данным сейсмофациального анализа и бурения на Магаданском шельфе выделяются три нефтегазоматеринские толщи:

палеоцен-эоценовая: мощность до 3-4 км, фации лагунно-континентальные и мелководно-морские, ОВ гумусовое или смешанное. Содержание $C_{орг} = 0,5-1,5 \%$. Находится в главной зоне газообразования или постгенерационной зоне;

олигоцен-нижнемиоценовая: мощность от 500 до 2000 м, состав от континентальных глин с гумусовым и смешанным РОВ до кремнистых морских аргиллитов и диатомовых глин с преобладанием сапропелевого типа ОВ. Концентрация $C_{орг} 0,8-1,9 \%$; уровень зрелости ОВ от зоны генерации нефти до зоны генерации газа в погруженных участках;

средне-верхнемиоценовая: мощность от 100 до 800 м, представлена мелководными глинами, ОВ гумусовое и сапропелево-гумусовое, содержание $C_{орг} 0,80-1,25 \%$; степень зрелости ОВ достигает главной зоны нефтеобразования в погруженных зонах прогибов.

Природные резервуары. Меловой комплекс как природный резервуар имеет низкие перспективы из-за большой глубины залегания, высокой уплотненности и метаморфизма пород.

Коллекторские свойства кайнозойских пород изучены в Ичинском, Воямпольском и Охотско-Колпаковском прогибах. Эоценовые песчано-алевролитовые породы, образующие пачки переслаивания мощностью от 10 до 100 м, имеют открытую пористость в Воямпольском прогибе от 2 до 10 %, в Ичинском — 3,0-9,5 %, в Охотско-Колпаковском — 5-10 %, единично до 28 % [10]. Проницаемость от десятитысячных до тысячных долей квадратных микрометров, реже до 0,03-0,04 мкм². Коллекторы трещинно-поровые. На шельфе по сейсмофациальным данным предполагается локальное развитие эоценовых поровых коллекторов с пористостью от 5-10 % до 15-20 % и проницаемостью от 0,0001 до десятых долей квадратных микрометров. Региональной покрывкой для эоценового комплекса являются глубоководные морские отложения ковачинской и гакхинской свит (верхний эоцен — олигоцен).

В олигоцен-нижнемиоценовом комплексе лучшими коллекторскими свойствами обладают песчаники и туфопесчаники утхолокской свиты (нижний миоцен), их открытая пористость составляет от 16 до 24 %, единично до 33 %, проницаемость от сотысячных до сотен долей квадратных микрометров. Коллекторы порового и порово-трещинного типов,

неоднородные по вертикали и латерали. Мощной региональной покрывной для залежей, аккумулярованных в утхолокской свите, являются пачки окремненных аргиллитов и плотных песчаников кулувенской и вивентекской свит (нижний миоцен). Перспективы комплекса на шельфе связаны с порово-трещинными коллекторами кремнистых нижнемиоценовых горизонтов, обладающими хорошими ФЕС: пористость 15-30 %, проницаемость от тысячных до десятых долей квадратных микрометров [14].

Открытая пористость песчано-алевролитовых средне-верхнемиоценовых пород составляет от 18-20 % (ильинская и какертская свиты, средний миоцен) до 25-35 % (этолонская и эрмановская свиты, верхний миоцен), проницаемость от тысячных долей до 0,17 мкм². Коллекторы преимущественно поровые, покрывками являются пачки аргиллитов, туфов и туффигов эрмановской свиты.

Таким образом, по петрофизическим данным наибольшие перспективы связываются с отложениями снатольской (средний эоцен), утхолокской (нижний миоцен), этолонской и эрмановской (верхний миоцен) свит.

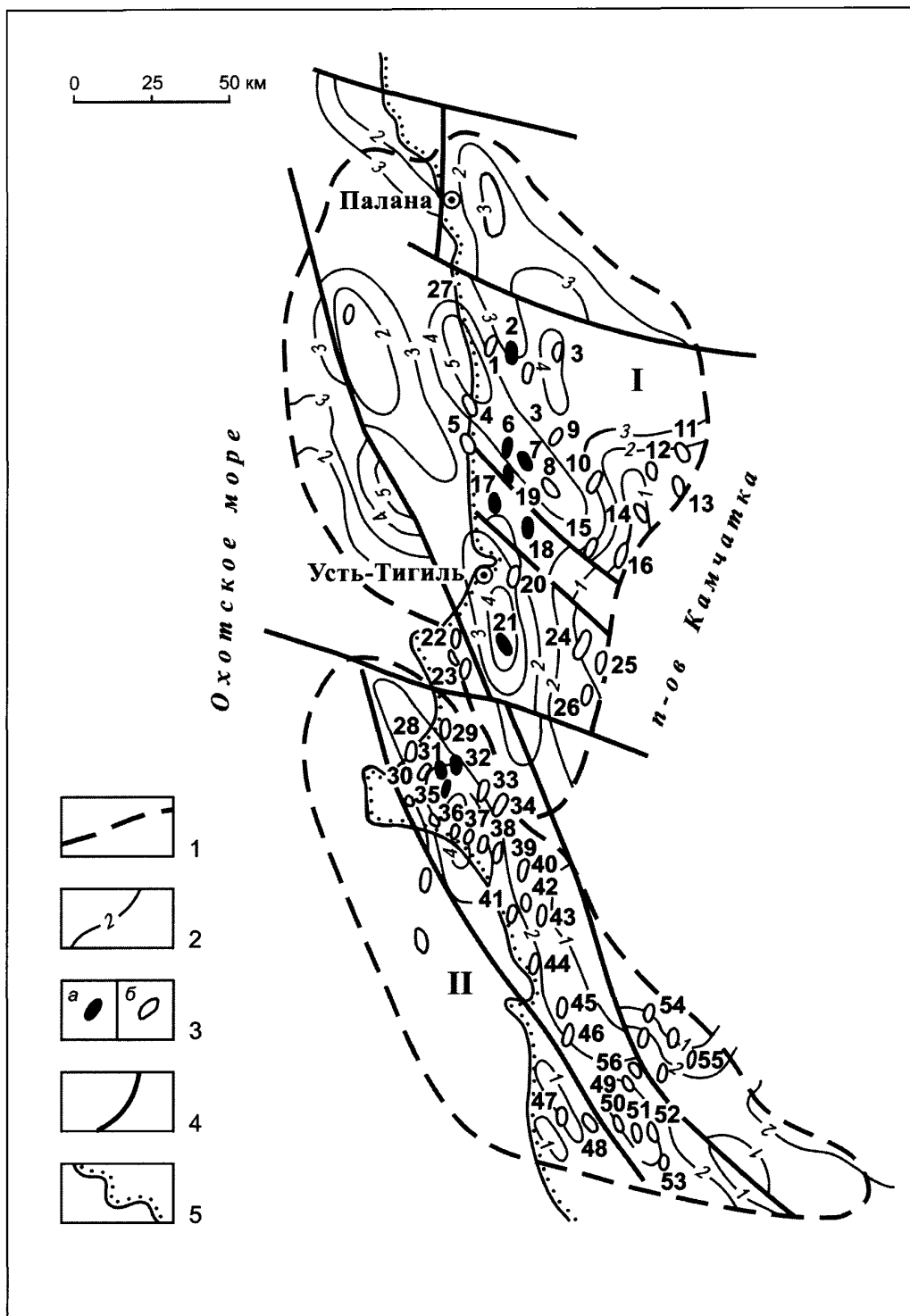
Структуры. Поиски и подготовка структур под глубокое бурение проводились во всех прогибах сухопутной части бассейна, в Шелиховском и Западно-Камчатском прогибе шельфа.

В Воямпольском прогибе выявлено 27 структур, 7 разбурены глубокими скважинами разбурено 5 структур, к бурению подготовлены две структуры. Площадь структур колеблется от 11 до 82 км², амплитуда — от 200 до 500 м. В Хайрюзовском прогибе выявлено 29 структур, подготовлены к бурению МОВ две (рис. 60). В Ичинском прогибе выявлена 31 структура, подготовлены к глубокому бурению четыре структуры, доизученные МОГТ (рис. 61). Площадь структур от 21 до 78 км², амплитуда — 100-400 м.

В этих трех прогибах из восьми структур, подготовленных к глубокому бурению, пять признаны нуждающимися в доподготовке данными ОГТ. В фонде подготовленных остались локальные поднятия Шапино, Поольская (Ичинский прогиб) и Среднекулькинская (Воямпольский прогиб).

В Охотско-Колпаковском прогибе различными методами выявлено 38 структур, 17 из них разбурены 21 глубокой скважиной, еще 9 подготовлены к бурению (см. рис. 61). Размеры структур колеблются от 3,5 х 4,0 до 10 х 15 км, площадь — от 8 до 54 м², амплитуда — 100-400 м [43].

В Кольском прогибе и на граничащих с ним Соболевском и Большерецком поднятиях выявлено около 15 локальных поднятий.



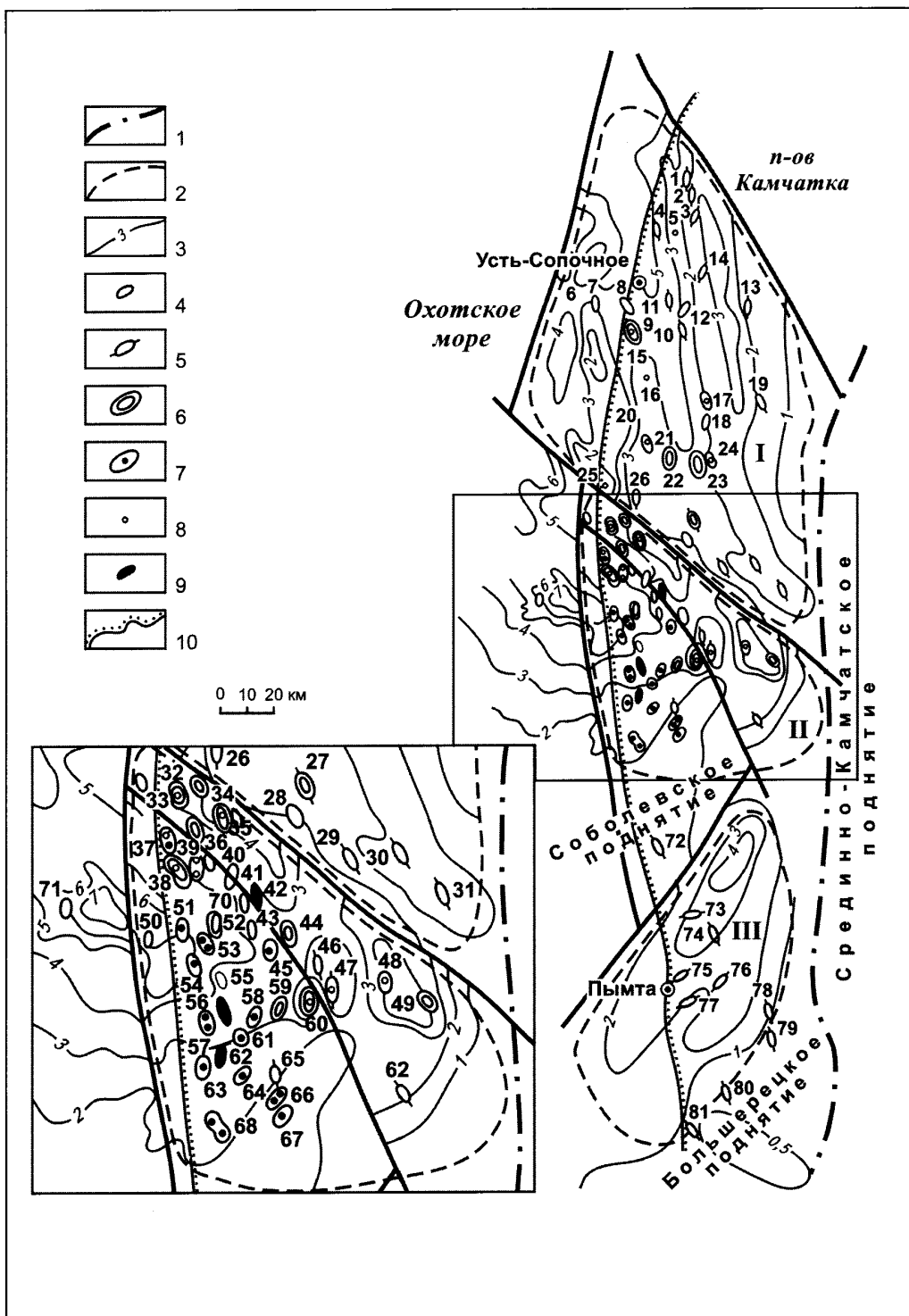
На шельфе Западной Камчатки различными авторами выделяется от 14 до 17 группировок локальных структур, рассматриваемых как возможные зоны нефтегазонакопления (см. рис. 31). Всего выявлено около 100 локальных поднятий, их площадь — от 65 до 487 км².

Месторождения и нефтегазопроявления. В пределах Охотско-Колпаковского прогиба открыто четыре газоконденсатных месторождения: Кшукское, Нижне-Квакчикское, Средне-Кунжикское и Северо-Колпаковское. Они содержат залежи в трех промышленно продуктивных горизонтах: эрмановском (верхний миоцен), этолонском (верхний миоцен) и утхолокском (нижний миоцен) свитах (рис. 62). Нижне-Квакчикское относится к категории средних, остальные мелкие.

Кшукское месторождение приурочено к брахиантиклинальной складке. Семь газонасыщенных пластов мощностью от 2,4 до 12,0 м приурочены к туфопесчаникам эрмановской, этолонской (верхний миоцен), снатольской и ковачинской (эоцен) свит. Залежи пластово-сводовые или литологически экранированные размером 1,0-2,8 х 3,0-5,2 км и высотой 14-59 м, покрышками являются пропластки туфоаргиллитов мощностью от 2,5 до 18,0 м, дебиты газа от 70 до 200 м³/сут. Нижний этаж месторождения включает газоконденсатную массивную, частично тектонически экранированную залежь в туфопесчаниках утхолокской свиты. На 01.01.2005 г. учтенные Государственным балансом РФ запасы газа по категориям C₁+C₂ составляют 4,19 млрд м³, конденсата — 30,2 тыс. т. С 2000 г. на этом месторождении ведется добыча газа.

Рис. 60. Схема расположения локальных структур Воямпольского и Хайрюзовского прогибов Западно-Камчатского ГНБ:

1 – границы прогибов; 2 – изогипсы подошвы кайнозойских отложений, км; 3 – структуры: а – разбуренные и подготовленные к бурению, б – выявленные; 4 – разломы; 5 – береговая линия; прогибы: I – Воямпольский, II – Хайрюзовский; локальные структуры Воямпольского прогиба: 1 – Воямпольская, 2 – Нововоямпольская, 3 – Качилинская, 4 – Верхнеконгорская, 5 – Точилинская, 6 – Этолонская, 7 – Среднерассошинская, 8 – Пограничная, 9 – Верхнеываямская, 10 – Промежуточная, 11 – Мутнинская, 12 – Ткерская, 13 – Нижнемутнинская, 14 – Верхнеаманинская, 15 – Большая Кешимская, 16 – Диковая, 17 – Хромовская, 18 – Гаванская, 19 – Рассошинская, 20 – Чекановская, 21 – Среднекулкинская, 22 – Прибрежная, 23 – Березовская, 24 – Медвежья, 25 – Эвемонская, 26 – Экекская, 27 – Какертская; Хайрюзовского прогиба: 28 – Омбонская, 29 – Нижнеморошечная, 30 – Нижнеснатольская, 31 – Средне-Квачинская, 32 – Восточно-Квачинская, 33 – Ковачинская, 34 – Верхнеснатольская, 35 – Утхолокская, 36 – Колковая, 37 – Нижнеутхолокская, 38 – Мыс-монтская, 39 – Средне-Верхне-Утхолокская, 40 – Приразломная, 41 – Нижнекавранская, 42 – Тамкаринская, 43 – Среднекавранская, 44 – Васильевская, 45 – Хайрюзовская, 46 – Поворотная, 47 – Маломорошечная, 48 – Калаваямская, 49 – Нижнеахлинская, 50 – Верхнекалаваямская, 51 – Белоголовская, 52 – Одиночная, 53 – Юнкетваямская, 54 – Перовская, 55 – Верхнебыстринская, 56 – Правоахлинская



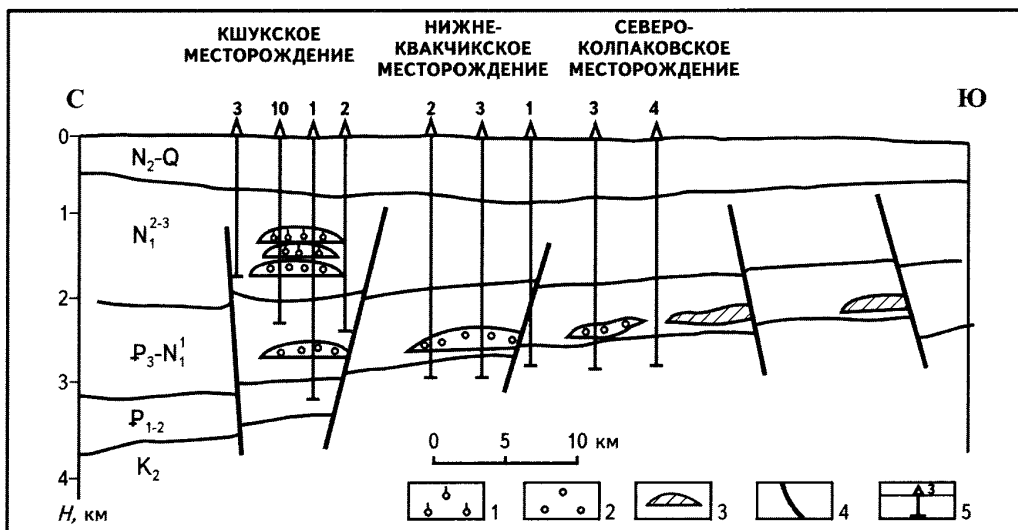
Нижне-Квакчикское месторождение связано с брахиантиклинальной складкой, осложненной на юго-западном крае взбросом. Газоконденсатная залежь по типу сводовая, массивная, частично тектонически экранированная размером 6,5 x 2,5 км, высотой 94,2 м приурочена к туфогенным песчаникам утхолокской (нижний миоцен), снатольской и ковачинской (эоцен) свит, перекрытым регионально распространенной аргиллитовой толщей. Дебиты газа до 240 м³/сут, конденсата — 11 м³/сут. Запасы газа на 01.01.2005 г. 10,3 млрд м³, конденсата — 425 тыс. т.

Средне-Кунжикское месторождение расположено в сводовой части брахиантиклинальной складки. Газоконденсатная залежь находится в туфопесчаниках утхолокской, вивентекской и кулувенской (нижний миоцен) свит на глубине 1400 м, высота 50 м, дебит 57-150 тыс. м³/сут газа и 2,9 м³/сут конденсата. Запасы на 01.01.2005 г. 0,798 млрд м³ газа по категориям C₁+C₂, 21 тыс. т конденсата.

Северо-Колпаковское месторождение — газоконденсатная залежь находится в песчаниках утхолокской (нижний миоцен), снатольской и ковачинской (эоцен) свит, притоки дебитом 221 тыс. м³/сут газа и 21,6 м³/сут конденсата получены из интервала глубин 2177-2202 м.

Рис. 61. Схема расположения локальных структур Ичинского, Охотско-Колпаковского и Кольского прогибов Западно-Камчатского ГНБ:

1 – граница Западно-Камчатского НГБ; 2 – границы прогибов; 3 – изогипсы подошвы кайнозойских отложений, км; 4 – структуры, выявленные по сейсмическим данным; структуры: 5 – выявленные по гравиметрическим и структурно-морфологическим данным, 6 – подготовленные к поисковому бурению, 7 – введенные в глубокое бурение; 8 – параметрические скважины; 9 – газоконденсатные месторождения; 10 – береговая линия; прогибы: I – Ичинский, II – Охотско-Колпаковский, III – Кольский; локальные структуры Ичинского прогиба: 1 – Кунчинская, 2 – Фатычанская, 3 – Среднеморошечная, 4 – Кедровая, 5 – Тундровая, 6 – Хайрюзовская, 7 – Кинчинская, 8 – Приморская, 9 – Шапиро, 10 – Саичикская, 11 – Усть-Рассошинская, 12 – Сопочная, 13 – Верхнекалнетовская, 14 – Калнетовская, 15 – Озерная, 16 – Междуреченская, 17 – Северная, 18 – Средне-Саичикская, 19 – Пегая, 20 – Лиманская, 21 – Скудойская, 22 – Пагогская, 23 – Восточно-Лагогская, 24 – Тваянская, 25 – Тхуклукская, 26 – Кононская, 27 – Поольская, 28 – Крутогорская, 29 – Кавычинская, 30 – Средне-Тыумшецкая, 31 – Правогечинская; Охотско-Колпаковского прогиба: 32 – Северо-Облуковинская, 33 – Схикийская, 34 – Усть-Облуковинская, 35 – Медленская, 36 – Схумочская, 37 – Половинная, 38 – Береговая, 39 – Дорожная, 40 – Верхне-Вейберовская, 41 – Вейберовская, 42 – Средне-Кунжикская, 43 – Восточно-Кшукская, 44 – Восточно-Кунжикская, 45 – Южно-Кунжикская, 46 – Таучская, 47 – Пошновская, 48 – Предгорная, 49 – Квахонская, 50 – Первоочередная, 51 – Охотская, 52 – Лево-Кшукская, 53 – Северо-Кшукская, 54 – Приохотская, 55 – Кшукская, 56 – Нижне-Квакчикская, 57 – Западно-Квакчикская, 58 – Удачная, 59 – Яконская, 60 – Восточно-Квакчикская, 61 – Южно-Квакчикская, 62 – Северо-Колпаковская, 63 – Западно-Колпаковская, 64 – Восточно-Колпаковская, 65 – Излучинская, 66 – Верхне-Брюмкинская, 67 – Южно-Брюмкинская, 68 – Приморская, 69 – Средне-Воровская, 70 – Дальняя, 71 – Квакчикская; Кольского прогиба: 72 – Устьевая, 73 – Гомотовская, 74 – Кольская, 75 – Нижнепымтинская, 76 – Среднепымтинская, 77 – Учкалинская, 78 – Мысовая, 79 – Хихкунская, 80 – Хомутинская, 81 – Верховская



**Рис. 62. Схематический геологический профиль
Охотско-Колпаковского прогиба Западно-Камчатского ГНБ:**

залежи: 1 – газовые, 2 – газоконденсатные, 3 – прогнозируемые; 4 – разломы; 5 – скважины

Предполагается, что ловушка представляет собой песчаное аккумуляционное тело барового происхождения. Запасы газа по категориям $C_1 + C_2$ на 01.01.2005 г. составляют 7,34 млрд m^3 , газоконденсата – 48 тыс. т.

По площадям Восточно-Кунжикской, Пошновской, Приохотской, Схикийской и Схумочской перспективные ресурсы по категории C_3 составляют 11,523 млрд m^3 газа.

Анализ строения открытых месторождений позволяет выделить три различных по условиям формирования типа залежей (Козьянин В.К., 1990):

1 – кавранский – сингенетичные залежи преимущественно метанового газа, сформированные в основном за счет латеральной миграции по восстанию пластов из наиболее погруженных участков прогиба (верхний этаж Кшукского месторождения);

2 – ниже-квакчикский – включает залежи Нижне-Квакчикского и нижнего этажа Кшукского месторождений – тектонически экранированные, массивные, сформировавшиеся в основном за счет вертикальной миграции из палеогеновых нефтематеринских пород;

3 – северо-колпаковский – предположительно литологически экранированная залежь в пограничной зоне между толщами неогена и палеогена. По материалам сейсморазведки в юго-западной части Охотско-

Колпаковского прогиба выявлены две цепочки песчаных тел, в одной из которых открыто Северо-Колпаковское месторождение.

Наряду с охарактеризованными месторождениями в 1971 г. в Ичинском прогибе обнаружено мелкое Лиманское газоконденсатное месторождение в трещиноватых песчаниках и алевролитах верхнего мела, а также непромышленное скопление метанового газа на Рассошинской площади (Воямпольский прогиб), в трещиноватых кремнистых аргиллитах ковачинской свиты (верхний эоцен). Кроме того, зафиксированы притоки нефти, газа и конденсата в ильинской свите среднего миоцена, гакхинской олигоценовой свите, снатольской эоценовой свите в пределах Охотско-Колпаковского прогиба. В Кинкильском прогибе нефтегазопроявления в иргирнинской свите (средний олигоцен) встречаются в естественных обнажениях.

В разрезе бассейна выделяются три нефтегазоносных комплекса, разделенных толщами региональных покровов: палеогеновый, нижнемиоценовый и средне-верхнемиоценовый.

Перспективы нефтегазоносности. Ведущее место по перспективам нефтегазоносности сухопутной части бассейна (Западно-Камчатский суббассейн) занимают Охотско-Колпаковский и Ичинский прогибы. Благоприятные коллекторские и нефтематеринские свойства отдельных свит, мощный осадочный чехол, большое число выявленных локальных поднятий, обнаружение нефтегазопроявлений практически по всему разрезу, выявленная промышленная газоносность — все это делает вероятным открытие новых месторождений. Отложения эрмановской, этолонской, какертской и ильинской свит (средний — верхний миоцен) в пределах этих прогибов являются, в основном, газоносными, воямпольской серии — нефтеносными и газонефтеносными, эоценовые отложения содержат, по-видимому, газовые, нефтегазовые, нефтяные и газонефтяные залежи. Помимо структурных сводовых ловушек ожидаются тектонически экранированные (нижнеквакчикский тип), эрозионной поверхности мелового фундамента, на западных бортах прогибов — связанные со стратиграфическим выклиниванием нижних горизонтов разреза.

По официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР сухопутной части Западно-Камчатского бассейна составляют 543 млн т усл. топлива, в том числе 60 млн т нефти и 470,3 млрд м³ газа. Прирост ресурсов возможен

за счет участка Охотско-Колпаковского прогиба вдоль зоны крупного надвига, по которому Срединно-Камчатский террейн надвинут на восточный борт прогиба (см. рис. 34). Согласно временным разрезам осадочный комплекс в сторону восточного обрамления прогиба погружается на глубину более 3 км, вдоль надвига зафиксированы крупные контрастные антиклинальные структуры.

В акваториальной части Западно-Камчатского ГНБ по оценке 2002 г. НСР составляют 1302 млн т усл. топлива, в том числе 364 млн т нефти и 865 млрд м³ свободного газа.

Камчатский и Магаданский шельфы Охотского моря, входящие в состав Западно-Камчатского бассейна (суббассейны Шелиховский, Гижигинский, Тинро), наряду с Северо-Охотским и Сахалинским, относятся к числу наиболее перспективных на нефть и газ. Они обладают отличительными признаками крупных зон нефтегазонакопления с высокой концентрацией ресурсов: пространственным совмещением с крупными очагами нефтегазообразования; присутствием в очаге глинисто-кремнистых отложений мощностью 2-3 км с преобладанием сапропелевого ОВ, прошедших стадию генерации нефти; наличием в разрезе пластового и/или пластово-массивного резервуаров с оптимальным отношением коллекторов и покрышек; существованием крупных ловушек с благоприятными условиями сохранности залежей (Тронова Т.Ю., 1990). На шельфе площадь и амплитуда закартированных сейсморазведкой структур по сравнению с сушей существенно возрастают. Основные потенциальные ресурсы Камчатского шельфа сосредоточены на Ичинско-Колпаковском участке (см. рис. 31). Прогнозируется возможность открытия здесь крупных и средних месторождений в миоцен-олигоценовых и эоценовых отложениях. Основные перспективы Магаданского шельфа связываются с олигоцен-среднемиоценовыми и средне-верхнемиоценовыми отложениями. Все это позволяет считать, что ресурсы Западно-Камчатского ГНБ могут быть пересчитаны в сторону значительного увеличения.

8.2.9. Восточно-Камчатский потенциально нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты. Концентрация $C_{\text{орг}}$ в свитах Восточно-Камчатского мегапрогиба невелика — 0,2-2,0 % на 1 г породы, причем она уменьшается вверх по разрезу. Выделяются следующие нефтепроиз-

водящие отложения: 1 — дроздовская палеоценовая терригенная флиш-идная свита (мощность 800-1500 м); 2 — пачки переслаивания кремнистых и некремнистых аргиллитов мощностью 400-650 м в различных частях ветловской серии (верхний мел — палеоцен); 3 — аргиллиты с прослоями песчаников чажминской олигоценовой свиты (мощность около 1000 м). Зональность катагенеза отличается растянутостью, мощность зоны протокатагенеза, охватывающей неогеновые отложения, составляет около 4 км [41]. В пределах главной зоны нефтегазообразования находятся богачевская, ветловская и дроздовская палеогеновые свиты. Органическое вещество преимущественно сапропелевого типа.

В Центрально-Камчатском прогибе граница зон прото- и мезокатагенеза находится на глубине от 2 до 3 км в толще палеоцен-эоценовых аргиллитосодержащих пород.

Природные резервуары. Коллекторские свойства пород Восточно-Камчатского прогиба изучены в основном в Кроноцком районе. Открытая пористость для песчаников дроздовской свиты (палеоцен) составляет 8-10 %, ветловской (верхний мел — палеоцен) — 10-12 %, чажминской (олигоцен) — 2,0-7,5 %, тундровой (олигоцен) — 18-20 %, таловской (нижний миоцен) — 20-22 %, оленинской (нижний миоцен) — 25-28 %. Проницаемость изменяется от сотысячных до десятых долей квадратных микрометров, максимум (0,25 мкм²) отмечается в таловской и оленинской свитах. Пониженное значение проницаемости при сравнительно высокой пористости обусловлено плохой сортировкой пород (Баженова О.К., 1973).

Ведущую роль играют коллекторы смешанного типа (палеоцен — нижний миоцен), емкость которых определяется наличием пор и каверн, а проницаемость — трещиноватостью. Помимо терригенных пород такими коллекторами могут быть пористые туфы и трещиноватые вулканиты. К региональным покрывкам в бассейне могут быть отнесены аргиллит-алевролитовые отложения олигоцена — нижнего миоцена и плиоцен-четвертичные вулканогенные образования.

Коллекторские свойства пород Центрально-Камчатского мегапрогиба изучены на Долиновской площади Козыревского прогиба. Пористость песчаников палеоцен-раннеэоценового возраста варьирует от 1,87 до 16,32 %, в среднем 11,20 %, газопроницаемость — от десятитысячных до десятых долей квадратных микрометров. Тип коллектора порово-кавернозно-тре-

щинный [41]. В Козыревском прогибе к покрывкам могут быть отнесены плиоценовые глинисто-алевритовые отложения энемтенской свиты (миоцен) и пачки аргиллитов палеогеновых отложений.

Структуры. В результате детальных сейсморазведочных работ в Козыревском прогибе выявлено четыре локальных поднятия. Караковское поднятие подготовлено к глубокому бурению, Долиновское разбурено двумя параметрическими скважинами (1733 и 2381 м).

В Восточно-Камчатском мегапрогибе в пределах Богачевской зоны выявлено 15 кулисообразно расположенных локальных поднятий, (средние размеры 15 x 7 км) и 14 поднятий «бескорневого» типа высотой 400-500 м и размером 10-20 x 3-7 км в пределах Тюшевского прогиба. Богачевское поднятие разбурено, Двухлагерное подготовлено к бурению.

Нефтегазопроявления. В Восточно-Камчатском бассейне месторождения нефти и газа не выявлены, однако о высоких перспективах их открытия свидетельствуют многочисленные косвенные и прямые признаки нефти и газа.

В Восточно-Камчатском прогибе встречаются многочисленные газопроявления и естественные выходы нефти и газа, приуроченные почти ко всем стратиграфическим подразделениям и связанные, как правило, с разрывными нарушениями.

На территории Центрально-Камчатского прогиба прямые признаки нефтегазоносности в настоящее время не известны. При исследовании приустьевых водотоков р. Камчатка выявлена зона УВ, протягивающаяся на расстояние около 130 км, что указывает на возможные перспективы нефтегазоносности глубоких горизонтов [41-43].

Перспективы нефтегазоносности. Прогноз нефтегазоносности Восточно-Камчатского бассейна может осуществляться только на региональном уровне. Несмотря на тектоническую нарушенность, широкое развитие надвиговой тектоники и большое количество вулканогенных пород, описываемый регион принадлежит к категории перспективных. На это указывают: выявленные возможно нефтегазопроизводящие горизонты верхнемел-палеогеновых свит, находящиеся на разных стадиях катагенеза; выделение в отложениях палеоген-миоценовых свит возможных коллекторских и экранирующих горизонтов; многочисленные прямые и косвенные признаки нефти и газа.

Имеющиеся сведения по строению осадочного чехла, коллекторским свойствам пород и нефтегазоносности свидетельствуют о реальной возможности образования здесь сводовых, скорее всего, тектонически экранированных залежей УВ. Наряду с ними в Восточно-Камчатском мегапрогибе (Восточно-Камчатский суббассейн) могут быть открыты массивные, литологические и стратиграфические залежи (Богачевская зона) [43]. Перспективны также шельф и континентальные склоны Кроноцкого и Камчатского заливов (Кроноцкий суббассейн). В Восточно-Камчатского прогибе по официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР составляет 336 млн т усл. топлива (отношение нефть/газ 30/70), в том числе по суше 127 млн т усл. топлива (нефть/газ 25/75), по морю — 209 млн т усл. топлива (нефть/газ 33/67). Ресурсы акваториальной части могут быть увеличены за счет расширения границ бассейна в сторону Тихого океана.

В Центрально-Камчатском мегапрогибе (Центрально-Камчатском междуговом суббассейне) можно прогнозировать развитие пластово-сводовых, массивных и тектонически экранированных ловушек в разрезе палеогена Козыревского прогиба. В Центрально-Камчатском прогибе (суббассейне) НСР оцениваются в 163,6 млн т усл. топлива (31,6 млн т нефти, 126 млрд м³ газа). С учетом позднего начала формирования собственно осадочного чехла и значительного содержания островодужного вулканогенного материала прогнозные ресурсы вряд ли могут быть увеличены.

8.2.10. Ильпинско-Карагинский потенциально нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские свиты. Нефтегазопроизводящими могут быть кыланская, килакирнунская, ковачинская и алугинская свиты (эоцен — олигоцен), включающие пачки переслаивания алевролитов, аргиллитов и глин. Они содержат ОВ сапропелевого состава (0,8-1,0 %) и катагенетически преобразованы до стадии МК₃.

Природные резервуары. Наиболее благоприятными условиями для аккумуляции залежей обладают отложения палеогеновой ильпинской серии, толщи переслаивания которой содержат как горизонты-коллекторы, сложенные песчаниками, так и покрышки, представленные пачками аргиллитов и алевролитов. Песчаники имеют пористость 8,9-20,0 %,

проницаемость — от сотысячных до тысячных долей квадратных микрометров.

В неогеновом комплексе коллекторы могут содержаться в пахачинской свите (нижний миоцен), их пористость в обнажениях достигает 30-32 %. Региональной покрывкой для них являются отложения корфовской серии (верхний миоцен).

Структуры. В результате проведения сейсморазведочных работ МОВ в Ильпинском прогибе выявлено девять локальных поднятий. Усть-Альховоямское поднятие подготовлено к глубокому бурению (резервный фонд), для остальных подготовка МОВ признана некондиционной. Большинство структур представляют собой брахиантиклинали площадью от 10,5 до 59 км², амплитудой 90-320 м [42, 43].

Нефтегазоносность. Прямых признаков нефти в Ильпинско-Карагинском бассейне не установлено. При бурении гидрогеологической скважины наблюдался выброс газа с 85 %-м содержанием метана. На побережье встречаются битумопроявления в толщах терригенных пород палеоген-неогенового возраста, а на о-ве Карагинский — в верхнемеловых породах.

Перспективы нефтегазоносности. Из-за крайне низкой изученности продуктивность бассейна не может быть оценена достоверно. При отсутствии бурения одним из признаков в пользу нефтегазоносности является наличие поверхностных нефте- и газопроявлений. Наиболее вероятными перспективами обладают палеогеновые и нижнемиоценовые отложения (ильпинская серия, пахачинская свита) Вывенского и Ильпинского прогибов (Вывенский суббассейн).

Один из наиболее интересных районов в Литкенском суббассейне на шельфе является Литкенский прогиб, структурно напоминающий нефтеносную впадину залива Кука на Аляске [2]. Прогиб служит естественной ловушкой осадков, сносимых с континента. Мощность осадков в прогибе составляет 2-3 км, на отдельных участках достигает 4 км, сейсмические профили свидетельствуют о выдержанности комплексов.

На настоящее время официальной оценки НСР Ильпинского-Карагинского ПНГБ не существует, но судя по площади бассейна, его геодинамической эволюции и составу осадочного чехла она должна быть сходной с ресурсами Хатырского НГБ (первые сотни млн т усл. топлива).

8.2.11. Наваринский, Алеутский, Олюторско-Командорский потенциально нефтегазоносные бассейны

Перспективы нефтегазоносности. Потенциальная нефтегазоносность Берингоморского региона подтверждается наличием месторождений в наземных частях Анадырского и Хатырского бассейнов. Перспективы региона в первую очередь связываются с Наваринским бассейном и прогибами северной и восточной частей Алеутского бассейна. Эоцен-олигоценный песчано-глинистый комплекс Наваринского бассейна содержит 1-2 % $C_{\text{орг}}$ и рассматривается как нефтегазопроизводящий и термально-зрелый. Зона нефтеобразования находится на глубине от 2,2 до 6,3 км в зависимости от современного геотермического режима, а зона генерации газа — от 2,7 до 7,2 км (Свистунов Е.П., 1987; 1988). Коллекторские свойства этого комплекса невысоки, ловушки УВ могут быть приурочены к зонам выклинивания толщи на склонах поднятий фундамента и зонам трещиноватости. В миоценовом комплексе перспективной считается его нижняя часть, сложенная, вероятно, линзами баровых песков мощностью более 300 м, с эффективной пористостью 15-20 % и проницаемостью 0,05-0,15 мкм². Наиболее перспективны зоны аккумуляции в районах, где в верхах разреза предполагается существование региональных флюидоупоров. В Наваринском бассейне к такой зоне относится Моржовско-Отвесная группа поднятий на северном борту Северо-Наваринского прогиба (Северо-Наваринский суббассейн). Наряду с литологическими и стратиграфическими ловушками не меньшее значение могут иметь дизъюнктивные ловушки в узлах пересечений конседиментационных разломов, где отмечены сейсмоамплитудные аномалии типа «яркое пятно», обычно объясняемые разгрузкой глубинных газовых залежей.

Исследование нефтегазового потенциала Алеутской глубоководной котловины показало ее несомненные перспективы, которые определяются следующим [16]: значительной мощностью осадочного чехла, достигающей 7-9 км и более; высоким геотермическим градиентом (58 °С/км); высоким содержанием $C_{\text{орг}}$ в позднемиоцен-четвертичном диатомовом и турбидитном комплексе (0,2-0,8 %); наличием сводовых и дизъюнктивных ловушек УВ в верхней части осадочного чехла котловины. Эти ловушки на сейсмических разрезах выражены сейсмоамплитудными аномалиями типа «яркое пятно». Эти аномалии локализуются в толще верхнемиоценовых полуконсолидированных диатомовых глин, имеющих порис-

тость 58-85 % и проницаемость 0,01-0,03 мкм². К этой же толще часто приурочен отражающий сейсмический горизонт, сопоставимый с основанием газогидратоносных отложений.

Перспективы нефтегазоносности Корякско-Алеутского (Южно-Ширшовский суббассейн) и Аляскинско-Алеутского (Алеутский суббассейн) подсклоновых прогибов определяются исходя из генетического родства с Хатырским НГБ. Увеличенная мощность осадочных комплексов, относительно небольшая деформированность пород, сплошной покров диатомовых глин в верхней части чехла, способный быть региональной покрывкой — все это значительно повышает перспективы подсклоновых прогибов по сравнению с их шельфовой частью. Крупные скопления нефти можно ожидать в палеоген-неогеновых осадочных комплексах подсклоновых прогибов.

В Олюторско-Командорском бассейне перспективы Олюторской впадины (Олюторский суббассейн) связываются с прибрежно-морскими неогеновыми отложениями мощностью от 1,0-1,5 до 2,0-3,0 км. На побережье в них встречаются единичные битумопроявления, однако в этих отложениях нет хороших коллекторов, проблематична и надежность глинистых покрывок. Камчатско-Командорский прогиб (Камчатско-Командорский суббассейн) характеризуется увеличенной мощностью осадков (до 3-4 км) и выраженностью эоцен-олигоценового комплекса в осевой части прогиба. Мелководный генезис основной части чехла прогиба предполагает значительное улучшение коллекторских свойств и повышение содержания $C_{орг}$ в эоцен-олигоценовом комплексе.

Официальная оценка НСР на 01.01.2002 г. по элементам нефтегазогеологического районирования существует только для Олюторской впадины (суббассейна) — 99 млн т усл. топлива по категории D_2 . В Российском секторе Берингова моря НСР составляют 1075 млн т усл. топлива по категориям $D_1 + D_2$, из них 320 млн т нефти и 740 млрд м³ газа. По оценке В.М. Голубева (1993, 1994) прогнозные геологические ресурсы всего Берингова моря (площадь 1331 тыс. км²) достигают 16,0 млрд т УВ при отношении нефть/газ 55/45. На шельфе (до изобаты 200 м) площадью 418 тыс. км² сконцентрировано 5,2 млрд т УВ, а в глубоководных районах площадью 918 тыс. км² — 10,8 млрд т УВ.

Бассейны Берингова моря изучены недостаточно для того, чтобы высказывать предположения об изменении их ресурсов в ту или иную

сторону. Основной риск, как и в других глубоководных впадинах, связывается с наличием в разрезе бассейнов природных резервуаров.

8.2.12. Северо-Охотский, Центрально-Охотский, Южно-Охотский потенциально нефтегазоносные бассейны

Нефтематеринские породы. В Магаданском и Кухтуйском мегапрогибах Северо-Охотского ПНГБ выделяется три нефтегазоматеринские толщи: палеоцен-эоценовая, олигоцен-нижнемиоценовая и средне-верхнемиоценовая [2]. Органическое вещество палеоцен-эоценовых отложений смешанное, в прибрежной зоне по данным скв. Магаданская-1 преобладает гумусовое $C_{орг}$ (0,5-1,7 %). По степени зрелости в прогибах комплекс находится в главной зоне генерации газа, на поднятиях и прибрежном участке — в главной зоне нефтеобразования (верхняя часть комплекса). Во впадинах мощность достигает 1000-3000 м.

В олигоцен-нижнемиоценовом комплексе наиболее распространены морские и диатомовые глины, кремнистые аргиллиты и опоки с преобладанием сапропелевого ОВ. Мощность нефтематеринских пород 500-1000 м, содержание $C_{орг}$ изменяется от 0,8 до 1,9 %. По уровню зрелости ОВ комплекс в прогибах большей частью находится в главной зоне нефтеобразования, в нижней части — в главной зоне газообразования.

Нефтематеринские породы средне-верхнемиоценовой толщи представлены в основном мелководно-морскими глинами, диатомитами и опоками с гумусово-сапропелевым ОВ, в приконтинентальной полосе шельфа — прибрежно-морскими глинами с гумусовым ОВ. Мощность изменяется от 500 до 2000 м, среднее содержание $C_{орг}$ по материалам бурения скважин — 0,80-1,25 %. Степень зрелости ОВ соответствует главной зоне нефтеобразования только в погруженных зонах прогибов.

Наибольшим эмиграционным потенциалом обладают палеоцен-эоценовые нефтематеринские породы, наименьшим — средне-верхнемиоценовые [14].

Центрально - Охотский ПНГБ. В Дерюгинском прогибе по сейсмическим данным отмечается максимальная в регионе мощность олигоцен-нижнемиоценовой толщи — до 4-5 км. Тип ОВ в олигоценовых глинисто-кремнистых глубоководных отложениях предполагается смешанный либо преобладающе сапропелевый, в нижнемиоце-

новых песчано-алевритоглинистых — смешанный либо преобладающе гумусовый. В краевых частях впадины комплекс находится в нижней зоне генерации газа, в депоцентре — в постгенерационной зоне.

Среднемиоцен-плиоценовые мелководные и морские глины, аргиллиты и опоки содержат предположительно смешанное или преимущественно сапропелевое ОВ, содержание $C_{орг}$ изменяется от 0,5 до 0,8 % [2]. Максимальная мощность комплекса 3-4 км. В осевой части прогиба миоценовые отложения находятся в зоне генерации газа, плиоценовые — в зоне генерации нефти.

Ю ж н о - О х о т с к и й П Н Г Б. Предполагаемые нефтегазоматеринские толщи приурочены к олигоцен-нижнемиоценовому и среднемиоцен-плиоценовому комплексам, сложенным мелководно-морскими и морскими глинами, кремнистыми аргиллитами, диатомитами. Тип РОВ предположительно смешанный, концентрация $C_{орг}$ варьирует от 0,1 до 0,8 %. Среднемиоцен-плиоценовый комплекс и прибортовые части олигоцен-нижнемиоценового находятся в зоне генерации газа, последний в депоцентре — в постгенерационной зоне.

Слабонефтегазопроизводящими породами Гольгинского прогиба может считаться олигоцен-нижнемиоценовая воямпольская серия, сложенная туфотерригенными породами. Содержание $C_{орг}$ 0,12 %, тип РОВ гумусово-сапропелевый, зрелость соответствует главной фазе нефтеобразования.

По данным океанографических исследований значение теплового потока в Охотоморском регионе достаточно высокое и колеблется в пределах от 20 до 330 мВт/м² [2, 62].

Выделяются три крупных очага нефтегазообразования: Дерюгинский, Северо-Охотский и Южно-Охотский. Дерюгинский очаг охватывает толщу пород от плиоценового до олигоценного возраста мощностью более 5 км. От периферии к центральной части, а также сверху вниз по разрезу зона формирования низкотемпературного (верхнего) газа сменяется главной зоной генерации нефти и зоной формирования высокотемпературного (нижнего) газа. Северо-Охотский очаг имеет сложную конфигурацию, связанную с распределением типов и концентраций ОВ в нефтематеринских толщах: по масштабам эмиграции УВ резко выделяются палеоцен-нижнемиоценовые отложения магаданского участка шельфа. В эмиграции преобладает газовая составляющая вследствие значительного распространения гу-

мусового ОВ, преобразованного до стадии главной зоны генерации газа. Оligоцен-нижнемиоценовый комплекс в депоцентре Южно-Охотского генерационного очага находится в постгенерационной зоне, в краевых частях впадины — в главной зоне генерации газа. Вышележащие отложения находятся в режиме главной зоны генерации нефти, но состав ОВ может обеспечить лишь незначительную генерацию газовых УВ [2, 54].

Природные резервуары. В Северо - Охотском ПНГБ выделение в разрезе потенциальных коллекторов выполнено на основе сейсмофациального анализа и данных бурения скв. Магаданская-1 [10, 14]. Палеоцен-эоценовая толща предположительно представляет собой сочетание массивно-пластового (в области распространения региональной олигоцен-нижнемиоценовой покрышки) и пластового резервуаров с долей коллекторов 40-70 %. Пористость песчаников и алевролитов 2-12 %, проницаемость менее 0,001 мкм², мощность коллекторских пород от 200 до 2000 м в погруженных зонах.

Основной резервуарной толщей олигоцен-нижнемиоценового комплекса является его верхняя песчано-глинистая часть. Вероятны коллекторы с пористостью 15-25 % и проницаемостью 0,01-0,50 мкм².

По результатам сейсмофациального и скоростного анализов в категенетически слабопреобразованных отложениях средне-верхнемиоценового комплекса возможно распространение коллекторов хорошего и удовлетворительного качества (пористость 15-35 %, проницаемость 0,01-10,00 мкм²).

Центрально - Охотский бассейн в плане обнаружения вероятных природных резервуаров не изучен. На присахалинском борту Дерюгинского прогиба выделяется пластовый резервуар с поровыми коллекторами удовлетворительного качества (пористость 10-25 %, проницаемость 0,01-10,00 мкм²) [63].

Южно - Охотский бассейн. Коллекторские свойства туфопесчаников Голыгинского прогиба изменяются в широких пределах: в олигоцен-нижнемиоценовых (воямпольская серия) пористость варьирует от 4 до 23 %, проницаемость достигает тысячных и сотых долей квадратных микрометров ; в средне-верхнемиоценовых (кавранская серия) пористость в среднем 33-45 %, проницаемость — 0,0006-0,0500 мкм². В качестве покрышек намечаются пачки пелитовых туфов, туффитов, туфоаргиллитов, известные практически во всем кайнозойском разрезе.

Акваториальная часть Южно-Охотского бассейна отличается резким дефицитом коллекторов в разрезе [63].

Структуры. В акваториальной части охотоморских бассейнов выявлено около 250 ловушек, в основном, антиклинального типа. Медианное значение площади ловушки для Кухтуйского и Магаданского мегапрогибов — 361 км². В Магаданском мегапрогибе выявлено около 40 структур, среди них развиты почти все типы ловушек (рис. 63). Антиклинальные ловушки характерны для среднемиоцен-четвертичного комплекса. Структурно-литологические ловушки, представляющие собой седиментационные тела конусов выноса и турбидитов, развиты вдоль северного борта Магаданского мегапрогиба в олигоцен-нижнемиоценовом комплексе. Дизъюнктивные ловушки преобладают в палеоцен-эоценовых отложениях [14].

Литологические и структурно-литологические ловушки играют, вероятно, заметную роль в осадочном чехле глубоководных бассейнов, удаленных от источников сноса: Южно-Охотского, Дерюгинского прогиба Центрально-Охотского бассейна.

В Голыгинском прогибе выявлено 11 структур, 8 подготовлены МОВ. Отрадненская и Опалинская структуры являются структурами облекания субвулканических тел [43].

Перспективы нефтегазоносности. В.В. Харахинов [62, 63] по степени активности рифтогенных процессов, определяющих нефтегазогеологический режим, масштабы и характер нефтегазообразования и нефтегазонакопления, выделил четыре типа бассейнов и мегапрогибов Охотоморского региона.

1. Активного проявления рифтогенной деструкции: Северо-Восточно-Сахалинский, Западно-Сахалинский, Западно-Камчатский НГБ, Кухтуйский и Магаданский прогибы Северо-Охотского ПНГБ. В их осадочном чехле выделяются два нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных этажа, образованных в рифтовый и эпирифтовый этапы развития. Они относятся к высокоперспективным, так как в разрезе присутствуют мощные толщи глинистых и глинисто-кремнистых нефтематеринских свит, природные резервуары с оптимальным соотношением коллекторов и покрышек, степень катагенетической преобразованности ОВ соответствует градациям катагенеза ПК₃-МК₁, ловушки характеризуются крупными размерами и конседиментационным заложением.

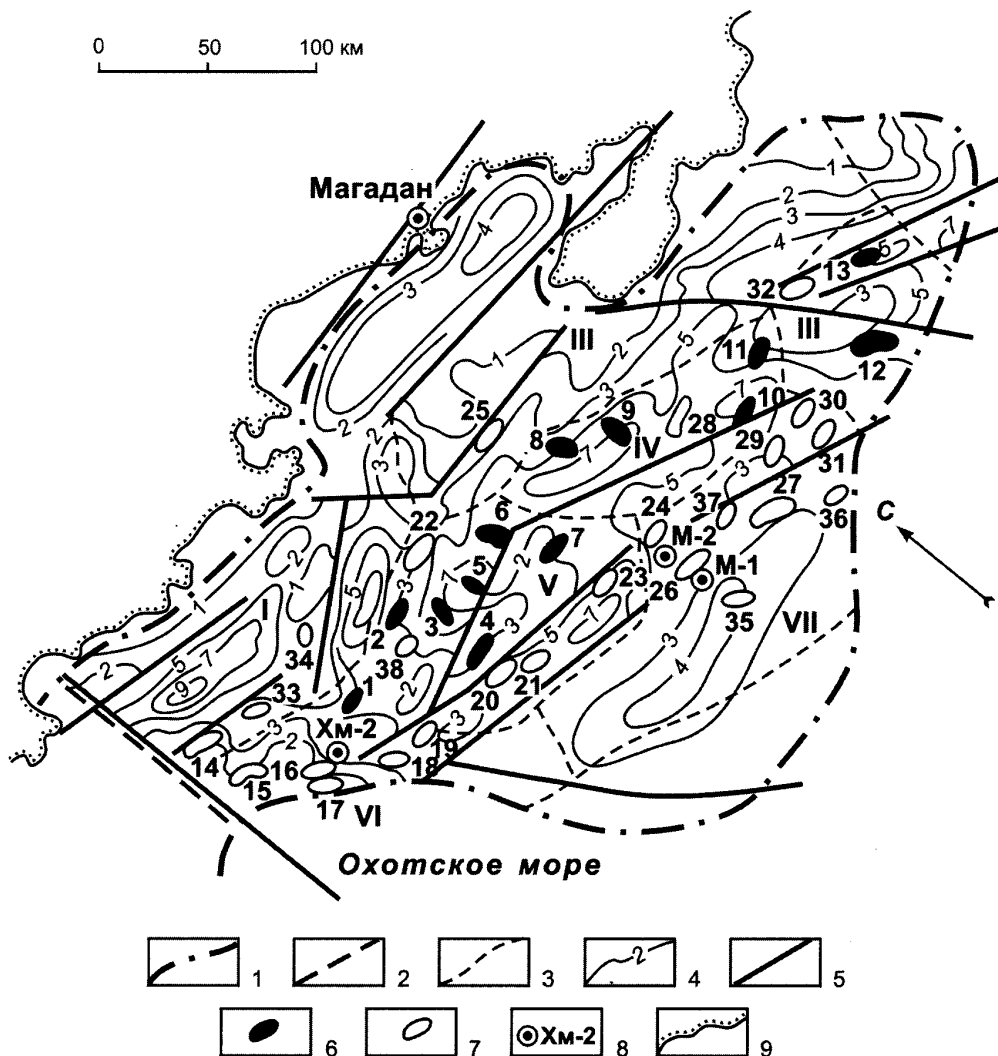


Рис. 63. Схема размещения локальных структур Магаданского прогиба Северо-Охотского ПНГБ:

граница: 1 – Северо-Охотского ПНГБ, 2 – Магаданского прогиба 3 – возможно нефтегазоносных зон; 4 – изогипсы поверхности акустического фундамента, км; 5 – разломы; локальные структуры с оценкой крупности возможных месторождений по величине локализованных ресурсов: 6 – крупные, 7 – средние и мелкие; 8 – скважины и их номер; 9 – береговая линия; возможно нефтегазоносные зоны: I – Восточно-Лисьянская (Спафарьевская), II – Завьяловско-Сигланская, III – Умарская, IV – Ольнинская, V – Измайловская (Нагаевская), VI – Хмитевская, VII – Магаданская; локальные структуры: 1 – Измайловская, 2 – Восточно-Измайловская, 3 – Командорская, 4 – Баланковская, 5 – Амахтонская, 6 – Ойранская, 7 – Нагаевская, 8 – Моштакская, 9 – Ольнинская, 10 – Антарская, 11 – Зырянская, 12 – Умарская, 13 – Евренковская, 14 – Чириковская, 15 – Энгельджанская, 16 – Хмитевская, 17 – Южно-Хмитевская, 18 – Дукчинская, 19 – Чутковарская, 20 – Шеликанская, 21 – Пихачевская, 22 – Шельтингская, 23 – Темповская, 24 – Газиканская, 25 – Завьяловская, 26 – Западно-Магаданская, 27 – Восточно-Магаданская, 28 – Ольховская, 29 – Западно-Иретская, 30 – Северо-Иретская, 31 – Иретская, 32 – Блыганская, 33 – Москвитинская, 34 – Спафарьевская, 35 – Южно-Магаданская, 36 – Атыканская, 37 – Тунгусская, 38 – Западно-Командорская; скважины: Хм – Хмитевская-2 параметрическая, М1 – Магаданская-1 параметрическая, М2 – Магаданская-2 поисковая

2. Крайне активного проявления рифтогенной деструкции: Кашеваровско-Дерюгинский сектор Центрально-Охотского ПНГБ (Кашеваровско-Дерюгинский суббассейн), прогиб Тинро Западно-Камчатского НГБ. Они сформировались в жестких термобарических условиях, поэтому следует ожидать преимущественно газовые залежи, контролируемые горстовыми структурами нижнего этажа, относящиеся к категории сред-неперспективных.

3. Максимально активного проявления рифтогенной деструкции: объединяет бассейны в депоцентрах глубоководных котловин, например, Южно-Охотский ПНГБ. Термобарический режим благоприятен для продуцирования газа, особую роль играет широкое распространение в придонном слое осадков кристаллогидратов УВ-газов (Обжиров А.И., 1992). Зоны нефтегазоаккумуляции могут быть связаны с бортовыми частями бассейнов или подводными конусами выноса. В связи с резким дефицитом коллекторов относятся к низкоперспективным.

4. Частичного проявления рифтогенной деструкции: Южно-Сахалинский НГБ, Гижигинский прогиб Западно-Камчатского НГБ, Шантарский мегапрогиб Северо-Охотского ПНГБ. Очаги нефтегазообразования из-за небольшой глубины погружения не полностью реализовали свой потенциал. Южно-Сахалинский НГБ и Шантарский мегапрогиб относятся к среднеперспективным, Гижигинский прогиб в связи с дефицитом нефтематеринских пород и покровов — к малоперспективным.

Перспективы Шантарского мегапрогиба связаны с двумя группами ВЗНГН: Шантарской и Приохотской. В них прогнозируется открытие крупных (до 500 млн т, млрд м³) и средних нефтяных и газовых месторождений в поровых коллекторах эоцена и миоцена и трещинных мезозойских коллекторах (Коблов Э.Г. и др., 1998).

В Кухтуйском мегапрогибе прогнозируются крупные и средние месторождения в тех же отложениях.

Официальная оценка НСР Северо-Охотского ПНГБ на 01.01.2002 г. составляет 2705 млн т усл. топлива, в том числе 713 млн т нефти и 1960 млрд м³ газа. Ресурсы Шантарского мегапрогиба оценены отдельно и составляют по его морской части 305 млн т усл. топлива по-

категории D_2 , из них 9 млн т нефти и 292 млрд m^3 газа. Некоторыми авторами [14] прогнозные ресурсы Магаданского шельфа оцениваются выше — 1,8 млрд т нефти и 1,5 трлн m^3 газа. Большая часть ресурсов сосредоточена на Завьяловско-Сиглановской, Хмитевской, Измайловской, Ольнинской и Умарской ВЗНГН. Основные перспективы связываются со средне-верхнемиоценовыми, олигоцен-миоценовыми и в меньшей степени палеоцен-эоценовыми отложениями, включающими коллекторы порового типа. Прогнозируется возможность открытия крупных (100-1000 млн т, млрд m^3) месторождений.

Северо-Охотская система рифтогенных впадин, выполненных субконтинентальными и прибрежно-морскими отложениями, по совокупности структурно-морфологических и геолого-геофизических характеристик входит в состав Восточно-Азиатского рифтового (грабенового) пояса. В юго-западной части пояса, на территории Китая, впадины такого рода являются высокоперспективными НГБ, где выявлено несколько десятков крупных месторождений нефти и газа. В северо-восточной части пояса, в Анадырском НГБ, также выявлено четыре месторождения УВ. Можно предположить, что и центральная часть пояса также может включать высокопродуктивные с точки зрения УВ-ресурсов бассейны. Следовательно, прогнозные ресурсы Магаданского и Шантарского шельфов достаточно велики. Но особенности эволюции региона, в частности, длительное существование режима морского глубоководного осадконакопления с дефицитом поступающего терригенного материала привело к тому, что распространение коллекторских толщ в Северо-Охотском ПНГБ не имеет четкой стратиграфической и глубинной приуроченности, что при отсутствии достаточно надежного сейсмофациального анализа затрудняет прогнозирование скоплений нефти и газа и снижает возможную перспективность бассейна. Таким образом, авторская оценка НСР явно завышена.

Перспективы Гольгинского прогиба наземной части Южно-Охотского ПНГБ связываются с отложениями олигоцена и миоцена (воямпольская и кавранская серии). Прогнозные ресурсы по категории D_2 на 01.01.2002 г. оцениваются в 42,6 млн т усл. топлива (4 млн т нефти, 37,7 млрд m^3 газа), из них 13 млрд m^3 газа соотносятся с акваториальной частью прогиба.

8.2.13. Северо-Восточно-Сахалинский нефтегазоносный бассейн

Нефтематеринские породы. Основные нефтегазоматеринские толщи бассейна верхнеолигоцен-нижнемиоценовая и средне-верхнемиоценовая [14]. Основным элементом верхнеолигоцен-нижнемиоценовой толщи являются морские глинисто-кремнистые образования даехуриинского (верхний олигоцен) горизонта. Содержание в нем $C_{орг}$ до 1,5-1,8 %, тип ОВ смешанный с преобладанием сапропелевого, мощность на шельфе достигает 2,0-2,5 км. Самостоятельное значение имеет и дагинско-уйнинский (нижний миоцен) прибрежный и континентальный угленосный комплексы (ОВ гумусового и гумусово-сапропелевого типа, содержание $C_{орг}$ от 0,95 до 1,50 %). Примерно половина верхнеолигоцен-нижнемиоценовой толщи находится в главной зоне генерации и эмиграции нефти, на шельфе — в зоне генерации газа.

Средне-верхнемиоценовая нефтематеринская толща представлена морскими и прибрежно-морскими породами окобыкайского и нижнелутского горизонтов. Тип ОВ гумусово-сапропелевый, содержание $C_{орг}$ достигает 1,17 %, суммарная мощность на шельфе — 2,5-3,0 км. На большей части площади шельфа степень зрелости ОВ соответствует главной зоне генерации нефти, а в островной части бассейна на преобладающей части распространения не достигла нефтегенерационной зоны [42].

Подавляющее большинство открытых в бассейне крупных и средних месторождений генетически связано с Пильтун-Чайвинским очагом нефтегазообразования, примыкающим к Сахалину с северо-востока и оконтуренным изотермой 90°C [2]. В его разрезе присутствуют обе основные нефтегазоматеринские толщи бассейна и их суммарный генерационный и эмиграционный потенциал достигает здесь максимума. В формировании месторождений потенциально нефтегазоносной Восточно-Одоптинской зоны основную роль играл, по-видимому, Восточно-Сахалинский очаг, совпадающий с одноименным прогибом.

Природные резервуары. Резервуарные толщи встречаются во всех стратиграфических подразделениях кайнозойского разреза. Значительные перспективы связываются с даехуриинским комплексом (верхний олигоцен). Слагающие его толщи кремнистых аргиллитов, алевролитов и

силицилитов в связи с повышенной трещиноватостью представляют собой объект для поисков коллекторов порово-трещинного и трещинного типов. В Лунско-Пограничной зоне верхняя часть комплекса (пиленгская свита) содержит нефтяную залежь (Окружное месторождение). Пористость матрицы в коллекторе 1,3-18,0 %, проницаемость 0,014 — 10,000 мкм², резервуар пластового типа.

Основные коллекторы содержатся в уйнинско-дагинском (нижний — средний миоцен) и окобыкайско-нижненутовском (средний — верхний миоцен) комплексах. Уйнинско-дагинский комплекс включает до 25 песчано-алевритовых поровых пластов-коллекторов мощностью от 7 до 100 м с пористостью от 11 до 30 % и проницаемостью от 0,01 до единиц квадратных микрометров (I-III класс). Граница распространения поровых коллекторов проходит по юго-западному крылу Одоптинской зоны. Далее к востоку комплекс имеет удовлетворительные или низкие ФЕС из-за значительных глубин погружения и глинизации. Кремнисто-глинистые отложения Одоптинской и Восточно-Одоптинской зон (пильская свита) перспективны для поисков коллекторов трещинного типов. Уйнинско-дагинские коллекторские горизонты включают до 40 % запасов нефти и до 45 % запасов газа на суше, до 58 % газа и около 4 % разведенных запасов нефти и газоконденсата на шельфе [42].

Окобыкайско-нижненутовский комплекс отличается вертикальной и латеральной изменчивостью, снизу вверх и с востока на запад его состав меняется от морских глинисто-кремнистых отложений до субконтинентальных песчаных угленосных. Преобладающий тип коллекторов — поровый, пористость 15-30 %, проницаемость десятые доли квадратных микрометров. Окобыкайские коллекторы (5-9 песчаных пачек мощностью 10-150 м) развиты в основном на суше и содержат более 45 % запасов нефти, около 48 % запасов газа. Нижненутовские коллекторы основное значение имеют на шельфе — там в них содержится до 42 % запасов газа и до 90 % — нефти (на суше соответственно 5,0 и 8,5 %) [42].

В верхненутовском и помырском комплексах (плиоцен), распространенных в наиболее погруженных структурах, предполагается линзовидный тип резервуара. На большей части шельфа эти отложения находятся в зоне слабой катагенетической преобразованности. Суммарная мощность коллекторов составляет около 100 м, прогнозируемая пористость — 20-30 %, проницаемость 0,01-0,10 мкм² [14].

Флюидопоры представлены глинистыми и глинисто-кремнистыми пластинами, переслаивающимися с коллекторами. Окобыкайская, преимушественно глинистая толща, практически повсеместно содержит надежные покрышки. Хороший, выдержанный по простираению флюидопор, представляет собой даехурийская глинисто-кремнистая свита.

Структуры. Структурные элементы 1-го и 2-го порядков осложнены многочисленными локальными структурами, абсолютное большинство которых имеет брахиформное строение. Локальные структуры, как правило, сочленяются кулисообразно и объединяются в антиклинальные линейные зоны или приурочены к антиклинальным поднятиям. Площадь локальных структур изменяется от 0,5-1,0 до 50,0 км² на суше и от 50 до 150 км² на шельфе [43].

Выделяются четыре основные группы структур: антиклинальные, дизъюнктивные, стратиграфические и литологические (рис. 64-69).

Антиклинальные ловушки контролируют большинство залежей УВ. По площади они делятся на мелкие (до 20 км²), средние (20-50 км²) и крупные (>50 км²). По значению амплитуды выделяются малоамплитудные (до 50 м), среднеамплитудные (до 100 м) и высокоамплитудные (>100 м). Амплитуды структур шельфа изменяются от 20 до 1000 м. В зависимости от соотношения структурных планов различают сквозные, погребенные и навешенные, или бескорневые структуры.

Дизъюнктивные ловушки развиты вблизи региональных и зональных разломов и делятся на поднадвиговые и моноклинальных блоков. Поднадвиговые ловушки приурочены к региональным и зональным взбросонадвигам и надвигам (Восточно-Эхабинская). Ловушки моноклинальных блоков образованы сочетанием узких рифтогенных грабен и моноклинальных блоков соседних горстов (Монги, Нижние Даги, им. Мирзоева, Катангли и др.).

Ловушки стратиграфического типа связаны с перерывами в осадконакоплении, размывами и несогласиями (Катанглийская, Уйглекутская площади и др.).

Литологические ловушки формируются в зонах выклинивания или фациального замещения коллекторов вверх по региональному наклону. Они широко развиты в окобыкайско-нижненутовском комплексе, отличающемся резкой фациально-литологической изменчивостью (Одопту, Пильтун-Астохское месторождения и др.).

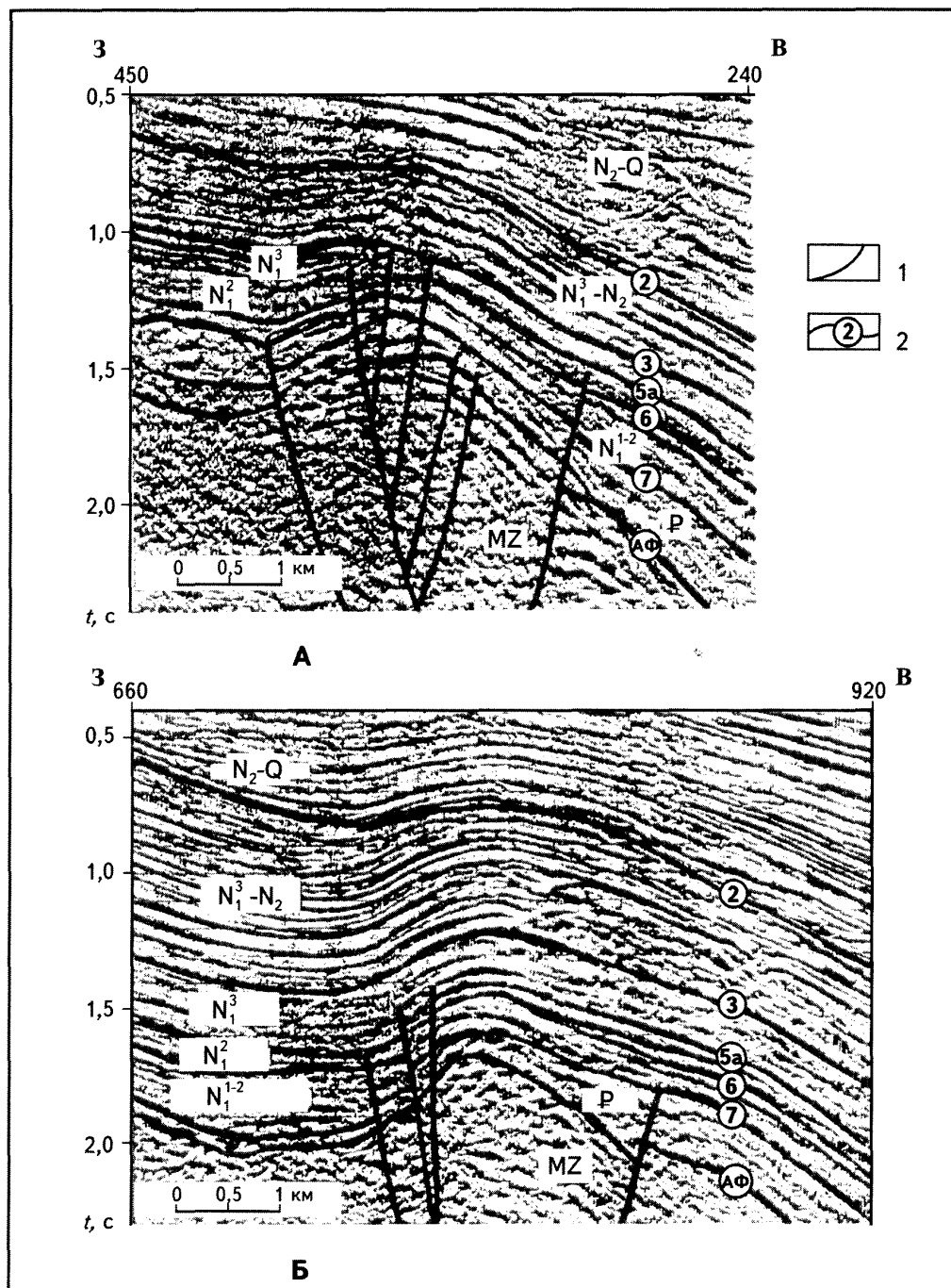


Рис. 64. Фрагменты временных разрезов Восточно-Шмидтовского участка шельфа Сахалина по линиям В - Г (А), Д - Е (Б):

1 - разломы; 2 - сейсмические горизонты и их номера; положение разреза см. на рис. 49

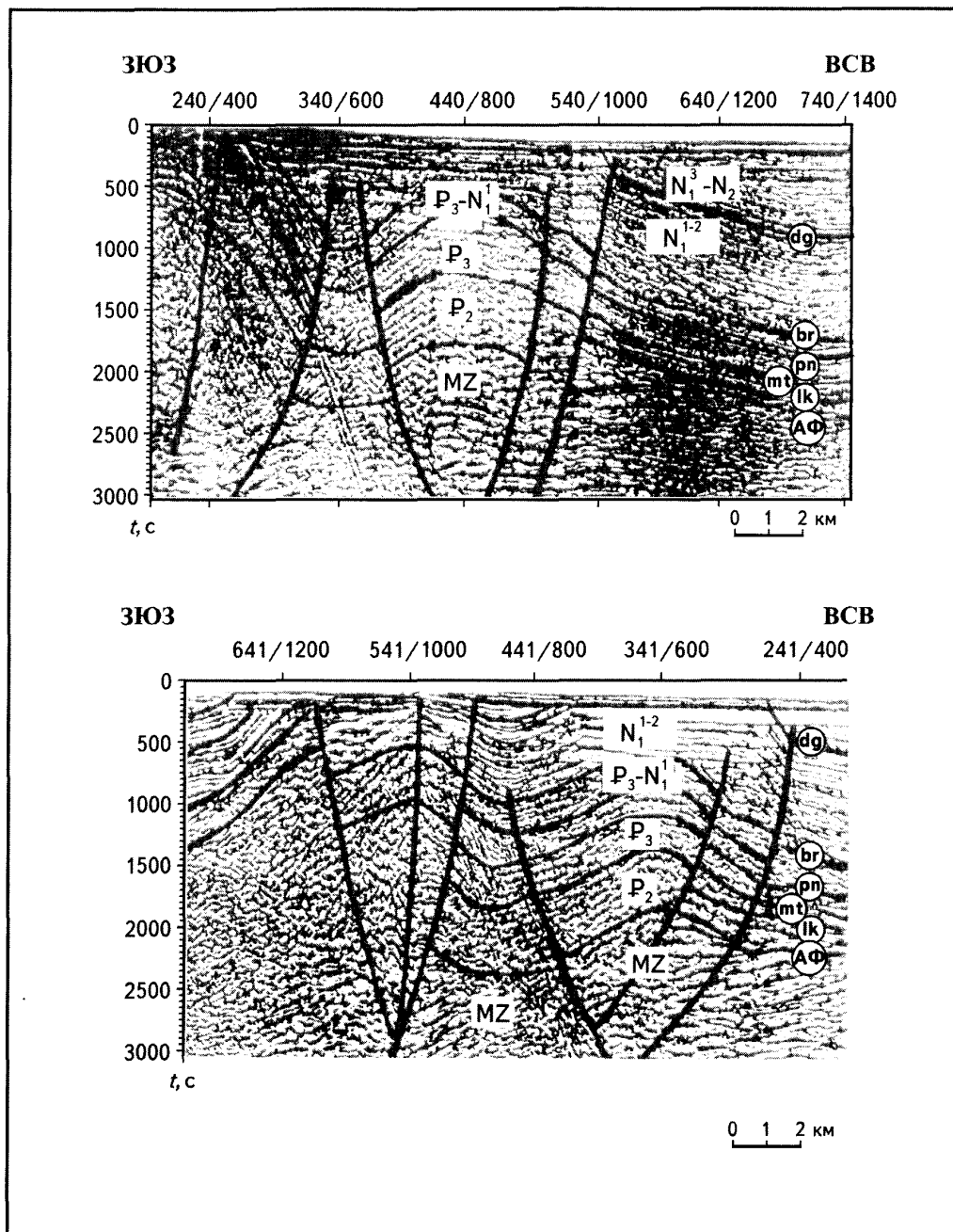


Рис. 65. Фрагменты временных разрезов Пограничного участка шельфа Сахалина по линиям Ж - 3, И - К:

сейсмические горизонты, отождествляемые со структурно-стратиграфическими несогласиями: dg – дагинский, br – борский, pn – пиленгский, mt – мутновский, lk – люкаминский; усл. обозначения см. на рис. 64, положение разрезов – на рис. 49

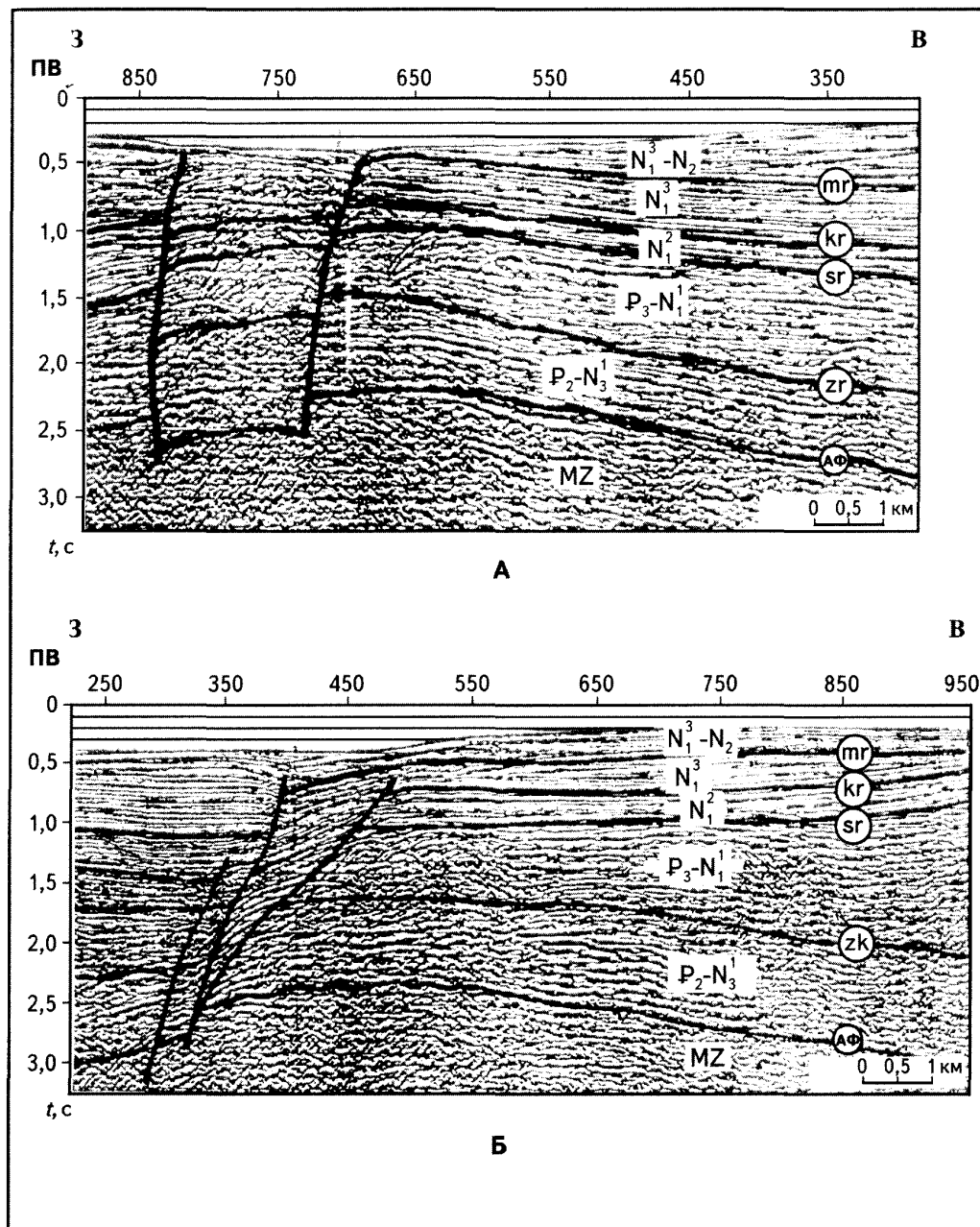


Рис. 66. Фрагменты временных разрезов юго-западного участка шельфа Сахалина по линиям III - III, IV - IV:

сейсмические горизонты, отождествляемые со структурно-стратиграфическими несогласиями: mr - мару-
ямский, kr - курасийский, sr - сергеевский, zk - западно-камышовый; усл. обозначения см. на рис. 64, поло-
жение разрезов - на рис.52

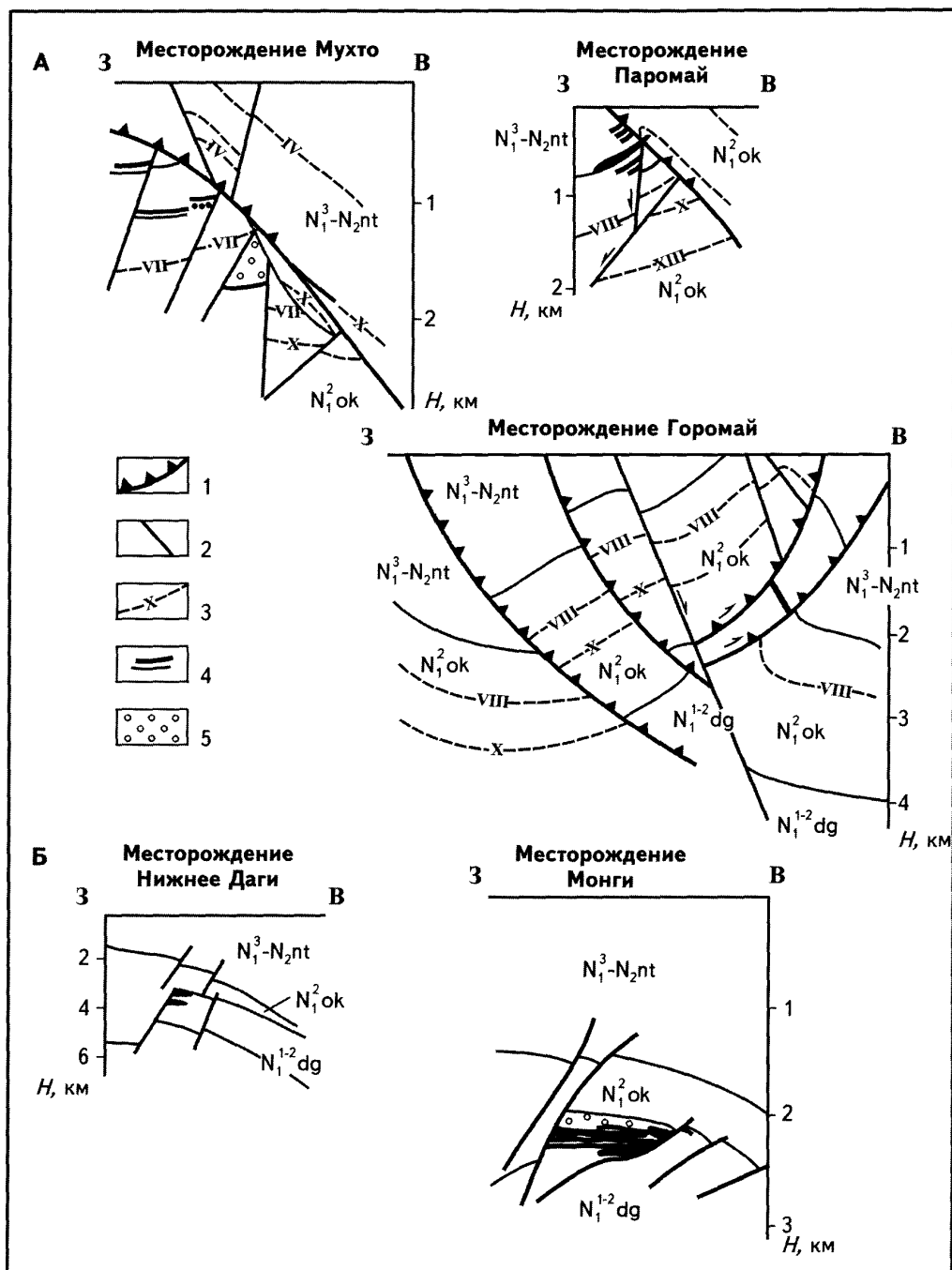
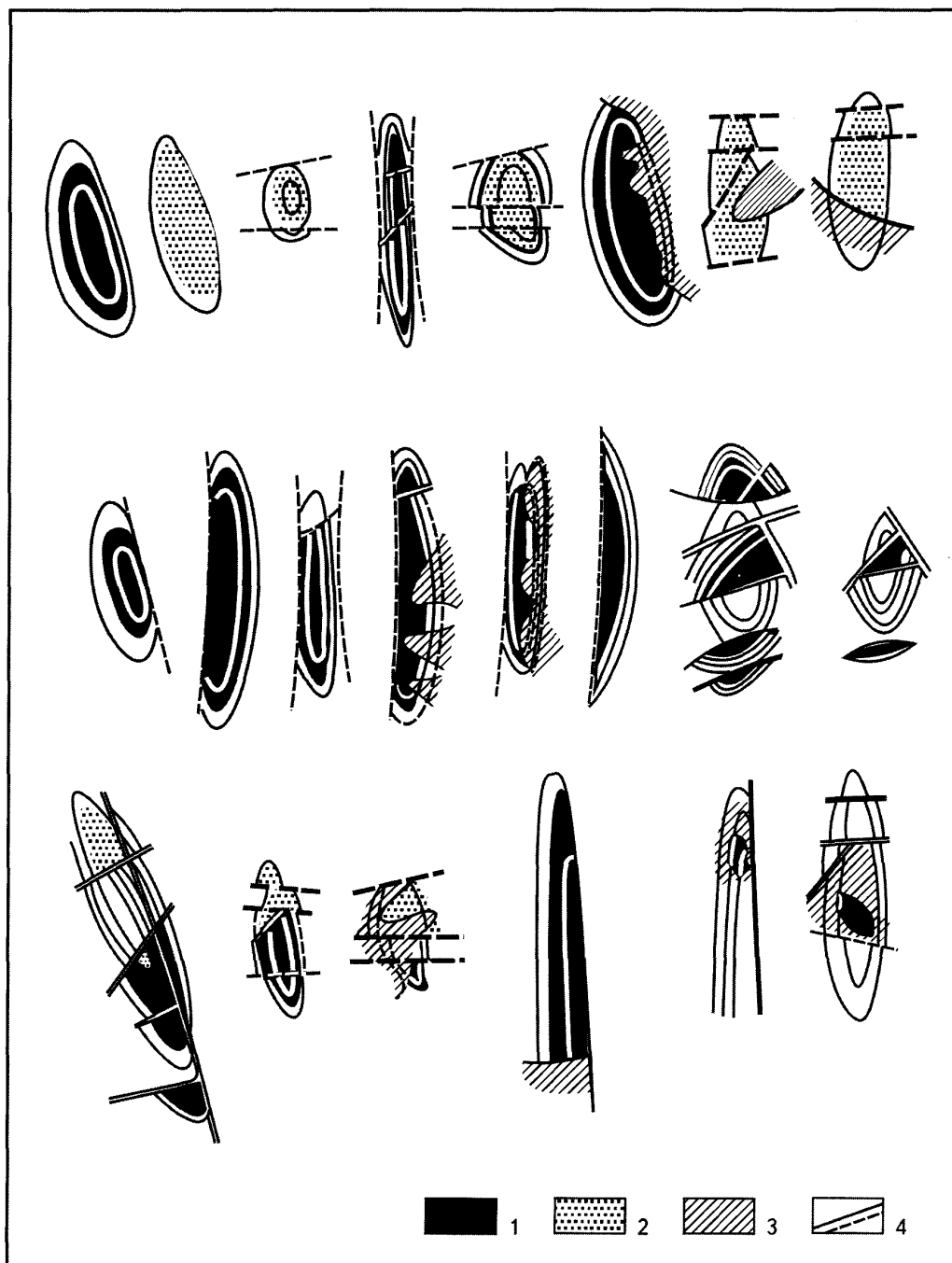


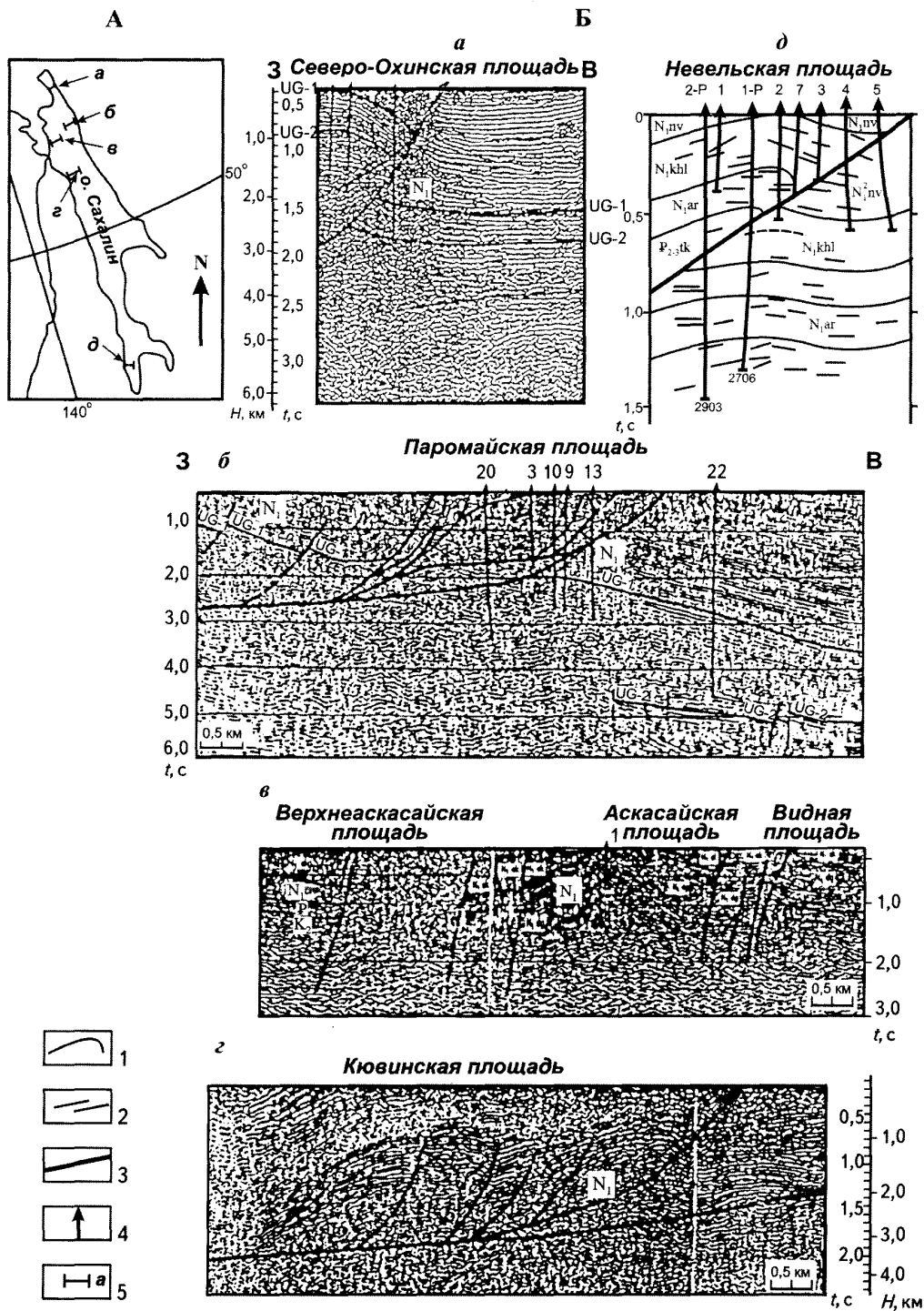
Рис. 67. Схематические разрезы месторождений Северо-Восточно-Сахалинского НГБ:

А — антиклинально-дизъюнктивного типа, Б — дизъюнктивного типа: 1 — надвиги; 2 — сбросы и взбросы; 3 — песчаные пласты и их номера; 4 — нефтяные; 5 — газовые и газоконденсатные



**Рис. 68. Типы залежей нефти и газа Северо-Восточно-Сахалинского НГБ
(по Ратнеру В.Я., 1981):**

залежи: 1 – нефти, 2 – газа; 3 – зоны отсутствия коллекторов и залежей; 4 – разломы



Месторождения. С учетом структурной этажности осадочного чехла, распространения и взаимоотношений коллекторов и флюидоупоров в разрезе НГБ Сахалина выделяются 10 НГК и ВНГК: побединский ВНГК (альб — сеноман), быковский ВНГК (турон — кампан), красноярковский ВНГК (кампан — маастрихт), снежинкинско-краснопольевский ВНГК (палеоцен — нижний эоцен), шебунинский (такарадайский) ВНГК (верхний эоцен), мачигарский (гастелловский) ВНГК (нижний олигоцен), даехуриинский (холмско-невельской) НГК (верхний олигоцен), уйнинско-дагинский НГК (нижний — средний миоцен), окобыкайско-нижненутовский НГК (средний — верхний миоцен), верхненутовско-помырский ВНГК (верхний миоцен — плиоцен). В Северо-Восточно-Сахалинском бассейне развиты мачигарский, даехуриинский, уйнинско-дагинский, окобыкайско-нижненутовский и верхненутовско-помырский комплексы. На суше все эти комплексы промышленно нефтегазоносны, кроме последнего, на шельфе залежи открыты в уйнинско-дагинском, окобыкайско-нижненутовском и верхненутовско-помырском НГК (в последнем — единичная залежь).

В Северо-Восточно-Сахалинском бассейне открыто 70 месторождений: 16 нефтяных (с запасами нефти > 90 %), 11 газовых, 23 нефтегазовых и газонефтяных, 10 газоконденсатных, 11 нефтегазоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных. Среди них по сумме извлекаемых запасов 14 средних (10-100 млн т усл. топлива), 6 крупных (>100 млн т усл. топлива) и 50 мелких (<10 млн т усл. топлива). Все крупные месторождения находятся на шельфе: Лунское, Пильтун-Астохское, Одопту-море, Аркутун-Дагинское. Залежи разведаны в стратиграфическом интервале от олигоцена до плиоцена, но подавляющее их большинство и практически все разведанные запасы приходятся на миоцен. Глубинный диапазон залежей УВ колеблется от поверхности (Оха, Катангли) до 4,8 км (Усть-Эвай). Из 95 % нефти 80 % приходится на сушу, все запасы шельфа находятся в интервале глубин до 3 км, при

←

Рис.69. Сейсмические разрезы, характеризующие строение отдельных площадей Северо-Восточно-Сахалинского НГБ:

А — схема расположения сейсмических разрезов, Б — сейсмические разрезы по линиям а, б, в, г, д; 1 — геологические границы на сейсмических разрезах; 2 — отражающие площадки; 3 — разломы; 4 — скважины; 5 — линии сейсмических профилей; свиты: ok — окобыкайская, dg — дагинская, nv — невальская, khl — холмская, ar — аракайская, tk — такарадайская; УГ-1, УГ-2 — сейсмические горизонты

этом большая часть нефтяных залежей обнаружена на глубине до 2 км, а газовых и газоконденсатных — > 2 км [14]. Слоистое строение НГК и интенсивная разрывная тектоника ловушек обусловили образование преимущественно многозалежных месторождений, залежи в основном пластовые сводовые, тектонически экранированные, реже литологически ограниченные.

В пределах суши и прилегающего шельфа в Северо-Восточно-Сахалинском бассейне выделяется 18 нефтегазоносных (ЗНГН) и возможно нефтегазоносных зон (ВЗНГН), представляющих собой автономные по генерации и аккумуляции УВ-системы (см. рис. 49) (Маргулис Л.С. и др., 1998). Их размеры изменяются в широких пределах: протяженность от 40 до 185 км при ширине 12-35 км, в целом площади зон они увеличиваются к восточной береговой полосе и прилегающему шельфу. ВЗНГН, находящиеся на шельфе, имеют большие максимальные размеры — протяженность 60-250 км при ширине от 10 до 100 км.

Зоны нефтегазоносности ограничены как по площади, так и разрезу (этаж или уровень нефтегазоносности). По признаку стратиграфического распространения залежей в бассейне выделяют пять областей: восточную, включающую Эспенбергскую, Охинско-Эхабинскую и Одоптинскую ЗНГН (залежи сосредоточены в нижненутовском горизонте верхнего миоцена); центральную, в которую входят Волчинско-Сабинская, Гыргыланьинская и Паромайско-Чайвинская ЗНГН (залежи содержатся в дагинском, окобыкайском и нижненутовском горизонтах миоцена); юго-западную, объединяющую Астрахановскую, Нышско-Тымовскую, Восточно-Дагинскую и Ныйскую ЗНГН (залежи встречаются в уйнинском, дагинском и окобыкайском горизонтах нижнего — среднего миоцена, главные залежи двух последних зон — в дагинском горизонте); юго-восточную, включающую Лунско-Пограничную зону с залежами в верхнемиоценовом даехуриинском горизонте и уйнинско-дагинском ранне-среднемиоценовом комплексе; западную — Лангрыйскую зоны, где открыты залежи в мачигарском горизонте (нижний олигоцен). Стратиграфическая приуроченность ресурсов в различных районах нефтегазонакопления определяется положением прибрежно-морской зоны, где сформировалась осадочная последовательность, наиболее благоприятная для нефтегазонакопления. Последовательное смещение всех фациальных зон неогена к востоку происходило по мере заполнения бассейна осадками, приносившимися с запада речной системой Палеоамура.

Потенциал ЗНГН определяется близостью к очагу нефтегазообразования. К высокоперспективным с максимальной концентрацией ресурсов (>100 тыс. т/км²) относятся зоны, совмещенные с Пильтунско-Чайвинским очагом: Охино-Эхабинская, Паромайско-Чайвинская, Восточно-Дагинская, Одоптинская и Ныйская. За ними по перспективности следуют зоны, расположенные во втором эшелоне по отношению к Пильтунско-Чайвинскому очагу или связанные с северным Байкало-Поморским очагом генерации УВ: Астрахановская, Эспенбергская, Волчинско-Сабинская, Восточно-Одоптинская, Лунско-Пограничная. Перспективные зоны на суше, в пределах которых открыты мелкие месторождения с концентрацией ресурсов до 10 тыс. т/км²: Гыргыланьинская и Нышско-Тымовская ЗНГН, на шельфе — Трехбратская ВЗНГН. Помимо близости к очагу генерации, продуктивность зон определяется размерами ловушек, которые зависят от структурных и литологических факторов, и существованием региональной покрывки в дагинском комплексе. Литолого-фациальная зональность отложений и изменение физических свойств пород с глубиной определяют зону наилучшего сочетания экранирующих и коллекторских свойств в разрезе (главную зону нефтегазоаккумуляции).

Месторождения Северо-Восточно-Сахалинского бассейна классифицируются по ряду признаков (Ратнер В.Я., 1981; Коблов Э.Г., 1992):

фазовому состоянию: нефтяные (23 %), газонефтяные (24 %), нефтегазовые (7 %), газовые (16 %), газоконденсатнефтяные (9 %), нефтегазоконденсатные (7 %), газоконденсатные (14 %);

запасам: крупные (100-1000 т усл. топлива) — 9 % общего числа месторождений, средние (10-100 т усл. топлива) — 20 %, мелкие и очень мелкие (1-10 и менее 1 т усл. топлива) — 71 %;

типу ловушек (см. рис. 68): антиклинальные (преобладают залежи сводовые, сводовые с тектоническим, литологическим, стратиграфическим экранированием, содержат около 80 % месторождений бассейна); антиклинально-дизъюнктивные (преобладают тектонически экранированные залежи, например, месторождения Паромайской и Восточно-Эхабинской подзон); дизъюнктивные (тектонически экранированные залежи, например, Монгинской подзоны) (см. рис. 68); антиклинально-литологические (выклинивание коллекторов на крыльях, залежи литологически экранированные, например, Аркутун-Дагинское месторождение); дизъюнктивно-литологические (комбинированные текто-

нически и литологически экранированные, например, месторождения Северное Колендо, Одопту);

осложненности разрывами: ненарушенные или слабонарушенные единичными разрывами (месторождения Чайво, Эхаби); разбитые на блоки (большинство месторождений);

типу природного резервуара: с однородным резервуаром — пластовым (большинство месторождений); массивно-пластовым; комбинированным резервуаром — сочетанием пластового и массивно-пластового (месторождения Восточно-Дагинской ЗНГН), пластового и массивного (месторождение Окружное), пластового и линзовидного (месторождение Одопту);

числу продуктивных пластов: многопластовые (подавляющее большинство месторождений) и однопластовые (Западное Эрри, Горомай, Южный Вал и др.);

типу разреза нефтегазоносного комплекса: монгинский тип (снизу вверх — нефтегазопроизводящая толща, массивно-пластовый резервуар, флюидоупор), охино-эхабинский тип (чередование нефтематеринских, коллекторских и непроницаемых слоев), паромайско-чайвинский тип (нефтегазопроизводящая толща, выше — чередование коллекторов и покрышек).

Перспективы нефтегазоносности. С шельфом Охотского моря связывается подавляющая часть (83 %) прогнозируемых ресурсов акваторий Дальнего Востока (Коблов Э.Г. и др., 1996; 1998). Открытие на шельфе Северо-Восточно-Сахалинского бассейна шести крупных месторождений, значительно превышающих по запасам самые крупные месторождения острова, подтверждает высокие оценки нефтегазового потенциала дальневосточных морей и Сахалинского шельфа, в частности.

На шельфе бассейна выделяются следующие перспективные участки: Астрахановский, Северо-Шмидтовский, Восточно-Шмидтовский, Одоптинский, Ныйский и Пограничный. Астрахановский участок включает акваториальные части Астрахановской, Эспенбергской и Волчинско-Сабинской ЗНГН. Перспективны окобыкайский, дагинский горизонты (нижний — средний миоцен), для последней зоны и нutowский (верхний миоцен) горизонт. Крупные газоконденсатные месторождения возможны в поровых коллекторах. Глинисто-кремнистые литофации дагинского и даехуриинского горизонтов (верхний олигоцен) представляют интерес для поиска залежей в порово-трещинных коллекторах.

В Северо-Шмидтовский участок входят Приматериковая, северная часть Трехбратской ВЗНГН и северо-восточная часть Эспенбергской ЗНГН. В последней перспективны окобыкайские и нижненутовские отложения с коллекторами порового типа. Залежи Трехбратской ВЗНГН прогнозируются в порово-трещинных и трещинных коллекторах глинисто-кремнистых отложений окобыкайского горизонта, дагинско-уйнинского и даехуриинского комплексов. Наибольшие перспективы Приматериковой ВЗНГН связаны с юго-восточным погружением Александровского поднятия, граничащим с Байкало-Поморским очагом генерации. Структурно-литологические ловушки ожидаются в уйнинско-дагинском, даехуриинском и мачигарском комплексах. На участке возможно открытие крупных нефтяных и газовых месторождений.

Восточно-Шмидтовский блок включает южную часть Трехбратской и северную периклиналь Восточно-Одоптинской ВЗНГН. Перспективны песчано-глинистые отложения нутовского горизонта в прибрежной зоне, трещиноватые породы кремнистого пильско-даехуриинского комплекса. Новые направления нефтепоисковых работ: кавернозно-трещинные коллекторы в верхнемезозойском комплексе фундамента (трехбратская и кайганская группы ловушек) и поровые коллекторы в верхненутовско-помырском песчано-глинистом комплексе (восточно-шмидтовская группа ловушек). По предварительной оценке потенциал участка не уступает запасам разведанных месторождений Сахалинского шельфа, а выявленные ловушки перспективны для поиска месторождений с запасами 300-1000 млн т (млрд м³).

Одоптинский участок объединяет южную, большую часть Восточно-Одоптинской ВЗНГН, Одоптинскую и акваториальную части Паромайско-Чайвинской зоны. Основным продуктивным и перспективным комплексом является песчано-глинистый нижненутовский горизонт, в котором открыто три крупных месторождения. Помимо него перспективны верхненутовские песчано-алевритоглинистые отложения. В глинисто-кремнистых дагинско-уйнинских и даехуриинских отложениях Восточно-Одоптинской и Одоптинской зон по результатам сейсмических работ предполагаются порово-трещинные коллекторы. Выявленные на участке ловушки перспективны для поиска месторождений с запасами 100-300 млн т (млрд м³).

Ныйский участок включает одноименную ЗНГН, шельфовую часть Восточно-Дагинской зоны и Мынгинское поднятие. Основным продук-

тивным и перспективным комплексом служат песчано-глинистые отложения дагинского горизонта, в которых открыто два крупных месторождения. Перспективны погребенные ловушки даехурийского комплекса с трещинными коллекторами и структурно-стратиграфические ловушки нижнемезозойского комплекса с кавернозно-трещинными коллекторами. В Мынгинской подзоне перспективен дагинский горизонт, где предполагаются комбинированные ловушки тектонического и литологического экранирования. На Ныйской ЗНГН возможно открытие газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений с запасами 300-1000 млрд м³.

Пограничный участок включает Лунско-Пограничную (Окружную) ЗНГН, Рымникскую и Полевую ВЗНГН. В Лунско-Пограничной зоне перспективны отложения уйнинско-дагинского и даехурийского кремнисто-глинистого (поровые и порово-трещинные коллекторы) горизонтов.

В наземной части Северо-Восточно-Сахалинского НГБ по официальной оценке на 01.01.2002 г. НСР составляют 642,3 млн т усл. топлива (в том числе 251,3 млн т нефти и 324,5 млрд м³ газа), по шельфу — 4078 млн т усл. топлива (700 млн т нефти и 3034 млрд м³ газа). По уточненной оценке ВНИГРИ 2003 г. доля нефти увеличена с 700 до 816 млн т, доля газа сокращена до 2805 млрд м³.

Олигоцен-миоценовые отложения преддуговой террасы островодужного Северо-Восточно-Сахалинского НГБ — главный перспективный комплекс Дальневосточного региона. В 2004-2005 гг. на Кайганско-Васюканском участке шельфа было открыто два новых месторождения: нефтегазоконденсатное Пела-Лейч и нефтяное на структуре Удачная. Подготовлены к поисковому бурению еще четыре структуры: Лони, Савицкая, Тэни, Южно-Васюканская. В связи с этим в ближайшее время НСР Северо-Восточно-Сахалинского НГБ должны быть пересчитаны в сторону увеличения.

8.2.14. Западно-Сахалинский газонефтеносный бассейн

Нефтематеринские свиты. Терригенные отложения палеогена, представленные переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников и углей, содержат от 0,4 до 1,4 % C_{орг}. Кероген относится к смешанному типу с преобладанием гумусового и оценивается как газопроизводящий.

Температурные условия прогрева этих отложений обеспечивают генерацию нефтяных и газовых УВ ($МК_{2.3}$).

Нижне-среднемиоценовые отложения содержат повышенные концентрации ОВ (0,8-1,4 %), тип керогена смешанный с преобладанием сапропелевого на суше и гумусового в акватории. Особенно благоприятны в качестве нефтематеринской туффито-диатомитовая (холмская свита) и кремнисто-аргиллитовая (курасийская свита) части разреза, содержащие большое количество сапропелевого ОВ и находящиеся в главной зоне нефтеобразования. Нижняя часть ниже-среднемиоценового комплекса отвечает главной зоне нефтеобразования, а в наиболее погруженных акваториальных частях бассейна — зоне генерации высокотемпературного газа. В акватории Татарского пролива выделяются два крупных очага генерации нефтяных и газовых УВ, связанных с палеогеновыми и ниже-среднемиоценовыми отложениями. Первый связан с Северо-Татарским прогибом, второй — с Центрально-, Южно-Татарским и Ясноморским прогибами. В северном очаге преобладают условия, благоприятные для генерации нефти, южный характеризуется сложным распределением зон генерации в зависимости от температуры кровли комплекса и типа ОВ. В центре очага и Ясноморском прогибе выделяются зоны генерации газа [2].

Природные резервуары. В палеоцен-эоценовых отложениях развит главным образом поровый, участками порово-трещинный тип коллекторов, характерен пластовый тип резервуара, в верхней части комплекса — массивно-пластовый. Открытая пористость песчаных пород каменской, снежинкинской (палеоцен), краснопольевской (эоцен), найбутинской и нижнедуйской (палеоцен — эоцен) свит достигает 9-13, реже 20 %, проницаемость — 0,035 мкм². Покрышкой для этого комплекса является алевролит-глинистая такарадайская свита.

Фильтрационные свойства аракайской свиты (нижний олигоцен) в связи с примесью туфогенного материала невысокие: пористость — 5-14 %, проницаемость не превышает 0,0001 мкм². Характерен массивно-пластовый природный резервуар.

Невельская и холмская свиты (верхний олигоцен — нижний миоцен) перспективны в южной части бассейна, где развиты коллекторы IV-V классов: пористость от 6 до 26 %, проницаемость колеблется от тысячных до десятых долей квадратных микрометров. В связи с повы-

щенной трещиноватостью кремнистых пород холмской свиты возможны коллекторы порово-трещинного и трещинного типов. Характерен массивный тип резервуара.

Отложения нижнего — среднего миоцена (дагинский и уйнинский горизонты) представляют интерес в северной части бассейна, где предполагаются коллекторы III-V классов (пористость песчаников достигает 25 %, проницаемость — $0,0001 \text{ мкм}^2$). В сочетании с глинисто-кремнистыми отложениями курасийской свиты они могут рассматриваться как массивно-пластовый резервуар.

Маруямская (верхний миоцен) свита окобыкайско-нутовского горизонтов включает в основном поровые коллекторы IV, иногда III класса: пористость песчаных пород 20-30 %, проницаемость достигает $0,1 \text{ мкм}^2$ и выше, в среднем $0,02 \text{ мкм}^2$. В северной части шельфа в маруямской свите выделяется пластовый тип резервуара.

В целом разрез Западно-Сахалинского бассейна при высоком эмиграционном потенциале имеет сравнительно невысокие аккумулярующие свойства. В северной части бассейна более благоприятны коллекторские свойства неогенового комплекса (маруямская, верхнедуйская свиты), в южной — палеогенового (аракайская, невельская свиты).

К региональным покрывкам относятся глинистые толщи быковской и тымовской свит (верхний мел), окремненные аргиллиты курасийской свиты (средний миоцен). Распространенные по всему разрезу толщи переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов могут одновременно рассматриваться в качестве коллекторов и покрывок.

Структуры. По результатам геологических и сейсмических исследований в пределах Западно-Сахалинского бассейна выделено 33 локальных поднятия (10 разбурены или подготовлены к бурению), на шельфе — около 50 локальных поднятий, из которых поисковое и/или параметрическое бурение проводилось на 10. Размеры структур на суше составляют от 5 до 30 км^2 , на шельфе — колеблются в пределах $50\text{-}250 \text{ км}^2$.

В строении локальных структур отмечаются различия между северной и южной частями бассейна. На севере это чаще всего брахиморфные, малоамплитудные, с пологими крыльями складки, на юге — значительно более контрастные, асимметричные, с крутыми крыльями, осложненные продольными и поперечными разрывами. Основные типы ловушек — антиклинальные и тектонического экранирования.

Месторождения и нефтегазопроявления. С учетом структурной этажности осадочного чехла, распространения и взаимоотношений коллекторов и флюидопоров в разрезе НГБ Сахалина выделяются 10 НГК и ВНГК: побединский ВНГК (альб — сеноман), быковский ВНГК (турон — кампан), красноярковский ВНГК (кампан — маастрихт), снежинкинско-краснопольевский ВНГК (палеоцен — нижний эоцен), шебунинский (такарадайский) ВНГК (верхний эоцен), мачигарский (гастелловский) ВНГК (нижний олигоцен), даехуриинский (холмско-невельской) НГК (верхний олигоцен), уйнинско-дагинский НГК (нижний — средний миоцен), окобыкайско-нижненутовский НГК (средний — верхний миоцен), верхненутовско-помырский ВНГК (верхний миоцен — плиоцен). В разрезе Западно-Сахалинского бассейна представлены все 10, последний развит только в наиболее погруженных участках Татарского пролива. Окобыкайско-нижненутовский комплекс продуктивен на глубине 1238-1510 м, представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и глин маруямской свиты мощностью 0,6-1,0 км. В 1986 г. на шельфе Красногорской зоны открыто мелкое пятизалежное газовое Изыльметьевское месторождение с запасами по категориям C_1+C_2 4,546 млрд m^3 . В островной части этой зоны из этих же отложений получены притоки нефти и газа. Второе газовое месторождение Поле шахты Углегорская открыто на суше, разведанные запасы по категории C_2 утверждены в объеме 0,033 млрд m^3 газа. Кроме того, в островной части бассейна известны многочисленные поверхностные нефтегазопроявления практически во всем стратиграфическом интервале разреза, а также нефтегазопроявления, зафиксированные при бурении и испытании глубоких скважин.

Перспективы нефтегазоносности. Для наземной части бассейна, особенно для участков выхода палеогеновых и верхнемеловых отложений на поверхность, характерны большая амплитуда эрозионного среза и сильная раскрытость структур. Основными перспективными комплексами здесь являются более древние палеогеновые отложения, о чем свидетельствует большое число зафиксированных в них нефтегазопроявлений, а также удачное сочетание регионального коллектора (нижнедуйская и найбутинская свиты) и регионального флюидопора (такарадайская свита). Отсутствие промышленных месторождений объясняется, по-видимому, слабой изученностью площадей, вследствие чего скважины были

пробурены в неоптимальных условиях. Геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод о наличии зоны нефтегазоаккумуляции на юго-западе островной части Сахалина, связанной со сложнопостроенной моноклиной восточного борта Южно-Татарского прогиба (Варнавский В.Г., 1994). В качестве первоочередных объектов нефтегазопысковых работ рассматриваются Холмское и Крильонское поднятия. Официальная оценка НСР на 01.01.2002 г. по суше Западно-Сахалинского НГБ составляет 50,9 млн т усл. топлива, в том числе 17,4 млн т нефти и 33,2 млрд м³ газа.

По акваториальной части бассейна (Татарский суббассейн) НСР выше практически на порядок — 455,1 млн т усл. топлива, из них 105 млн т нефти и 328 млрд м³ газа. Западно-Сахалинский НГБ отличается вертикальной геодинамической гетерогенностью — верхнемел-палеоценовая часть разреза сформировалась в условиях преддуговой террасы Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, а более поздние эоцен-неогеновые отложения образовались в тылах Восточно-Сахалинской и Сахалинской островных дуг. Поскольку задуговые бассейны обладают наибольшими перспективами в группе субдукционных, крупные и средние месторождения нефти и газа можно ожидать именно в шельфовых зонах Западно-Сахалинского НГБ, в нутовско-окобыкайском и дагинско-уйнинском миоценовых комплексах. В данном случае большое значение имеет зональный прогноз, поскольку скважины, пробуренные в южной части Западно-Сахалинского шельфа (Центрально-Татарский и Ясноморский прогибы), вскрыли глубоководный глинисто-кремнистый разрез, практически не содержащий коллекторов, а скважины в северном отрезке Северо-Татарского прогиба дали отрицательный нефтепоисковый результат, возможно, по причине отсутствия или незрелости нефтематеринских свит. Главные перспективы акватории связываются с центральной частью Татарского пролива с доказанной нефтегазоносностью, где предполагается оптимальное соотношение нефтематеринских свит и природных резервуаров в разрезе, в частности, с Иннокентьевской и Приморской ВЗВНГН. Локализованные ресурсы по категории Д₂, подсчитанные ОАО «Дальморнефтегеофизика» по результатам переинтерпретации сейсмических данных только на участке Татарского пролива, примыкающего к Хабаровскому краю, составляют 675,9 млн т усл. топлива, в том числе по Приморской группе ловушек (ЗВНГН) — около 350 млн т усл. топлива.

8.2.15. Южно-Сахалинский газонефтеносный бассейн

Нефтематеринские свиты. В эоцен-нижнемиоценовом стратиграфическом комплексе нефтематеринские породы приурочены к свитам, состоящим из пачек переслаивания песчано-алевролитовых и глинистых пород прибрежно-континентального генезиса. Тип ОВ смешанный, содержание $C_{орг}$ составляет 0,6-0,8 %. В наиболее погруженных частях бассейна степень катагенеза палеогеновых пород достигает стадии МК_{3.4}. Верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения включают большое количество туфогенного материала, но глины, аргиллиты, кремнистые аргиллиты и опоки содержат от 0,5 до 1,3 % $C_{орг}$; тип ОВ в олигоцене — смешанный или преобладающе сапропелевый, в миоцене — смешанный или преобладающе гумусовый [41, 42]. Значительная мощность верхнеолигоцен-нижне-миоценовых пород отмечена в главной зоне генерации нефти.

В средне-верхнемиоценовом комплексе нефтематеринскими являются аргилито-кремнистые отложения, содержащие смешанное, преобладающе сапропелевое ОВ. Содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,7 до 1,0 %. Главной зоны генерации нефти достигают в наиболее глубокопогруженных частях бассейна — Макаровском прогибе, восточной части Анивского прогиба.

Очаги генерации УВ в связи с термическим режимом и распределением нефтематеринских толщ для южной части бассейна фиксируются в восточной части Анивского прогиба [2], для северной — в пределах Южно-Охотской впадины.

Природные резервуары. В осадочном чехле Южно-Сахалинского бассейна пласты песчаников с хорошими коллекторскими свойствами, а также пласты и пачки глин и аргиллитов, обладающих качествами флюидоупоров, встречаются практически во всех ССК. Песчаники палеогеновых отложений (нижнедуйская, гастелловская, аракайская свиты) имеют пористость насыщения 10-17 %, проницаемость — сотысячные доли квадратных микрометров. Наиболее благоприятные песчаные литофации под глинисто-кремнистой покрывной холмской свиты предполагаются в западной части залива Терпения.

Песчаники нижнего — среднего миоцена обладают пористостью насыщения 15-30 % и проницаемостью до тысячных долей квадратных микрометров. В сочетании с глинисто-кремнистыми отложениями кура-

сийской свиты (средний миоцен) они могут рассматриваться как массивно-пластовый резервуар. На шельфе Терпения и Анива комплекс имеет менее благоприятный вещественный состав, что ограничивает распространение поровых коллекторов. В отложениях холмской свиты возможен трещинный тип коллекторов.

В разрезах средне-верхнемиоценового комплекса (курасийская и маруямская свиты) пористость песчано-алевролитовых пород изменяется от 15-20 до 30-35 %, проницаемость достигает сотых долей квадратных микрометров. Отложения комплекса характеризуются низкими экранирующими свойствами флюидопоров.

Структуры. В Поронайском прогибе сейсмическими и буровыми работами выявлено 12 структур размером 6-8 x 2-3 км. На шельфе залива Терпения выявлено 25 структур неполного контура, как правило они разбиты на отдельные мелкие блоки размером 3,0-4,0 x 1,0-1,5 км [55]. В Сусунайском прогибе выявлено 12 структур, их размеры по нижнемаруямским отложениям изменяются от 2,5 x 1,1 до 1,5 x 6,0 км.

В Анивском прогибе локальные структуры представляют собой брахиантиклинали, ограниченные тектоническими нарушениями или зонами выклинивания. Размеры по нижнемаруямской подсвите меняются от 1,5 x 1,0 до 3,5 x 22,5 км. В западной островной части прогиба, в Анивской зоне приразломной складчатости, выявлено более 10 небольших антиклинальных, сильно нарушенных поднятий, сопровождающих Центрально-Сахалинский региональный разлом. По мере удаления от зоны разлома брахиантиклинали выполаживаются при одновременном снижении их блокового дробления, что способствует сохранению в них газовых залежей.

Месторождения и нефтегазопроявления. Из 10 ВЗНГН, выделенных в разрезе Сахалинской области (см. разделы 8.2.13, 8.2.14), в Южно-Сахалинском промышленно газоносен окобыкайско-нижненутовский комплекс (средний — верхний миоцен). В прибрежной части прогиба залива Анива открыто пять мелких газовых месторождений: Золоторыбное, Южно-Луговское, Восточно-Луговское, Благовещенское и Заречное с общими запасами, учтенными в Государственном балансе РФ по категориям C_1+C_2 , в объеме 2,854 млрд м³. Газ содержится в нижнемаруямском пластовом резервуаре. На Восточно-Луговском и Южно-Луговском месторождениях с 2004 г. ведется добыча газа.

Наиболее изученное Восточно-Луговское месторождение приурочено к малоамплитудной брахиантиклинальной складке в маруямских отложениях размером 3,6 x 1,0 км. Газовые залежи пластово-сводовые, «плавающие», гранулярные коллекторы имеют открытую пористость от 20 до 38 %, газопроницаемость в среднем 0,001-0,015 мкм² [55].

На других структурах островной части Анивского прогиба из маруямских, реже верхнедуйских (средний миоцен) и гастелловских (олигоцен) отложений получены незначительные притоки газа. Кроме проявлений в скважинах, в прибрежной части прогиба залива Терпения известны многочисленные поверхностные и подземные нефтегазопроявления в верхнемеловых, олигоценовых (гастелловская, холмская свиты) и миоценовых (верхнедуйская, курасийская, маруямская свиты) отложениях.

Перспективы нефтегазоносности. Помимо Анивской зоны с доказанной промышленной газоносностью, в Южно-Сахалинском бассейне выделяются ВНГНЗ: Онорско-Макаровская, Поронайская, Невская, Владимировская, Сусунайская (см. рис. 55). Кроме газоносного нутовско-окобыкайского комплекса вскрыты скважинами и изучены в обнажениях дагинско-уйнинский (нижний — средний миоцен), даехуриинский (верхний олигоцен), мачигарский (нижний олигоцен) и шебунинский (эоцен) комплексы. Все они в той или иной мере могут быть отнесены к перспективным для поисков нефти и газа. Максимальная мощность двух нижних комплексов предполагается в Анивском и Макаровском прогибах, на отдельных участках суши и акватории они отсутствуют. Песчано-алевролитовые породы составляют пластовый или массивно-пластовый резервуар с поровым коллектором. Наиболее перспективны эти комплексы в северной части Сусунайской и Онорско-Макаровской зон. Перспективы даехуриинского комплекса невысоки из-за отсутствия в его составе поровых коллекторов.

Наибольший интерес представляет дагинско-уйнинский комплекс, с которым связана основная часть прогнозных ресурсов бассейна. Перспективны восточная часть Анивской зоны, где песчаниковая верхнедуйская свита в сочетании с глинисто-кремнистой курасийской свитой составляет массивный природный резервуар. Подобное строение и состав предполагается в южной части Владимировской, Сусунайской, Поронайской и Невской зонах. Отложения комплекса в этих районах по степени катагенетической преобразованности находятся в основном в зоне гене-

рации нефти. Прогнозируются антиклинальные, тектонически, литологически и стратиграфически экранированные ловушки [6].

Официальная оценка НСР Южно-Сахалинского ГНБ на 01.01.2002 г. составляет по суше 25,2 млн т усл. топлива, из них 1 млн т нефти и 24,2 млрд м³ газа; по морю — 228,2 млн т усл. топлива, в том числе 18,7 млн т нефти и 209,5 млрд м³ газа. Ресурсы вряд ли будут увеличены, поскольку наиболее продуктивный верхнемиоцен-плиоценовый комплекс в пределах Южно-Сахалинского ГНБ развит ограниченно. Реальные перспективы могут связываться только с нижележащим эоцен-нижнемиоценовым комплексом, который в силу своих геохимических и литологических особенностей имеет в целом на о-ве Сахалин низкую продуктивность.

8.2.16. Срединно-Курильский потенциально нефтегазоносный бассейн

Перспективы нефтегазоносности. К положительным факторам перспектив нефтегазоносности относятся следующие.

1. Два нижних комплекса (олигоцен-нижнемиоценовый и средне-верхнемиоценовый) погружены на глубину, термодинамические условия которой способствуют генерации УВ.

2. В верхней части нижнего олигоцен-нижнемиоценового комплекса предполагается преобладание песчаников и туфопесчаников, что указывает на возможность развития коллекторов и покрышек.

3. Конседиментационный тип прогиба и наличие зон выклинивания на его бортах предполагают развитие неструктурных ловушек преимущественно на юго-восточном (Малокурильском) борту.

4. Сейсморазведкой МОГТ в Прикунаширской депрессии выявлено три крупных антиклинальных поднятия размером до 7 x 15 км и амплитудой до 500 м, представляющие интерес для постановки детальных поисковых работ.

5. На сейсмических разрезах присутствуют аномалии типа залежь («яркое пятно») в олигоцен-миоценовых отложениях.

6. В термальных водах островов обнаружены признаки нефти и газа [55].

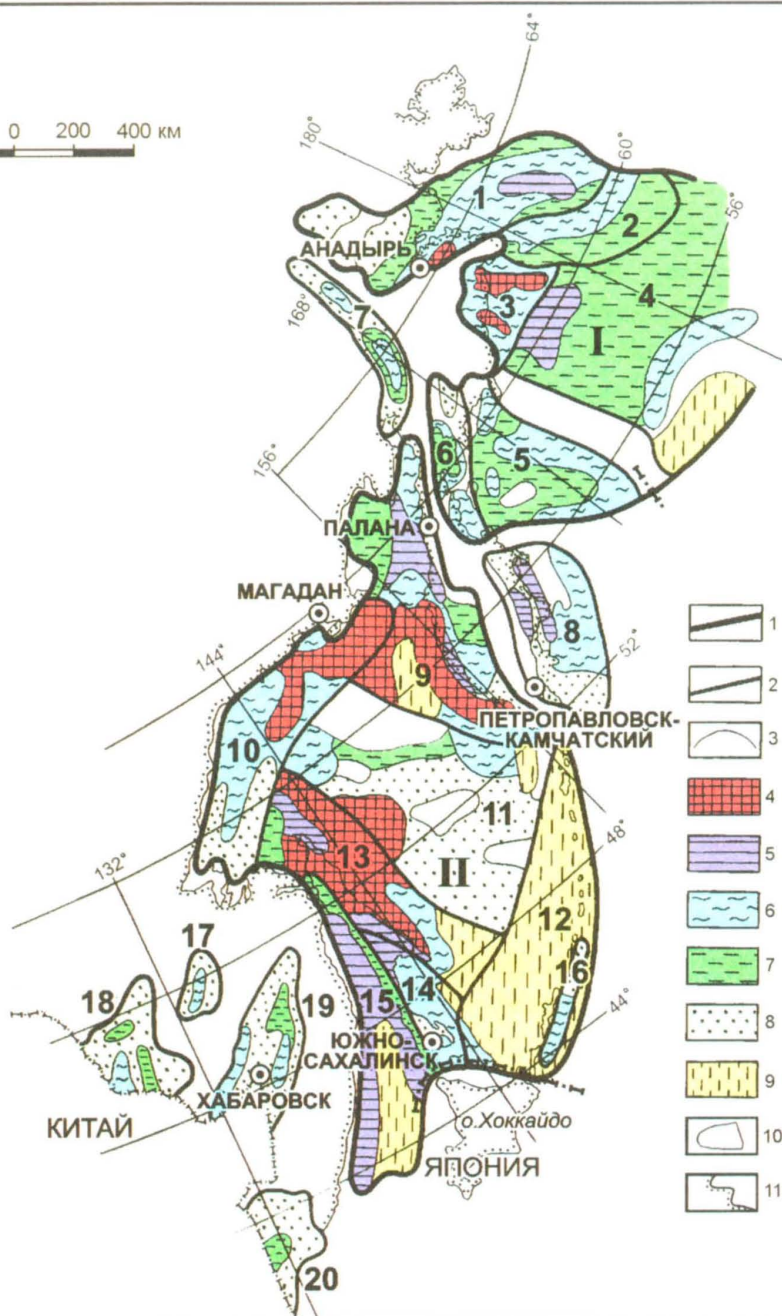
Официальная оценка НСР Срединно-Курильского ПНГБ на 01.01.2002 г. составляет 60 млн т усл. топлива по категории Д₂, в том числе 7 млн т нефти и 53 млрд м³ газа. По оценке ВНИГРИ ресурсы

Срединно-Курильского ПНГБ составляют около 80 млн т усл. топлива при отношении нефть/газ 3/5 (Белонин М.Д. и др., 1998). Наиболее вероятно открытие средних по величине запасов месторождений — до 3 млн т нефти и 15 млрд м³ газа (Коблов Э.Г. и др., 1996). В 2004 г. в ОАО «Дальморнефтегеофизика» была проведена оценка локализованных УВ и получены следующие результаты: начальные геологические ресурсы — 364 млн т усл. топлива, суммарные локализованные ресурсы — 117,6 млн т усл. топлива.

Срединно-Курильский прогиб является неотъемлемой частью единой Западно-Тихоокеанской системы НГБ, связанных с внешней приокеанической частью островных дуг. В ряде этих бассейнов установлены нефтяные и газовые месторождения. Хотя по ресурсам преддуговые осадочные бассейны уступают гораздо более продуктивным задуговым, все же сопоставление плотностей ресурсов ряда НГБ Западно-Тихоокеанского пояса показывает, что бассейны с мощностью осадочного чехла 4 км и более, к которым принадлежит и Срединно-Курильский ПНГБ, имеют достаточно высокие плотности НСР (до 4-6 тыс.т/км²). Следовательно, официальная оценка НСР может быть увеличена примерно в 1,5 раз и приблизится к оценке ВНИГРИ 1998 г.

Рассмотрев перспективы нефтегазоносности каждого нефтегазоносного и потенциально нефтегазоносного бассейна, мы районировали территорию Дальнего Востока и сопредельных акваторий на земли: высокоперспективные, перспективные, умеренно перспективные, низкоперспективные, малоперспективные, с невыясненными перспективами, бесперспективные (рис. 70). Основные перспективы суши связываются с сухопутной частью Северо-Восточно-Сахалинского бассейна. Главным продуктивным и перспективным комплексом является ниже-среднемиоценовый уйнинско-дагинский горизонт (Эспенбергская, Волчинско-Сабинская, Гырғыланьинская зоны нефтегазоаккумуляции), месторождения также могут быть открыты в верхнемиоценовых (Охино-Эхабинская, Паромайская зоны) и олигоценых отложениях (Лангрыйская, Лунско-Пограничная зоны). Наибольшими доказанными запасами отличается Северный Сахалин, где открыто 70 месторождений из 87 известных в регионе. Мелкие и средние месторождения прогнозируются в пределах Охотско-Колпаковского и Ичинского прогибов Западно-Камчатского бассейна: в средне-верхнемиоценовых отложениях преимущественно га-

200 0 200 400 KM





**Рис. 70. Карта перспектив нефтегазоносности бассейнов
Дальнего Востока России:**

границы: 1 – мегабассейнов, 2 – бассейнов, 3 – зон с разной степенью перспективности; степень перспективности участков бассейнов: 4 – высокоперспективные, 5 – среднеперспективные, 6 – перспективные, 7 – низкоперспективные, 8 – малоперспективные; 9 – территории с невыясненными перспективами; 10 – бесперспективные территории; 11 – береговая линия; мегабассейны: I – Беринговоморский, II – Охотоморский; бассейны: 1 – Анадырский, 2 – Наваринский, 3 – Хатырский, 4 – Алеутский, 5 – Олюторско-Командорский, 6 – Ильпинско-Карагинский, 7 – Пенжинский, 8 – Восточно-Камчатский, 9 – Западно-Камчатский, 10 – Северо-Охотский, 11 – Центрально-Охотский, 12 – Южно-Охотский, 13 – Северо-Восточно-Сахалинский, 14 – Южно-Сахалинский, 15 – Западно-Сахалинский, 16 – Срединно-Курильский, 17 – Верхне-Буреинский, 18 – Зей-Буреинский, 19 – Средне-Амурский, 20 – Уссурийский

зовые и газоконденсатные, в эоцен-нижнемиоценовых — нефтяные и нефтегазовые, что подтверждается открытием газоконденсатных месторождений в верхнем миоцене (Нижне-Квакчикское, Кшукское, Северо-Колпаковское). На северо-востоке региона открытие месторождений наиболее вероятно в Анадырском бассейне — миоценовом комплексе отложений (менее вероятно в эоцен-олигоценном) Поворотно-Телекайского и Озернинского поднятий, а также Лагунного и Майницкого прогибов. По сравнению с субдукционными бассейнами южной материковой части, принадлежащие к пассивно-окраинной группе менее перспективны. Здесь открыто одно газовое месторождение с прогнозными ресурсами 5 млрд м³ (Верхне-Буреинский НГБ) и предполагается открытие мелких месторождений газа. Наиболее перспективна центральная погруженная часть Верхне-Буреинского бассейна (Кындальский грабен) в стратиграфическом диапазоне верхняя юра — сеноман.

По сравнению с сушей акватория субдукционных бассейнов более перспективна. Углеводородный потенциал акваторий превышает наземный в 4-5 раз. Именно шельфовые регионы, где открыты и прогнозируются крупнейшие скопления УВ, являются главным резервом УВ-потенциала Дальнего Востока. Около 80 % предполагаемых скоплений УВ дальневосточных морей связываются с Охотоморским шельфом, в первую очередь с Сахалинским, Хабаровским, Магаданским и Западно-Камчатским, где прогнозируется открытие крупных месторождений. На Северо-Сахалинском шельфе уже открыты месторождения такого класса (Пильтун-Астохское, Аркутун-Дагинское, Лунское, Чайвинское).

Одна из основных закономерностей размещения месторождений, установленная для региона, заключается в концентрации ресурсов и месторождений в ограниченном числе зон с оптимальными условиями нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Наиболее высокая плотность ресурсов УВ предполагается в пределах Сахалинского шельфа, несколько меньшая — на шельфе Западной Камчатки. Менее перспективными по сравнению с упомянутыми зонами является Берингоморский шельф (Ильпинско-Карагинский ПНГБ) и шельф Тихого океана (Восточно-Камчатский, Срединно-Курильский ПНГБ), где предполагается открытие мелких и средних по запасам месторождений нефти и газа.

9. СРАВНЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАСЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Активная континентальная окраина протягивается от Корякского нагорья на севере до о-ва Тасмания на юге, обрамляясь энсиалическими и энсиматическими островными дугами, в тылу которых располагаются мелководные шельфовые и глубоководные окраинные моря, омывающие полуострова и острова различных размеров. Строение и эволюция этого региона описаны в работах многих российских и зарубежных ученых [4, 5, 19, 20, 24, 40, 65, 74].

В пределах Юго-Восточной Азии выделяется несколько главнейших типов тектонических элементов, отвечающих различным геодинамическим обстановкам:

1 — блоки докембрийской континентальной коры — архей-протерозойские платформы (Индийская, Индокитайская, Сино-Корейская) и протерозойские микроконтиненты (Индосинийский, Корейский, Спратли-Рид);

2 — пассивные континентальные палеоокраины, трансформированные, образовавшиеся вдоль рифтовых окраин атлантического типа, и современные пассивные окраины;

3 — активные континентальные палеоокраины, представленные окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами, сформировавшимися вдоль конвергентных границ плит (Катазиатский, Бирманно-Малайский);

4 — разновозрастные складчатые пояса, образовавшиеся как производные процессов субдукции, аккреционной тектоники и коллизии микроконтинентов, разделяющие упомянутые элементы;

5 — кайнозойские островные дуги, прослеживающиеся непрерывными цепями вдоль всей восточной окраины Азии и маркирующие продолжающуюся субдукцию океанических плит. Над зоной субдукции выделяется закономерный латеральный структурно-формационный ряд элементов: глубоководный желоб — внешняя дуга (аккреционная призма) — преддуговой бассейн — вулканическая дуга — задуговой бассейн;

6 — рифтогенные структуры различного возраста, маркирующие многократные эпизоды растяжения азиатской окраины;

7 — окраинные моря, образовавшиеся в результате деструкции континентальной коры (Южно-Охотская впадина, Японское, Восточно- и Южно-Китайское моря), в процессе спрединга внутри океанической коры (Филиппинская, Сулу, Сулавеси, Банда, Макаassar), появившиеся за счет отделения края океанической плиты островной дугой (Алеутская впадина) [4].

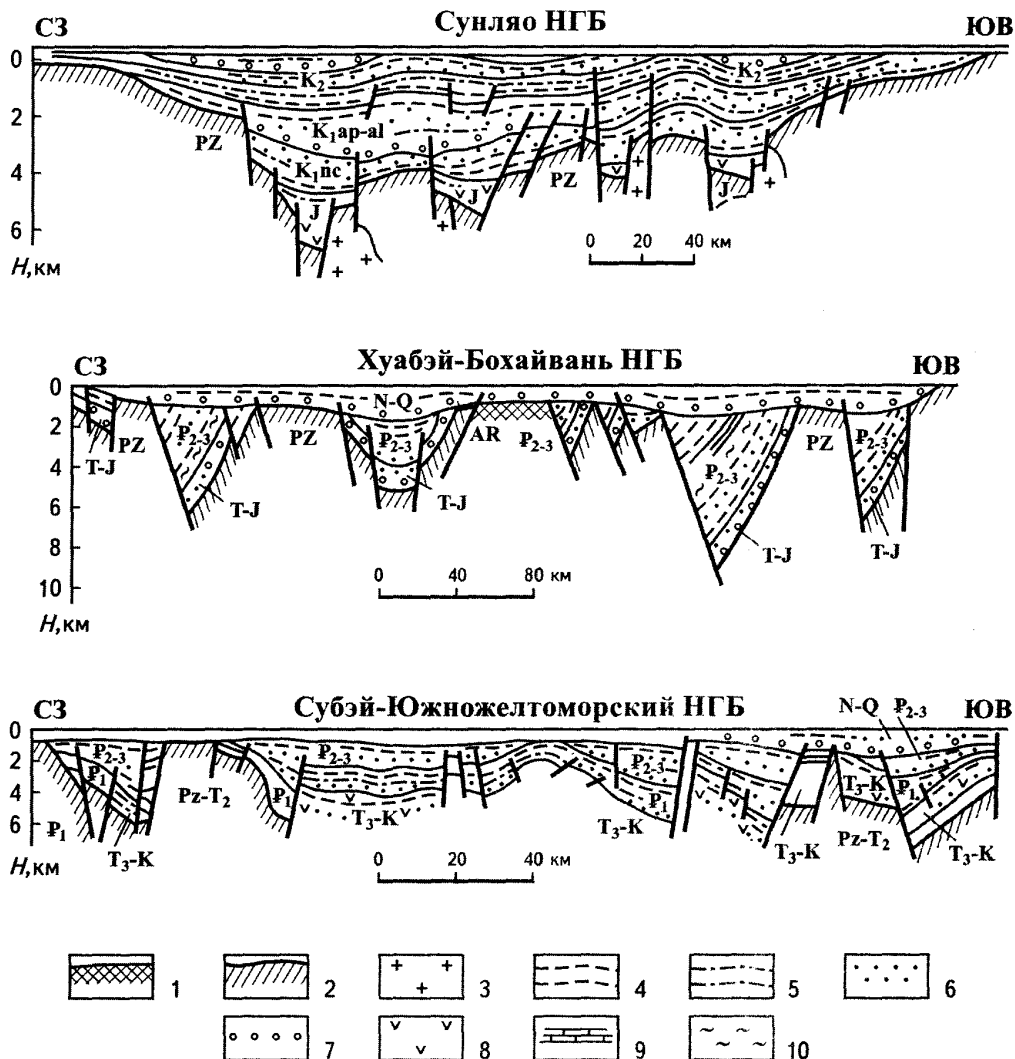
С упомянутыми структурами связаны разнообразные типы бассейнов (рис. 71-73).

Большая часть территории Юго-Восточной Азии, по мнению большинства исследователей [61], входила ранее в состав Западной Гондваны. На протяжении палеозоя и начала мезозоя от ее северного края в результате неоднократного повторения процессов рифтогенеза откалывались континентальные блоки и после дрейфа к северу вместе с субдуцирующейся океанической корой сталкивались с южным краем Лавразии.

В юрско-меловую эпоху началось обновление коры Тихого океана. По мере ее разрастания зоны спрединга смещались к периферии океана, а смежные плиты подвергались субдукции под окружающими материками. При этом вдоль материковых окраин формировались аккреционные комплексы с террейнами [61]. В связи с высокими темпами спрединга вдоль восточной окраины Азии началось формирование протяженного окраинно-континентального известково-щелочного вулканоплутонического пояса, маркирующего активную окраину этого континента. На рубеже мела и палеогена (ларамийская эпоха тектогенеза) надвиго-, шарьяже- и сдвигообразование сменились растяжением, выразившимся в раскрытии окраинных морей — Западно-Филиппинского и Сулавеси.

В олигоцен-четвертичное время вдоль азиатской окраины продолжалось формирование системы окраинных морей и островных дуг. За отделение от Азии клиньев континентальной коры, которые образуют фундамент современных островных дуг, ответственны как последствия Индо-Евразийской коллизии, так и субдукция Тихоокеанской плиты.

Таким образом, эволюция юго-восточной окраины Азиатского континента в фанерозое определялась двумя противоположными процессами: наращиванием и скупиванием континентальной коры на конвергентных окраинах и в зонах коллизии, а также деструкцией в зонах рифтогенеза.



**Рис. 71. Рифтовые бассейны континентальной части
Евразийской плиты в пределах Китая**

(по материалам Li Ma, 1989, Добро W., 1996, Кирилловой Г.Л., 1992):

1 – кристаллический континентальный фундамент (алхейский); 2 – складчатое основание (палеозой-среднетриасовое); 3 – гранитоидные интрузии; осадочный чехол: 4 – глины, аргиллиты, 5 – алевролиты, 6 – песчаники, 7 – конгломераты, 8 – вулканогенные образования, 9 – карбонатные породы, в том числе доломиты, 10 – нефтяные сланцы

Оба процесса происходили одновременно, взаимосвязанно и компенсировали друг друга. Для всей западной части Тихоокеанской окраины характерно последовательное смещение максимума магматической активности в окраинных поясах с юга на север, в том же направлении законо-

мерно изменяется время раскрытия впадин окраинных морей: от середины мела для Южно-Китайского до миоцена для Японского и Охотского. Объяснением этому служит неодновременное погружение под край Евразии сегментов срединно-океанического хребта Палеотихого океана.

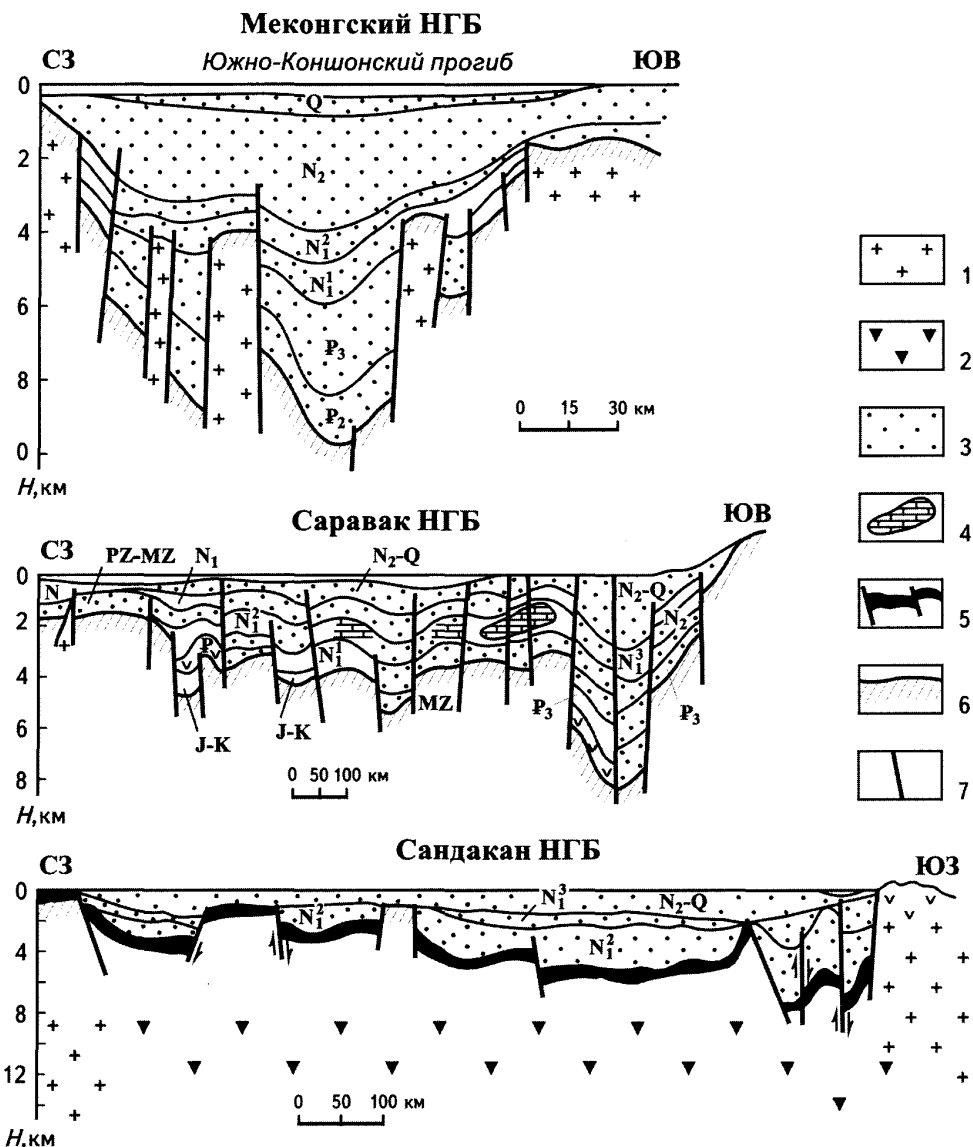


Рис. 72. Рифтовые бассейны в пределах окраинных морей Юго-Восточной Азии (по материалам Арешева Е.Г., 2000, Тиона Х.Д., 1999):

земная кора: 1 – континентальная, 2 – океаническая; 3 – осадочный чехол; 4 – зоны развития карбонатных пород; 5 – океанический фундамент, 6 – складчатое основание; 7 – разломы

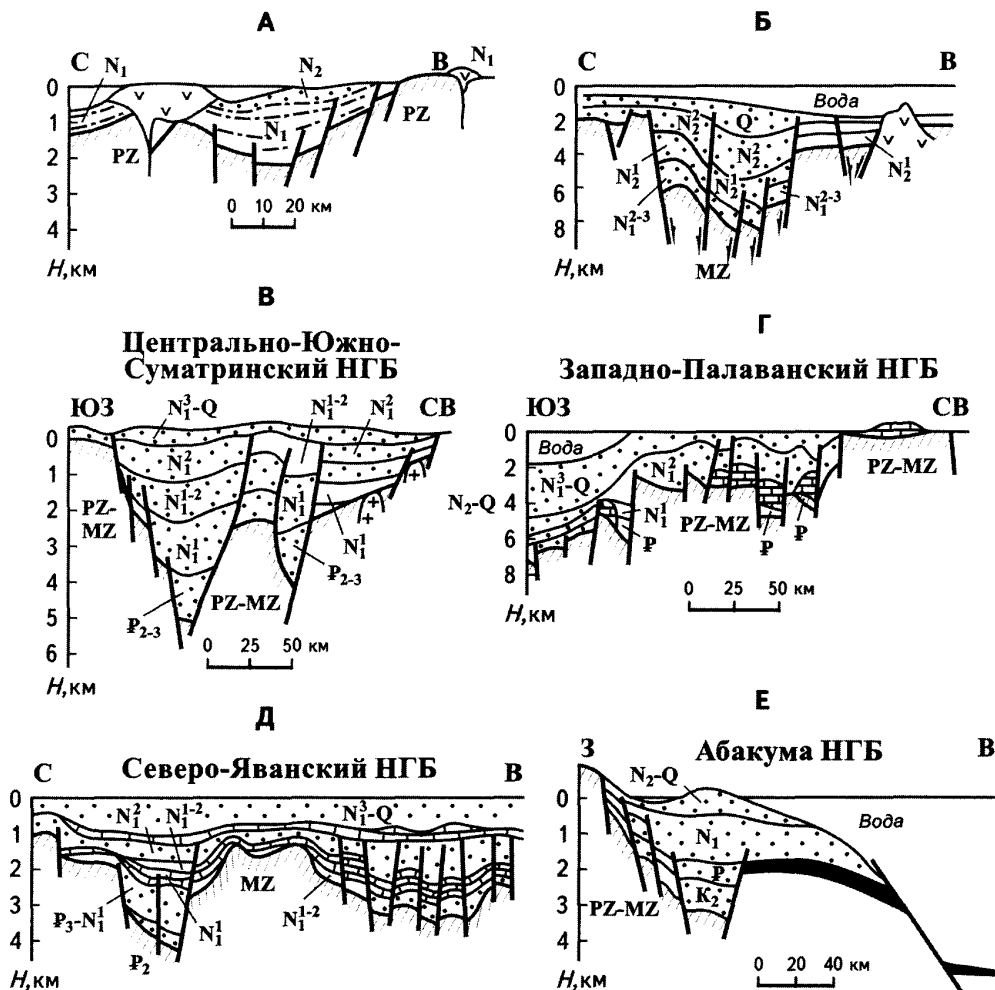
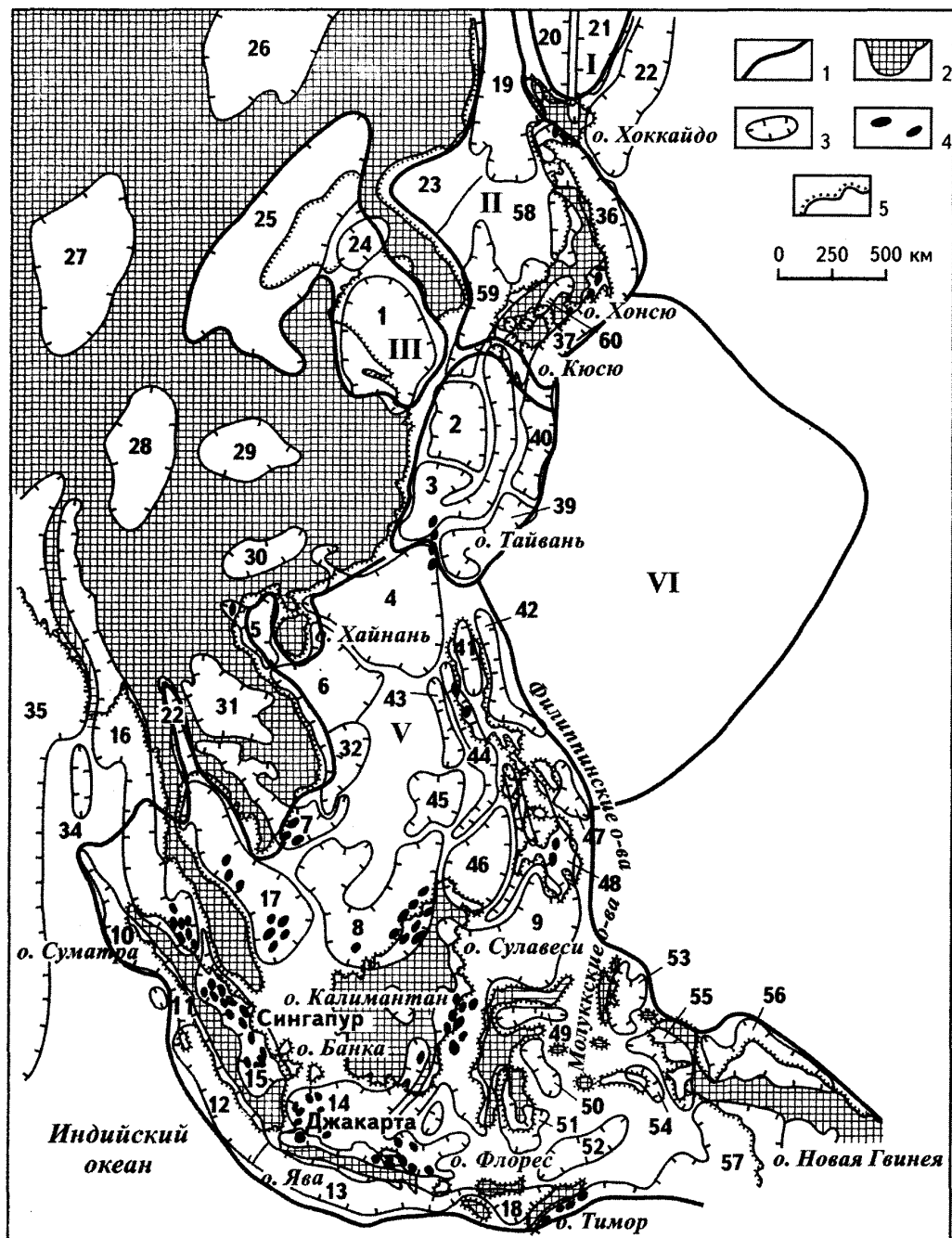


Рис. 73. Строение островодужных задуговых (А – Д) и преддуговых (Е) бассейнов Юго-Восточной Азии (по материалам Арешева Е.Г., 2000, Liu Guangding L., 1998); усл. обозначения см. на рис. 71, 72

Судя по магнитным аномалиям хребет располагался под углом к краю континента. Вначале субдукция плиты Кула вызывала формирование окраинно-континентальных вулканических поясов, затем коллизия края континента со срединно-океаническим хребтом привела к деструкции активной окраины и раскрытию глубоководных впадин окраинных морей.

Таким образом, южный сегмент региона, начиная с Японского моря, отличается от находящихся севернее территорий более широким

развитием деструктивных процессов. Это привело к формированию протяженной системы кайнозойских рифтов в пределах Сино-Корейской



плиты, обширных окраинных морей с новообразованной океанической корой и обрамляющих их островных дуг.

Следствием этого является широкое развитие в пределах Юго-Восточной Азии бассейнов, связанных с упомянутыми тектоническими элементами — континентальными палеорифтами, а также рифтами, обусловленными субдукцией, образовавшимися в областях схождения плит.

На территории Юго-Восточно-Азиатского региона находятся 56 НГБ и 4 ПНГБ, включающие более 1600 месторождений нефти и газа (рис. 74).

Бассейны древних платформ Северо-Восточного Китая, сформированные в геодинамической обстановке континентальных рифтов, связаны с двумя рифтовыми системами северо-восточного простирания, в пределах которых в течение юры — неогена сформировалась система депрессий. В регионально-тектоническом отношении их можно рассматривать как системы сближенных рифтогенных грабенных или полуграбенных полистадийного формирования. Бассейны описанного типа характеризуются исключительно благоприятным сочетанием структурно-тектонических, геотермических, литологических и геохимических критериев, контролирующих процессы нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Суммарные ресурсы УВ крупнейших бассейнов Сунляо, Хуабэй-Бохайвань, Ордос, Сычуань, Субэй-Желтоморского составляют около 20 млрд т нефти и более 500 млрд м³ газа [3, 6, 42], продуктивны отложения от архея до квартера включительно.

Рис. 74. Нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные бассейны Юго-Восточной Азии:

1 — границы мегабассейнов; 2 — внебассейновые территории; 3 — нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные бассейны; 4 — месторождения нефти и газа; 5 — береговая линия; мегабассейны: I — Охотоморский, II — Япономорский, III — Желтоморский, IV — Восточно-Китайскоморский, V — Южно-Китайскоморский, VI — Филиппинский; нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные бассейны Юго-Восточной Азии: 1 — Субэй-Желтоморский, 2 — Восточно-Китайскоморский, 3 — Западно-Тайваньский, 4 — Перл (Джунзянькио), 5 — Бакбо (Шенгхонг), 6 — Восточно-Вьетнамский, 7 — Меконгский, 8 — Саравак, 9 — Восточно-Калимантанский, 10 — Никобарский, 11 — Северо-Ниааский, 12 — Бенкуленский, 13 — Южно-Яванский, 14 — Северо-Яванский, 15 — Центрально-Южно-Суматринский, 16 — Северо-Суматринский, 17 — Сиамский, 18 — Саву, 19 — Западно-Сахалинский, 20 — Южно-Сахалинский, 21 — Южно-Охотский, 22 — Срединно-Курильский, 23 — Северо-Японский, 24 — Западно-Корейский, 25 — Хуабэй-Бохайвань, 26 — Сунляо, 27 — Ордос, 28 — Сычуань, 29 — Дунтинху, 30 — Гуанси-Гуаньчжоу, 31 — Корат, 32 — Фукхань, 33 — Менамский, 34 — Андаманский, 35 — Бенгальский, 36 — Абукума, 37 — Симанто, 38 — Рюкю, 39 — Восточно-Тайваньский, 40 — Окинава, 41 — Кайган, 42 — Восточно-Лусонский, 43 — Западно-Лусонский, 44 — Пампанга, 45 — Западно-Палаванский, 46 — Сандакан, 47 — Южно-Лусонский, 48 — Центрально-Филиппинский (Минданао), 49 — Горонтало, 50 — Северный Банда, 51 — Боне, 52 — Южный Банда, 53 — Восточно-Хальмахерский, 54 — Серам, 55 — Вогелкоп, 56 — Ирианский, 57 — Арафурский, 58 — Акита, 59 — Цусимский, 60 — Сетуоти

Бассейны, расположенные в пределах Сино-Корейской плиты, имеют определенное сходство с бассейнами юга материковой части российского Дальнего Востока по геолого-геофизическим, стратиграфическим, палеогеографическим характеристикам, вулканизму и тектонической природе. Но в то же время в российских бассейнах отмечается ряд отрицательных факторов, не позволяющих оценить их перспективы как высокие. К ним относится, в частности, снос терригенного материала из Зей-Буреинской впадины во впадину Сунляо на протяжении практически всей истории их развития, за счет чего в последней образовались мощные продуктивные дельтовые структуры. Для Средне-Амурского бассейна к отрицательным факторам относятся преобладание режима сжатия на мезозойском этапе (в Северном Китае преобладает растяжение), низкие значения содержания ОВ (Кириллова Г.Л., 1994; 1998).

Бассейн Гуанси-Гуаньчжоу и наземные части Меконгского, Сиамского и Саравакского бассейнов находятся в пределах пассивных палеоокраин — обширных площадей развития шельфовых, мелководно-морских, в значительной степени карбонатных отложений, подстилаемых древней континентальной корой. В результате более поздней коллизии континентальных блоков эти отложения были подвергнуты складчатости, иногда с развитием надвигов со значительными горизонтальными перемещениями, благоприятных для поисков залежей УВ.

Субдукционные бассейны Юго-Восточной Азии, находящиеся в пределах шельфов (Восточно-Китайское море, мелководные окраины Японского, Южно-Китайского морей и Зондский шельф) выполнены мелководно-морскими, часто флишево-турбидитными отложениями. Наиболее продуктивные части бассейнов представляют собой рифтогенные прогибы, заполненные континентальными терригенными угленосными (рифтовый комплекс), прибрежно-морскими, дельтовыми, глубоководными терригенными и терригенно-карбонатными (надрифтовый комплекс) отложениями мезо-кайнозойского возраста [21]. Мощность чехла изменяется от 5-6 до 7-10 км. По продуктивности выделяются бассейны Перл, Бакбо (3,5 млрд т усл. топлива), Меконгский (5,2 млрд т усл.), Сиамский, Саравак, Калимантан-Сулавеси. Продуктивен олигоцен-миоценовый комплекс осадочного чехла, в Меконгском НГБ крупные нефтяные залежи находятся в гранитоидах вы-

ступах фундамента позднемелового и позднеюрского возраста [3]. Субдукционные бассейны, связанные с островными дугами, подстилаются преимущественно корой континентального и субконтинентального типов, чаще всего имеют линейную форму и заполнены терригенными, карбонатно-терригенными и вулканогенно-осадочными породами. Характерно компенсированное осадконакопление от глубоководного до шельфового.

Основная часть нефтегазовых ресурсов субдукционных бассейнов Западно-Тихоокеанского региона сконцентрирована в задуговых бассейнах. В них выявлено более 600 месторождений нефти и газа. Бортовые участки задуговых бассейнов отличаются широким распространением вулканогенно-осадочных пород, тектонической нарушенностью структур, современной тектонической активностью, средним или повышенным тепловым потоком. Кайнозойский осадочный чехол имеет мощность от 5 до 8 км. В центральных частях, наряду с замещением прибрежно-морских угленосных фаций шельфовыми, происходит уменьшение интенсивности разрывной тектоники, а непрерывное осадконакопление способствовало непрерывности процессов генерации УВ [21]. Высокопродуктивны также задуговые бассейны, сопровождающие с тыловой части Индонезийскую (Зондскую) островную дугу — Северо-Суматринский, Центрально-Южно-Суматринский и Северо-Яванский. В эоцен-плейстоценовых отложениях их осадочного выполнения содержится в числе прочих более 20 крупных и гигантских месторождений.

По сравнению с задуговыми бассейнами в пределах бассейнов преддуговых террас Юго-Восточной Азии выявлено меньше месторождений, причем здесь преобладают газовые скопления. Их отличает заложение на океанической, субокеанической, реже на субконтинентальной коре, пониженный тепловой поток, активное, преимущественно некомпенсированное новейшее прогибание. Осадочный чехол мощностью 3-6 км чаще имеет всего неоген-четвертичный, реже эоцен-четвертичный возраст, представлен со стороны океана глубоководными осадками на шельфе и склоне вулканической дуги — терригенно-карбонатными с прослоями вулканитов [3]. Наиболее высокие плотности извлекаемых начальных потенциальных ресурсов (около 4-6 тыс. т/км²) имеют преддуговые бассейны с мощностью чехла около 4 км и более. К ним относятся бассейны Абукума, Симанто, Южно-Лусонский.

**Сравнительная характеристика НГБ Юго-Восточной Азии и шельфов
морей Дальнего Востока России**

Характеристика	Юго-Восточная Азия	Шельфы морей Дальнего Восто- ка России	Примечание
Площадь, тыс. км ²	4100	1800	
НСР УВ, млнт усл. топлива	45050,0	10270,3	4438,0 — о-в Сахалин и его шельф
Удельная плотность извлекаемых ресурсов, тыс. т усл. топлива/км ²	11,0	5,7	2,9 — шельф Охотского морья (без Сахалинского сектора)
Изученность бурением, м/км ²	5,0	2,5	30,0 — о-в Сахалин; 0,003 — Охотоморский шельф
Изученность сейсморазведкой, км/км ²	0,500	0,25	0,11 — Охотоморский шельф

Суммарные начальные извлекаемые ресурсы УВ бассейнов Юго-Восточной Азии составляют около 45,1 млрд т усл. топлива при средней удельной плотности ресурсов 11 тыс. т усл. топлива/км² против 10,3 млрд т и 5,7 тыс. т усл. топлива/км² в бассейнах Дальнего Востока России (табл. 20). Хотя в строении этих бассейнов и имеются определенные тектонические и структурно-фациальные различия, обусловленные особенностями истории развития, такое значительное расхождение запасов и плотностей ресурсов все же, на наш взгляд, объясняется не столько различием геологического строения, сколько различиями уровней геолого-геофизической изученности субдукционных бассейнов России и Юго-Восточной Азии. Изученность сейсморазведкой шельфов Юго-Восточной Азии и Дальнего Востока соответственно 0,50 и 0,25 км/км² (для Охотоморского шельфа еще меньше — 0,11 км/км²). Изученность бурением составляет 5,0 и 2,5 м/км². При этом Дальневосточный регион изучен бурением крайне неравномерно — 30 м/км² для Сахалинского шельфа и 0,003 м/км² для остального шельфа Охотского моря. На наш взгляд, при увеличении объемов геолого-разведочных работ в субдукционных бассейнах России вполне возможно увеличить удельную плотность извлекаемых ресурсов до уровня удельной плотности ресурсов бассейнов Юго-Восточной Азии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге кратко описаны основы геодинамики, в совершенствовании которых за последние годы был сделан большой шаг. Заслуга в этом принадлежит японским [76] и российским [34, 59, 61] ученым. В частности, установлено, что теория литосферных плит объясняет процессы, протекающие в тектоносфере. В нижней мантии проявляется плюм-тектоника. Еще ниже, в ядре, господствует тектоника роста. Плитотектоника, плюм-тектоника и тектоника роста связаны между собой, но различаются характером конвективных процессов. Слои D на границе нижней мантии и ядра обуславливают общемантийную конвекцию, процессы зарождения плюмов. Раздел между верхней и нижней мантией регулирует вторжение и переток плюмов из нижней мантии в верхнюю, а астеносферно-литосферный уровень является областью проявления тектоники плит. Важную роль в динамике Земли играет относительно «холодное» вещество литосферы. Его потоки могут достигать ядра. В этом случае процессы субдукции оказывают влияние на планетарную общеземную геодинамику. Эти теоретические достижения послужили базой для разработки геодинамических основ прогноза, поисков и разведки нефти и газа [25, 28, 67] и др. В частности, рассмотрена методика геодинамического анализа НГБ, описаны геодинамические критерии прогноза нефтегазоносности, показаны преимущества плитотектонического, нефтегазо-геологического районирования перед традиционным, отмечена значительная роль современной геодинамики при прогнозе, поисках залежей УВ, оценке их промышленных запасов.

Геодинамический анализ предусматривает в первую очередь выяснение истории геологического развития, разработку модели строения бассейна с помощью палеогеодинамических реконструкций плит, выделение ловушек УВ, определение условий нефтегазоаккумуляции, зон нефтегазоаккумуляции, используя тектонические, литолого-стратиграфические, геохимические и другие предпосылки нефтегазоносности. Такой подход к прогнозу и поискам нефти и газа позволяет решать задачи на всех этапах геолого-разведочного процесса — региональном, поисковом, разведочном. На региональном этапе рекомендуется построение карт нового поколения — плитотектонического, нефтегазогеологического районирования, оценки перспектив нефтегазоносности. На картах плитотектониче-

ского районирования предлагается отображать плитотектонические структуры, сыгравшие решающую роль в формировании НГБ, такие как пассивные континентальные окраины, рифты, надрифтовые депрессии, орогены столкновения, островные дуги, швы столкновения плит, активные континентальные окраины и другие с обязательным указанием возраста их формирования. На картах нефтегазогеологического районирования, в отличие от традиционных карт, отображаются мегабассейны, бассейны, суббассейны, зоны нефтегазонакопления с указанием их принадлежности к поясам нефтегазонакопления, условий и времени формирования осадочного чехла, складчатого основания, фундамента в их пределах. При этом образование фундамента, складчатого основания, переходного комплекса, осадочного чехла интерпретируется, исходя из анализа геологического развития региона. Это позволяет по-новому объяснять нефтенакопление, которое происходит не только в осадочном чехле, но и в породах фундамента, складчатого основания, переходного комплекса. Эти процессы осуществляются в разных флюидодинамических обстановках: нормальной (при преобладании гидростатического давления), аномальной (при господстве геостатического давления) и переходной от нормальной к аномальной. Карты прогноза нефтегазонакопления составляются на основе описанных построений с указанием флюидодинамических обстановок образования залежей (нормальной, аномальной, переходной). На региональном и поисковом этапах геолого-разведочных работ предлагается использовать геодинамические модели бассейна, суббассейна, зоны нефтегазонакопления для прогноза строения и состава, не вскрытого бурением разреза, выделения новых нефтеперспективных комплексов, разных типов ловушек нефти и газа, приуроченных к различным частям бассейна. На этапе разведки месторождений рекомендуется построение геодинамических моделей резервуаров нефти и газа с учетом современной геодинамики. Этот способ базируется на анализе напряженно-деформационного состояния пород. Вместо структурных выполняются построения структурно-тектонических карт с выделением зон уплотнений и разуплотнений, разломов с указанием их типов (сбросов, сдвигов, надвигов и др.).

Разработанные геодинамические критерии прогноза и поисков нефти и газа использованы на практике при построении карт плитотектонического, нефтегазогеологического районирования, оценки перспектив

нефтегазоносности территорий и акваторий России, в том числе субдукционных бассейнов Дальнего Востока и сопредельных акваторий.

Нефтегазоносные бассейны субдукционного типа образуются в областях преимущественного схождения плит, где широко проявляются зоны субдукции, на фоне которых формируются островные дуги, активные континентальные окраины, окраинные моря. Им свойственны накопление преимущественно терригенных толщ, магматизм, чередование осадочных и вулканогенных пород. Образование чехла бассейна связано: с аккрецией в глубоководном желобе; накоплением осадочных толщ в пределах террасы активной окраины и островной дуги; осадками задугового бассейна; комплексом осадков, образованных в процессе столкновения островной дуги с активной окраиной континента; комплексом осадков, накопленных в результате расчленения складчатого сооружения на блоки в заключительный этап развития, обусловленный изостатическим выравниванием литосферы. Последнее приводит к интенсивному вертикальному расчленению бассейна, формированию грабенов и эпиграбеновых прогибов. Чехол бассейна чаще всего подстилается складчатым основанием, образованным в результате смятия чехла, накопившегося в предыдущий цикл геодинамической эволюции. Смятие чехла и его преобразование в складчатое основание обусловлены погружением слэбов в зонах субдукции, конвергенцией и столкновением плит. Под складчатым основанием иногда (в случае наличия энсиалических островных дуг, микроконтинентов, террейнов) встречается кристаллический фундамент. В некоторых случаях (в глубоководных котловинах) чехол залегает на океаническом фундаменте. Для бассейнов субдукционного типа характерно: 1 — образование протяженных узких прогибов и грабенов вдоль активных окраин континентов с более грубыми мелководными породами на крыле, прилегающем к континенту, и более глубоководными флишевыми отложениями в удалении от него (ранний этап); 2 — сжатие удаленного от континента крыла бассейна, перекрытие его надвигами, состоящими из пород островной дуги (средний этап); 3 — формирование наложенных грабенов в период изостазии (заключительный этап). Высокий тепловой поток, существовавший в ранний этап, способствует формированию преимущественно газовых скоплений. Столкновение же осадочных террас континентальной окраины и островной дуги, последующая изостазия приводят к трансформации структурного плана бассейна, переформированию залежей, сохранению скоплений УВ либо их разрушению.

Субдукционный тип бассейнов хорошо изучен в странах Юго-Восточной Азии, где в эоцен-плейстоценовых отложениях выявлено более 600 месторождений нефти и газа, в том числе 20 крупных и гигантских по запасам. Российские бассейны во многом сходны с ними, но недостаточно изучены по сравнению с бассейнами Юго-Восточной Азии. Это позволяет надеяться на увеличение УВ-потенциала субдукционных бассейнов России по мере нарастания объемов геолого-разведочных работ.

Основой оценки перспектив нефтегазоносности субдукционных бассейнов восточной части России послужила переинтерпретация геологического строения региона, которая базировалась на: 1 — палеогеодинамических реконструкциях; 2 — плитотектоническом районировании региона и отдельных НГБ; 3 — разработке модели геологического строения и геодинамической эволюции каждого НГБ или ПНГБ. В результате плитотектонического районирования Дальнего Востока России и сопредельных акваторий установлено, что этот регион включает части Северо-Американской, Евразийской, Амурской, Тихоокеанской плит и Охотоморскую плиту, граничащие друг с другом по трансформным и конвергентным швам. В пределах региона имеется широкий спектр плитотектонических структур разного ранга. Это островные дуги, активные континентальные палеоокраины, палеомикроконтиненты, аккреционные призмы, террейны и другие. Показано, что НГБ и ПНГБ региона образовались за счет позднепалеозой-юрского пассивно-окаинного, неокомского островодужного, апт-раннеальбского коллизионного, позднеальб-сенонского активно-окаинного, маастрихт-раннеэоценового обдукционного, среднеэоцен-раннемиоценового окаинно-морского и среднемиоцен-четвертичного деструктивного этапов развития. При нефтегазогеологическом районировании выделено 20 бассейнов, среди которых 6 нефтегазоносных и 14 потенциально нефтегазоносных. В пределах Дальневосточного региона преобладают бассейны субдукционной группы. Среди них выделены бассейны и суббассейны: 1 — активных континентальных палеоокаин; 2 — островных дуг; 3 — окаинных морей и океанических котловин. В бассейнах активных континентальных палеоокаин, в свою очередь, выделены суббассейны: 1 — фронтальных террас перед вулканическим поясом; 2 — межгорных прогибов; 3 — грабенов на складчатых комплексах активной континентальной палеоокаин. В пределах бассейнов остро-

вных дуг различаются суббассейны: 1 — преддуговых террас; 2 — тыльно-дуговых террас; 3 — междуговых прогибов.

С учетом изложенного оценены перспективы нефтегазоносности 20 НГБ и ПНГБ. Для каждого из них описаны нефтематеринские толщи, природные резервуары, нефтегазоносность (нефтегазоносные комплексы, месторождения нефти и газа, зоны нефтегазонакопления) и даны рекомендации по корректировке ресурсов и запасов нефти и газа, исходя из геодинамических моделей строения и нефтегазогеологического районирования Дальнего Востока и сопредельных акваторий. Основные перспективы нефтегазоносности Дальнего Востока и сопредельных акваторий связываются с олигоцен-миоценовыми отложениями преддуговой террасы островодужного Северо-Восточно-Сахалинского НГБ, в меньшей мере — с эоцен-миоценовыми породами задуговой террасы островодужного Западно-Камчатского ГНБ, с миоценовыми образованиями грабенов Анадырского НГБ активной континентальной палеоокраины и верхнеюрско-меловыми породами Верхне-Буреинского ГНБ трансформированной пассивной континентальной палеоокраины. Резервом для поисков залежей нефти и газа являются палеоген-неогеновые комплексы бассейнов окраинных морей и, в первую очередь, Охотского моря. На шельфах Берингова моря перспективные зоны выделены в пределах Восточно-Анадырского и Углового суббассейнов (см. рис. 70).

Дальнейшее изучение субдукционных бассейнов России, на наш взгляд, должно быть нацелено на углубленное познание механизма их формирования, т.е. определение тектонической природы накопления осадочного чехла, образования переходного комплекса, складчатого основания, фундамента, установление их стратиграфического интервала в разрезе бассейна; выяснение особенностей образования природных резервуаров, флюидодинамических обстановок (нормальной, аномальной, переходной), условий нефтегазонакопления для каждого из упомянутых комплексов; сравнение моделей геологического строения и условий нефтегазонакопления в субдукционных бассейнах России с моделями строения бассейнов Юго-Восточной Азии; переоценку ресурсов УВ субдукционных бассейнов Дальнего Востока России с учетом предложенных геодинамических моделей строения бассейнов и нефтегазогеологического районирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абидов А.А.* Нефтегазоносность литосферных плит. — Ташкент: Фан, 1994. — 128 с.
2. *Авдейко Г.П.* Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Г.П.Авдейко, Ю.М.Берлин, Н.А.Богданов и др. — М.: ИЛОВМ РАН, 2000. — 193 с.
3. *Арешев Е.Г.* Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии: Дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. — М., 2001. — 304 с.
4. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. — М.: Недра, 1988. — 213 с.
5. *Борукаев Ч.Б.* Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока / Ч.Б. Борукаев, Б.А.Наталин // Геология и геофизика. — 1994. — Т.35. — № 7-8. — С.89-93.
6. *Буряк В.А.* Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительный анализ) / В.А.Буряк, Ю.И.Бакулин, В.Я.Беспалов, А.А.Врублевский и др. — Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, 1998 — 282 с.
7. *Васильев Б.И.* Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана/ Б.И.Васильев, К.И.Сигова, А.И.Обжиров, И.В.Югов. — Владивосток: Дальнаука, 2001. — 309 — С.15.
8. *Варнавский В.Г.* Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин (на примере Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану). — М.: Наука, 1994. — 207 с.
9. *Гаврилов В.П.* Геодинамика и нефтегазоносность Арктики /В.П.Гаврилов, Ю.Ф.Федоровский, Ю.А.Тронов и др. / Под ред. В.П.Гаврилова. — М.: Недра, 1993. — 329 с.
10. *Гаврилов В.П.* Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере // Геология нефти и газа. — 1989. — №1. — С.1-8.
11. *Геодинамические модели* некоторых нефтегазоносных и рудных районов / Под ред. Н.В.Межеловского, Д.И.Мусатова. — Л.: ВСЕГЕИ, 1987. — 118 с.
12. *Геодинамические основы* прогнозирования нефтегазоносности недр// Тез. докл. Всесоюзн. Сопредельных регионов (сопоставительный анализ) / В.А.Буряк, Ю.И.Бакулин, В.Я.Беспалов, А.А.Врублевский и др. — Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, 1998 — 282 с.

13. *Геология и геодинамика нефтегазоносных территорий юга СССР* / Под ред. С.П.Максимова, К.А.Клещева, В.С.Шейна. — М.: Недра, 1986. — 230 с.
14. *Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа*. — М.: Научный мир, 1997. — 198 с.
15. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника северо-западной части Тихого океана. — М.: Наука, 1983. — 170 с.
16. *Голубев В.М.* Геология дна, геодинамика и нефтегазоносность Беринговоморского региона. — СПб.: Недра, 1994. — 125 с.
17. *Злобин Т.К.* Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северно-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). — Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. — 98 с.
18. *Зоненшайн Л.П.* Введение в геодинамику / Л.П.Зоненшайн., Д.А Савостин — М.: Недра, 1979. — 311 с.
19. *Зоненшайн Л.П.* Палеогеодинамика / Л.П.Зоненшайн., М.И.Кузьмин, — М.: Наука, 1993. — 192 с.
20. *Зоненшайн Л.П.* Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2-х кн. / Л.П.Зоненшайн., М.И.Кузьмин, Л.М.Натапов — М.: Недра, 1990.
21. *Зорина Ю.Г.* Тектоническое районирование западной части Тихоокеанского подвижного пояса в связи с нефтегазоносностью / Ю.Г.Зорина, Р.Д.Родникова // Тектоника и нефтегазоносность континентальных окраин и окраинных морей Атлантического, Тихого и Индийского океанов // Сб. науч.тр.— Л.: НИИГА.— 1980. — С.133-139.
22. *Игнатова В.А.* Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Автореф. дисс...канд. геол.-мин.наук. — М., 2002. — 41 с.
23. *Игнатова В.А.* Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока России // Геодинамика нефтегазоносных бассейнов. — М.: Изд-во РГУНГ им. И.М.Губкина, 2005.
24. *Кириллова Г.Л.* Типы кайнозойских осадочных бассейнов активной континентальной окраины Восточной Азии // Тихоокеанская геология.— 1992.— № 5.— С.19-38.
25. *Клещев К.А.* Геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа / К.А.Клещев, А.И.Петров, В.С.Шейн. / Тр. ВНИГНИ. — М.: Недра, 1995. — 285 с.

26. Клещев К.А. Геодинамика и основные направления регионального изучения нефтегазоносных бассейнов России / К.А.Клещев, В.С.Шеин, Д.А.Астафьев, К.О.Соборнов, М.М.Богданов, К.Н.Кравченко — М.: ВНИГНИ, 1998. — С.3-24.9.25.

27. Клещев К.А. Геодинамика нефтегазоносных бассейнов (нефтегаз. геол. и геофизика: Обзор/ВНИИОЭНГ). — М., 1986. — 50 с.

28. Клещев К.А. Геодинамические основы прогноза и поисков нефти и газа и их внедрение в практику геологоразведочных работ /К.А. Клещев, В.С.Шеин, В.Е.Хаин, А.А.Ковалев, С.А.Ушаков, Б.А.Соколов, Е.В.Кучерук, В.П.Гаврилов, Л.П.Зоненшайн, О.Г.Сорохтин — М.: ВИЭМС, 1990. — 51 с.

29. Клещев К.А. Плитотектонические модели нефтегазоносных бассейнов России / К.А.Клещев, В.С.Шеин // Геология нефти и газа. — 2004. — № 4. — С.23-43.

30. Клещев К.А. Проект развития региональных работ на нефть и газ в России на 1997-2001 гг. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. —1997. — № 1.

31. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. — М.: Недра, 1985. — 223 с.

32. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. — М.: Наука, 1989. —168 с.

33. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга — континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. — 1999. — № 5. — С.15-34.

34. Лобковский Л.И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л.И.Лобковский А.М.Никишин., В.Е.Хаин. — М.: Научный мир, 2004. — 612 с.

35. Максимов С.П. Тектоника плит — теоретическая основа научного прогресса в геологии нефти и газа / С.П.Максимов, В.С.Шеин //Геология нефти и газа. — 1986. — № 9. — С.3-14.

36. Маргулис Л.С. Секвенс-стратиграфия и нефтегазоносность Охотоморского региона: Автореф. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — СПб., 2002. — 50 с.

37. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии (корреляция времени проявления тектонических движений и магматизма) / Под ред. В.П.Зинкевича — М.: Недра, 1983. — 231 с.

38. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины // Тр. ГИН. — М.: Наука, 1988. — Вып. 434. — 216 с.

39. Методические рекомендации по проведению комплексных геодинамических, геолого-геофизических исследований и обоснованию мест заложения глубоких и сверхглубоких скважин в нефтегазоносных бассейнах СССР. — М.: ВНИГНИ, 1990. — 72 с.

40. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. — М.: Наука, 1984. — 136 с.

41. Нефтегазоносность осадочных бассейнов северо-западной части Тихоокеанского пояса / Под ред. Ю.К.Бурлина — М.: Изд-во МГУ. — 1991. — 112 с.

42. Нефтегазоносность северо-востока Азии. — М.: Изд-во ИГиРГИ. 1997. — 260 с.

43. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности / Под ред. Ю.С.Воронкова. — Л.: Недра, 1987. — 263 с.

44. Парфенов Л.М. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления / Л.М.Парфенов, У. Дж.Ноклеберг, Дж. У.Х.Монгер, И.О.Нортон и др. // Геология и геофизика. — 1999. — Т.40. — № 11. — С. 1563–1574.

45. Петров А.И. Геодинамическая модель резервуара с кремнисто-глинистым коллектором / А.И.Петров, В.С. Шеин // Геология нефти и газа. — 1999. — № 9-10. — С.7-14.

46. Петров А.И. О необходимости учета современной геодинамики при оценке и пересчете промышленных запасов нефти и газа / А.И.Петров, В.С.Шеин // Геология нефти и газа. — 2001. — № 3. — С.6-14.

47. Петров А.И. Современная геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа / А.И.Петров, В.С. Шеин. — М.: ВНИГНИ, 1998. — С.24-42.

48. Современная геодинамика и нефтегазоносность / Отв. ред. Н.А.Крылов, В.А.Сидоров — М.: Наука, 1989.

49. Соколов Б.А. Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр. — М.: Недра, 1984. — 168 с.

50. Сорохтин О.Г. Геодинамика, геофизика океана. — М.: Наука, 1979. — Т.2. — 416 с.

51. *Ставский А.П.* Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит / А.П.Ставский, В.Д.Чехович, М.В.Кононов, Л.П.Зоненшайн и др. // Геотектоника. — 1988. — № 6. — С.32-42.

52. *Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса* / Сост. И.И.Тютрин, В.М.Дуничев — М.: Недра. — 1985. — 174 с.

53. *Тихоокеанская окраина Азии. Геология* / Ред. коллегия: П.В.Маркевич, А.И.Ханчук, В.И.Шульдинер — М.: Наука, 1989. — 269 с.

54. *Троцюк В.Я.* Прогноз нефтегазоносности акваторий. — М.: Недра, 1982. — 200 с.

55. *Тютрин И.И.* Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса / И.И.Тютрин, В.М.Дуничев — М.: Недра, 1985. — 174 с.

56. *Ушаков С.А.* Геофизический анализ литосферы Земли / С.А.Ушаков, Ю.И.Галушкин // Физика Земли, — ВИНТИ, 1983. — Т.7. — 226 с.

57. *Ушаков С.А.* Дрейф континентов и климат Земли / С.А.Ушаков, Н.А.Ясаманов — М.: Наука, 1984. — 205 с.

58. *Филатова Н.И.* Особенности эволюции активных континентальных окраин Земли в интервале 120-85 млн лет // Докл. АН СССР. — 1996. — Т.351. — № 5. — С.667-669.

59. *Хаин В.Е.* Геотектоника с основами геодинамики / В.Е.Хаин, М.Г.Ломизе — М.: Изд-во КДУ, 2005. — 560 с.

60. *Хаин В.Е.* Глобальные закономерности нефтегазонакопления: современное состояние проблемы / Глобальные тектонические закономерности нефтегазонакопления. — М.: Наука, 1985. — С.5-14.

61. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). — М.: Научный мир, 2001. — 606 с.

62. *Харахинов В.В.* Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / В.В.Харахинов, И.К.Туезов, А.Г.Родников, В.А.Бабошина и др. — М.: Национальный геофизический комитет РАН, 1996. — 337 с.

63. *Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. — Оха-на-Сахалине, 1998. — 77 с.

64. *Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. — М.: Наука, 1993. — 272 с.

65. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии / Тр. ГИН РАН. — М.: Наука, 1992. — Вып. 472. — 163 с.

66. Шеин В.С. Геодинамическая модель нефтегазоносных территорий юга СССР // Сов. геология. — 1985. — № 2. — С. 64-77.

67. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. — М: ВНИГНИ, 2006. — 776 с.

68. Шеин В.С. Изучение геологии и геодинамики нефтегазоносных бассейнов / Геология нефти и газа. — 1993. — № 7. — С.17-27.

69. Шеин В.С. Новые теоретические предпосылки оценки перспектив нефтегазоносности / В.С.Шеин, К.А.Клещев — (нефтегаз. геол. и геофизика: Обзор/ВНИИОЭНГ). — М.,1984. — 58 с.

70. Шеин В.С. Первый международный симпозиум «Геодинамическая эволюция осадочных бассейнов» / В.С.Шеин, И.И.Сидоров, И.И. Скворцов, Ф.Рур // Геология нефти и газа. — 1993. — № 9. — С.37-40.

71. Шеин В.С. Схема плитотектоники и нефтегазогеологическое районирование Прикаспийской впадины / В.С.Шеин, В.В.Пайразян, А.А.Размышляев // Поиски месторождений нефти и газа/ Под ред. Г.А.Габриэлянца. — М.:ВНИГНИ, 1989. — С. 28-41.

72. Шеин В.С. Тектоническая природа фундамента и предчехольного (переходного) комплекса с позиций теории тектоники плит // Геология нефти и газа. — 1985. — № 11. — С.20-27.

73. Шеин В.С. Условия нефтегазонакопления на платформах и в складчатых областях (с позиций теории тектоники плит) / В.С. Шеин, К.А.Клещев // Геология нефти и газа. — 1984.— № 3. — С.20-29.

74. Шульдинер В.И. Фундамент тихоокеанских активных окраин В.И.Шульдинер, С.В.Высоцкий, А.И.Ханчук— М.: Наука, 1987.— 208 с.

75. *Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins. Edition technic/ Paris, 1996 — 446 p.*

76. *Maruyama Sh. Plum tectonics // Geolog. Soc. Japan. — 1994. — Vol. 100. — № 1. — P.24-49.*

**Василий Степанович Шеин,
Вера Анатольевна Игнатова**

**ГЕОДИНАМИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Редактор: *О.И.Будянская*
Компьютерная графика: *Т.Н. Аверчива, О.В. Боровкова*
Компьютерная верстка: *О.В. Боровкова*

Подписано в печать с оригинал-макета 09.04.2007

Формат 70х100 1/16. Гарнитура "Academy"

Печ.л. 18,5

Тираж 500 экз.

Заказ № 7148

Отпечатано в ФГУП Издательство «Известия»
Управления делами Президента РФ
127994, ГСП-4, Москва, К-6, Пушкинская пл., д.5