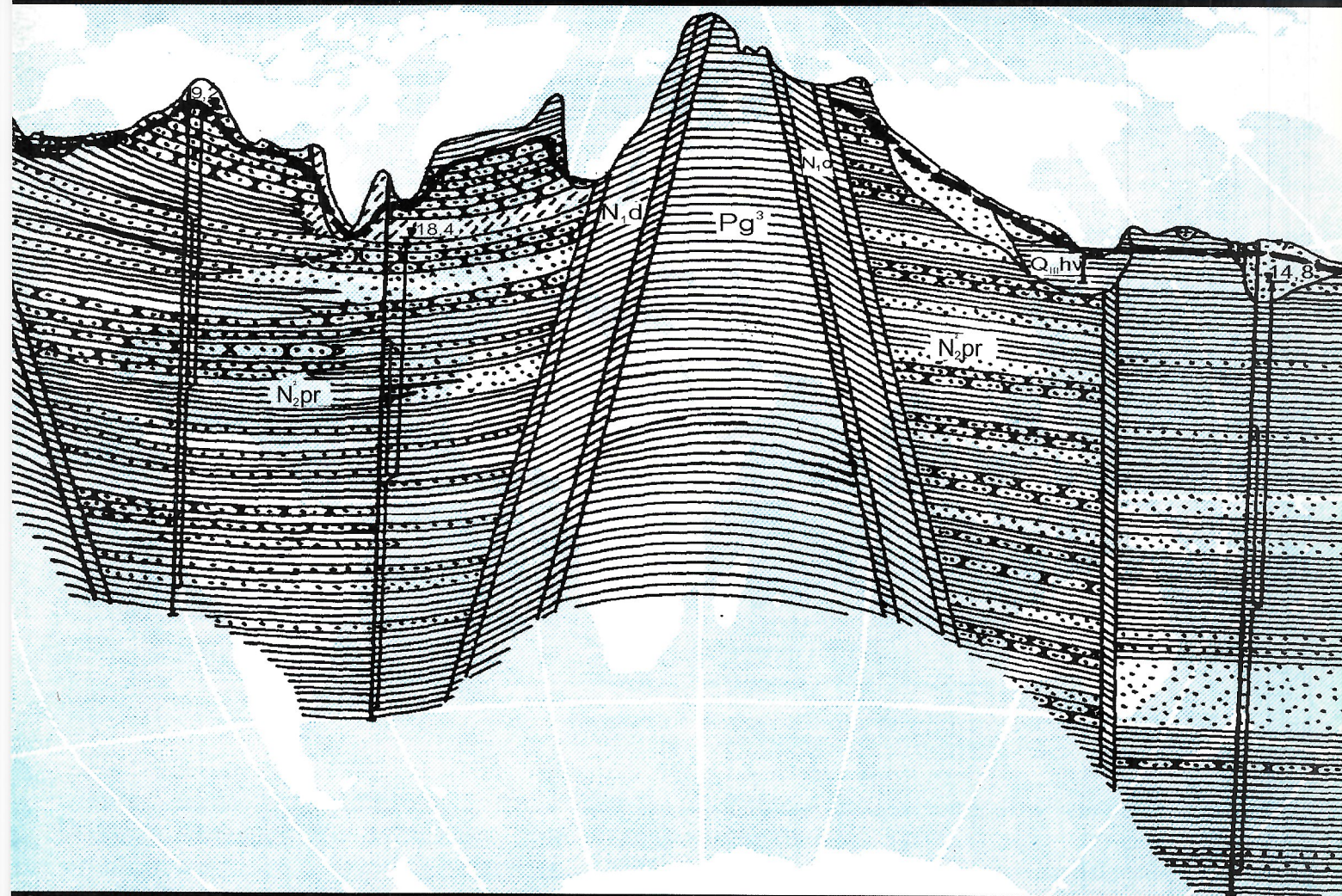


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



3/2001

ПРОИСХОЖДЕНИЕ УРАЛА

АЛМАЗОНОСНОСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

**АПШЕРОНСКАЯ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННАЯ
ГЕОЭКОНОМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА**

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2001

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

Бюро: *И.Ф.Глумов, Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора), *В.А.Ерхов, В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев, Н.В.Милетенко, Л.В.Оганесян* (зам. главного редактора), *М.В.Рогачева* (отв. секретарь), *А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин* (зам. главного редактора), *Б.А.Соколов, В.И.Старостин, А.А.Шпак*

Редсовет: *А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян* (председатель редсовета), *В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, И.С.Грамберг, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, А.Б.Каждан, М.М.Константинов, Т.Н.Корень, Л.И.Красный, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, В.М.Питерский, В.Ф.Рогов, Е.И.Семенов, В.В.Семенович, В.С.Сурков, В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Кравченко К.Н.

Об онтогенетическом сходстве нефтегазоносного мегавала Барроу с уникальными месторождениями Аляски и высокоперспективной на нефть антеклизой Франца-Иосифа в Баренцевом море

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Малов Н.Д.

Алмазоносность восточной части Балтийского щита и его южного склона.

Афанасов М.Н., Николаев В.А., Орлова М.Т., Якобсон К.Э.

Первая находка минералов-спутников алмаза в рифейских отложениях Ладожского грабена.

Юшманов Ю.П.

Структурный контроль золотого оруденения Соболиного рудного узла в Центральном Сихотэ-Алине

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Белый В.Ф.

Структура и развитие Канадско-Колымского сектора Тихоокеанского подвижного пояса.

Лёвин Ф.Д., Фомин В.И.

Происхождение современных Уральских гор

Чибрикова Е.В., Олли В.А.

Кембрийские и нижнеордовикские отложения Южного Урала.

Загородных В.А.

Стратиграфия и полезные ископаемые четвертичных отложений Калининградской области

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Романов В.А.

Потоки рассеяния и геохимический баланс вещества. 56

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Айзберг Р.Е., Бескопыльный В.Н., Старчик Т.А., Цекоева Т.Х.

Геодинамические условия проявления позднедевонского магматизма Припятской зоны рифтогенеза 61

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Юбко В.М., Мельников М.Е., Лыгина Т.И.

Условия локализации, строение и возраст кобальтоносных железомарганцевых корок на подводных горах. 66

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Алекперов А.Б.

Закономерности развития гидродинамических процессов в зоне активного водообмена Апшеронской природно-техногенной системы 71

ДИСКУССИЯ

Лихачев А.П.

О происхождении загадочных структур Бушвельдского комплекса, именуемых «рытвинами» 75

Памяти Александры Федоровны Якушовой 81

Памяти Евгения Михайловича Лазько 82

Памяти Леонида Федоровича Борисенко 84

К 90-летию Сурена Амбарцумовича Мовсисяна

Редакция: *Р.В.Добровольская, М.В.Рогачева*
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Подписано в печать 30.05.2001. Формат 60 x 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз. Зак. 2402.

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано в ГУП Экспериментальная типография.
103051 Москва, Цветной бульвар, 30

Об онтогенетическом нефтяном сходстве мегавала Барроу с уникальными месторождениями Аляски и высокоперспективной на нефть антеклизой Франца-Иосифа в Баренцевом море

К.Н.КРАВЧЕНКО (ВНИГНИ)

Выполнен сравнительный анализ размещения уникальных скоплений нафтидов российской Арктики и Аляски, строение и проблема нефтегазоносности двух рассматриваемых элементов которых освещена во многих работах (Андреева Н.А., 1998; Безруков В.М., 1997; Верба М.Л., Матвеев Ю.И., Сакулина Т.С., Телегин Л.Н., Евдокимова Н.К., 1999; Геология СССР, т. XXVI. Острова Советской Арктики, 1970; Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Сеходанов В.А., Армишев А.М., 1985; Грамберг И.С., Погребницкий Ю.Е. и др., 1984, 1988; Дибнер В.Д., 1957; Качурина Н.В., Шкатов Е.П., Андреева Н.А., 1999; Грантц А., Мей С.Д., 1984; Клещев К.А., Кравченко К.Н., Шеин В.С., Дидура В.И., Иванова О.В., 1998; Клубов Б.А., Винокуров И.Ю., Безруков В.М., Гарибян Е.В., Рогозина Е.А., Таннинская Н.В., Шкатов Е.П., 1997—1999; Кравченко К.Н., 1994—1999; Павленкин А.Д., Поселов В.А., Буценко В.В., 1996; Пирожников Л.П., 1965; Преображенская Э.Н., Школа И.В., Сергеев Д.В., Можаяев О.В., 1985; Рекант П.В., 1995; Старк А.Г., Шкатов Е.П., Кузнецова Л.А., 1999; Супруненко О.И., Евдокимова Н.К., Школа И.В., Бро Е.Г., Дибнер В.Д., Макарьев А.А., Столбов Н.М., Устинов Н.В., 1998; Черевко Н.К., 1997, 1999; Хобот М.Р., 1994; Attanasi E.D., Bird K.J., Mast R.F., 1993; Bird K.J., Magoon L.B., 1987; Bird K.J., 1994; Bushnell H., 1981; Carman G.J., Hardwick P., 1982; Dibner V.D., Bro E.G., Preobrazhenskaya E.N., Pchelina T.M., Shkola I.V., 1994; Embry F., 1994; Gryc G., 1988; Huffman A.C., 1985; Thurston D.K., Theiss L.A., 1987; Sherwood K.W., 1998 и др.), [1—15].

Одна из важнейших их особенностей — близкое сходство нафтидогеологической позиции наиболее богатого в Америке нефтеносного региона, расположенного на мегавалу Барроу (с уникальными месторождениями нефти Прадхо-Бей и высоковязких нефтей Угну и Западный Сак*), и высокоперспективной на нефть антеклизой Франца-Иосифа в российской части Баренцева моря. Оба элемента (Барроу — рис. 1, 2 и Франца-Иосифа — рис. 3, 4) — крупные пограничные с океаном окраинно-континентальные поднятия, расположенные на вершинах склонов бассейнов, аккумулирующие значительную часть отеснявшихся сюда из средин на окраины нефтегазоносных бассейнов (НГБ) жидких углеводородов (УВ). К вершинам и присводовым частям обоих поднятий выклинивается значительная, в основном, нижняя (палеозойская) часть нефтегазоносного и перспективного осадочного чехла.

В обоих случаях в наиболее благоприятных для крупномасштабного нефтенакпления условиях оказываются погруженные восточные периклинали, опускания мегавала Барроу и антеклизы Франца-Иосифа с оптимальными условиями сохранности УВ скоплений в отличие от привершинных частей поднятий с ненадежным захоронением

скоплений из-за приближенного к поверхности залегания фундамента.

Близки диапазоны нефтегазоносности, установленный на мегавале Барроу и ожидаемый на антеклизе Франца-Иосифа. На первом он охватывает триас—карбон и распространен вверх по колонке до нижнего мела. На второй наиболее перспективны триасовые и подстилающие палеозойские отложения (рис. 5). Следует отметить, что при этом сходстве условий нефтенакпления Восточно-Баренцевский НГБ отличается от таковой НГБ арктического склона Аляски лучшими условиями крупномасштабного газонакопления, связанного со срединными при- и надглубоководнищевыми (наддепоцентрными) частями бассейнов (Кравченко К.Н., Бурлин Ю.К., Шеин В.С., Иванова О.В., 1999). Установленное в центральной и ожидаемое в северной и северо-восточной частях Восточно-Баренцевского нафтидного бассейна открытие уникальных и гигантских газоконденсатных месторождений (Штокманское, Ледовое и др.) предопределено двумя обстоятельствами: развитием надежной верхнеюрской покрывки баженитового типа, ограничивающей вертикальный сквозьрезервуарный прорыв огромного избыточного количества нижнего, высокотемпературного газа с больших глубин; наличием благоприятных емких плакантиклинальных ловушек на поднятых элементах, в частности, седловинах и перемычках, аккумулировавших латерально поднимающиеся сюда из сверхглубоких и глубоких дний газоконденсатные флюиды.

В НГБ арктического склона Аляски большая часть нижнего газа была, по-видимому, потеряна из-за плохой сохранности скоплений в середине бассейна, имеющей сложную складчато-надвиговую структуру, сорванную с основания, отличающуюся дефицитом надежных покрывок в верхней части чехла и благоприятных запечатанных ловушек. Антеклиза Франца-Иосифа обычно не рассматривалась в качестве высокоперспективной на нефть и газ элемента. Однако общая нафтидная позиция антеклизы и результаты бурения трех параметрических скважин в ее пределах показывают, что она может оказаться одним из наиболее благоприятных элементов для крупномасштабного нефтенакпления в арктических акваториях России (Клещев К.А., Кравченко К.Н., Шеин В.С., Дидура В.И., Иванова О.В., 1998; Клубов Б.А. и др., 1997—1999; Кравченко К.Н., 1994—1999; Пирожников Л.П., 1965; Супруненко О.И., Евдокимова Н.К., Школа И.В., Бро Е.Г., Дибнер В.Д., Макарьев А.А., Столбов Н.М., Устинов Н.В., 1998), [3—6, 8]. Излагаемая ниже трактовка строения, оценки перспектив нефтегазоносности и направлений дальнейших работ основана на крайне ограниченном, имеющемся в настоящее время фактическом материале и в значительной мере предположительна.

Антеклиза окаймлена зонами опускания, служившими очагами генерации УВ: глубоко погруженным (13—15 км до поверхности фундамента) южным (Северо-Баренцевским, Северо-Восточно-Баренцевским), с существенной ролью высокотемпературного нижнего газа и газоконденсата, вытесняющего нефть в сторону антеклизы; умеренно погруженными (6—9 км) западным (Франц-Виктория),

* По данным американских геологов, начальные извлекаемые запасы УВ месторождения Прадхо Бей составляют: нефти 1,6 млрд.т, газа 1,2 трлн.т, главным образом в триасовых отложениях свиты седлерочит. Оценка запасов высоковязких нефтей в верхнемеловых—кайнозойских отложениях свиты сагаванирктотк составляют на месторождениях Западный Сак 2,4—3,2 млрд.т, Угну 0,9—2,4 млрд.т.

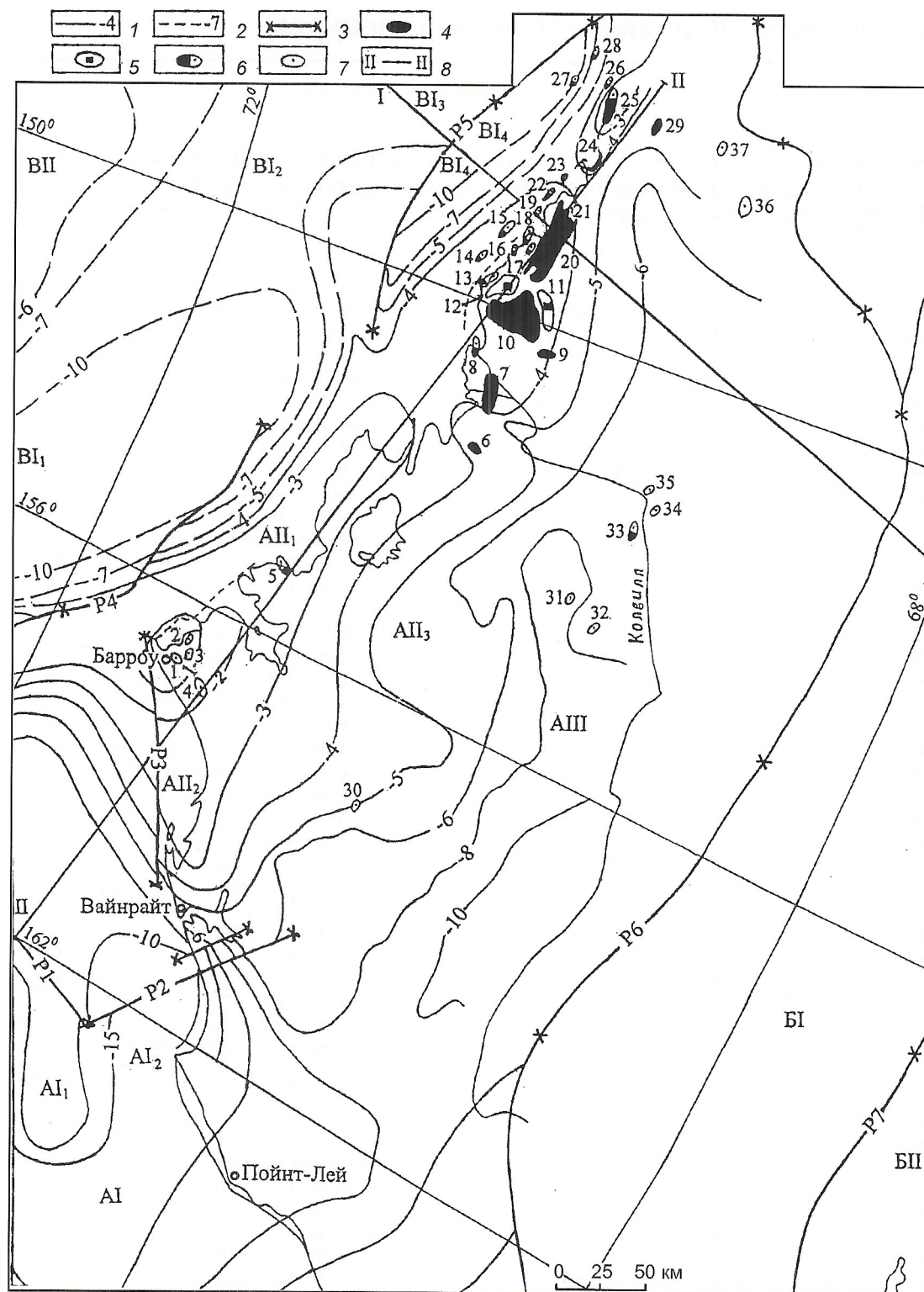


Рис. 1. Структурная схема поверхности фундамента и размещение месторождений нефти и газа на Аляске:

изогипсы поверхности фундамента, км: 1 — на континентальной земной коре допалеозойской и допозднедевонской консолидации, 2 — на океанской земной коре юрско-меловой консолидации; 3 — разрывы; месторождения: 4 — невысоковязкой нефти, 5 — высоковязкой нефти, 6 — нефти и газа, 7 — газа; 8 — геологические профили; пикетажные региональные структуры: на континентальной земной коре: А — Восточно-Чукотско-Северо-Аляскинская плита: А1 — Восточно-Чукотская впадина (группа рифтов): А1₁ — вал Даймонд, А1₂ — прогиб Уэйнрайт; Северо-Аляскинская группа структур: АП — платформенный регион Арктической Аляски: АП₁ — мегавал Барроу, АП₂ — вал Перд, АП₃ — моноклинал Северная Аляски; АП₃ — краевой прогиб Колвилл; Центрально-Аляскинская орогенная складчатая область: Б1 — мегантиклинорий Брукса, БП — прогиб Кобук; окраинно-океанические прогибы континентального склона и подножья: В1₁ — прогиб Нувук, В1₂ — перемычка Нувук-Калдовик, В1₃ — прогиб Калдовик, В1₄ — прогиб Динкум, ВП — Канадский глубоководный океанический бассейн; разрывы: Р1 — Даймонд, Р2 — Уэйнрайт, Р3 — Барроу, Р4 — Барроу-Нувук, Р5 — Динкум, Р6 — Северо-Бруксовский, Р7 — Южно-Бруксовский; месторождения нефти и газа: 1 — Южное Барроу, 2 — Восточное Барроу, 3 — Сикулик, 4 — Валакпа, 5 — Симпсон, 6 — Фиш Крик, 7 — Альпайн, 8 — Колвилл Дельта, 9 — Тарн, 10 — Купарук Ривер, 11 — Западный Сак, 12 — Угн, 13 — Милн Пойнт, 14 — Сандпайпер, 15 — Сил Айленд, 16 — Гвидир Бей, 17 — Северное Прадхо, 18 — Пойнт Мак Интейр, 19 — Ниакук, 20 — Прадхо Бей, 21 — Лисберн, 22 — Эндикот, 23 — Терн Айленд, 24 — Бадами, 25 — Пойнт Томсон, 26 — Флексмэн Айленд, 27 — Хаммерхинд, 28 — Кувлум, 29 — Саурдоо, 30 — Миид, 31 — Сквер Лейк, 32 — Вольф Крик, 33 — Умиат, 34 — Восточный Умиат, 35 — Губик, 36 — Кемик, 37 — Кевик



Л — мегантиклинорий Брукса; Чукотско-Северо-Аляснская плита. *II* — Коллидский краевой прогиб, *III* — мегавал Барроу; *IV* — Канадский бассейн, море Бофорга; *б*: Чукотско-Северо-Аляснская плита; *1* — Восточно-Чукотская впадина, *II* — мегавал Барроу; *1* — геологические границы; *2* — разрывы; консолидированная земная кора; *3* — континентальная, *4* — океанская; *5* — вода; залежи: *б* — нефти, *7* — нефти и газа, *8* — газа; *9* — пробуренные скважины; положение профилей см. рис. 1

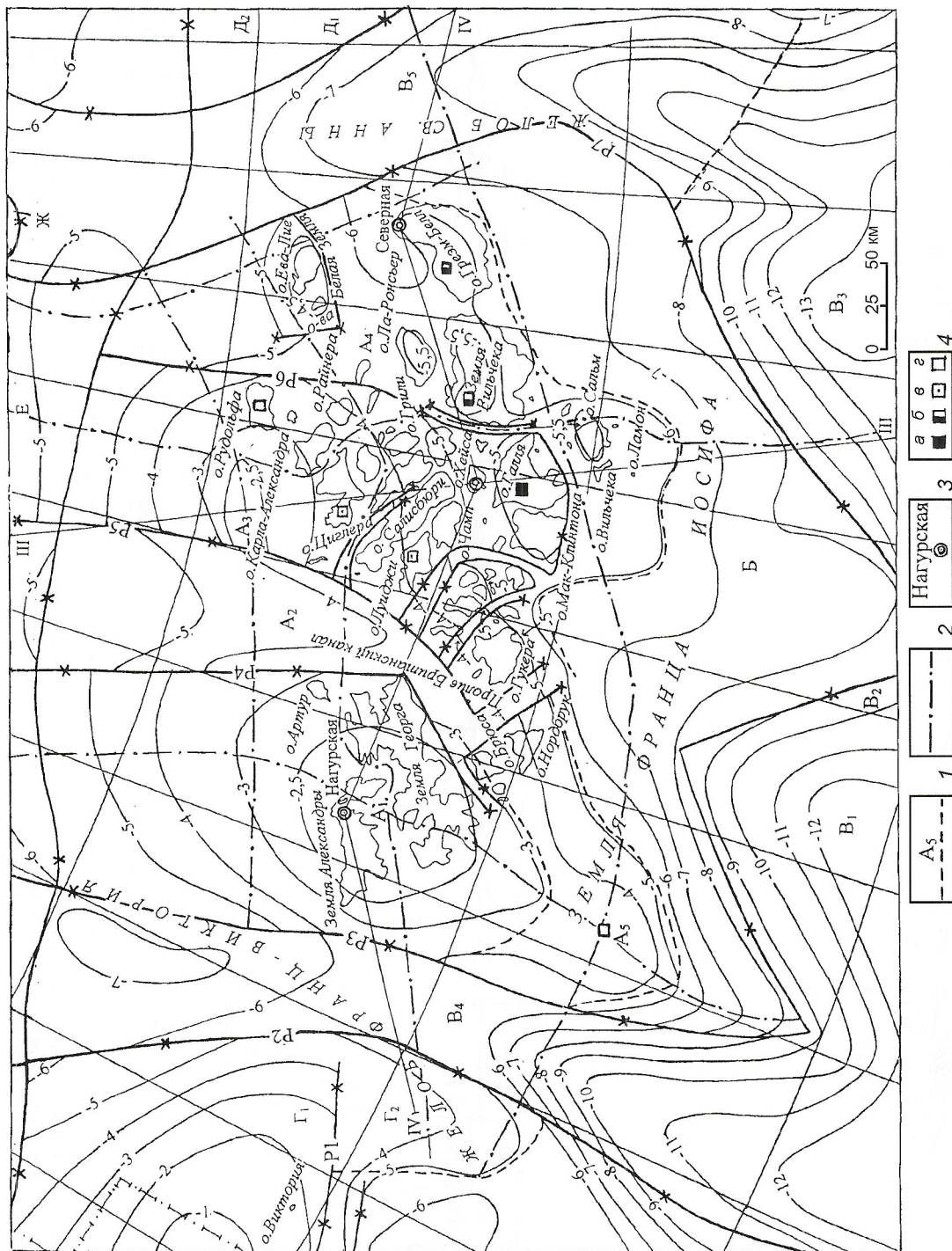


Рис. 3. Структурная схема антеклизы Франца-Иосифа по поверхности позднелерозойского фундамента:

1 — внедрившиеся границы региональных структур; 2 — рекомендуемые комплексные региональные геофизические профили; 3-4 — параметрические скважины; 3 — пробуренные, 4 — рекомендуемые, ориентировочное размещение (первоочередные); а — основная, б — альтернативные; в — второй очереди, г — третьей очереди; 2 — геологические структуры: *Восточно-Баренцевская суббассейн*; антеклизы Франца-Иосифа: А₁ — Нагурское поднятие, А₂ — грабен Британского канала, А₃ — Прихейсово поднятие, А₄ — Грем-Белльская перекладина, А₅ — вал Пингетина, Б — Вильчевская впадина (группа рифтов); В₁ — Северо-Баренцевская впадина (группа рифтов), В₂ — Горбовская перекладина, В₃ — Северо-Восточно-Баренцевская впадина (группа рифтов), В₄ — грабен Франц-Викторий, В₅ — грабен Святой Анны; *Западно-Баренцевская суббассейн*; Г₁ — Восточный массив Северо-Восточной Земли, Г₂ — Южно-Викторийская перекладина, *Северо-Карская суббассейн*; Д₁ — моноклинал Северо-Западный Визе, Д₂ — Свод Визе-Ушакова, Е — *Северобаренцевско-Северо-Земельский континентальный склон*, Ж — Арктический глубоководный океанский бассейн (*Евразийский бассейн*) — Нансенская котловина (галассоплен); разрывы: Р₁ — Валенберга, Р₂ — точно-Прихейсовский, Р₃ — Восточный Франц-Викторий, Р₄ — Западный Франц-Викторий, Р₅ — Восточный Британского канала, Р₆ — Восточно-Баренцевский, Р₇ — Западный Святой Анны, Р₈ — Восточный Святой Анны; остальные условные обозн. см. рис. 1

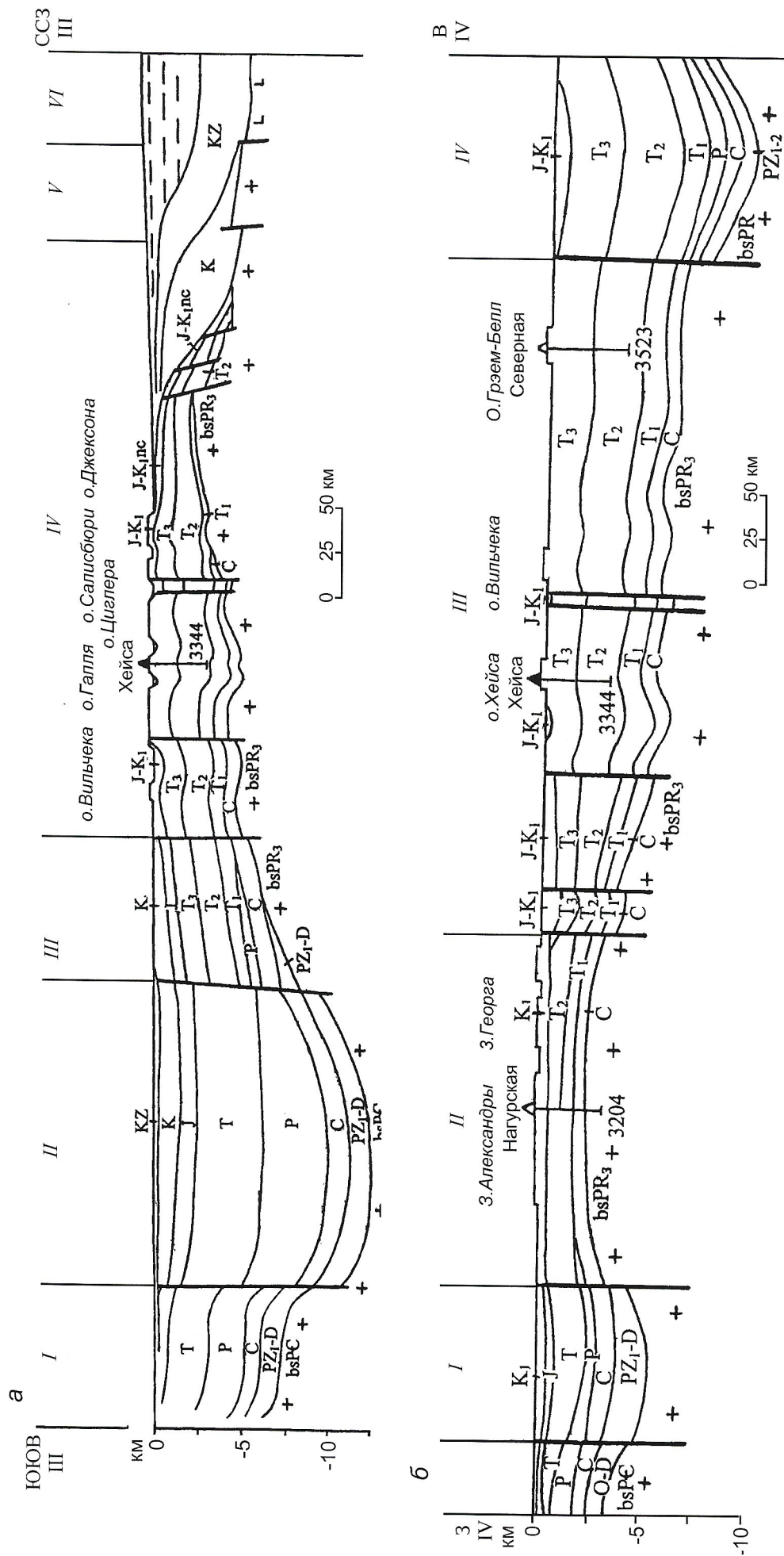


Рис. 4. Поперечный III—III (а) и продольный IV—IV (б) геологические профили антиклизы Франца-Иосифа:

на а: I — Северо-Западная Новоземельская ступень; II — Северо-Баренцевская впадина; III — Вильчевская моноклинал; IV — антиклиз Франца-Иосифа (Прихейсово поднятие); V — Северо-Баренцево-Северо-Земельский континентальный склон; VI — Нансенская океаническая котловина; на б: I — грабен Франц—Виктория; антиклиз Франца—Иосифа; II — Нагурская вершина, III — Прихейсово поднятие; IV — грабен-рифт Святой Анны; остальные условные обозн. см. рис. 2, 3

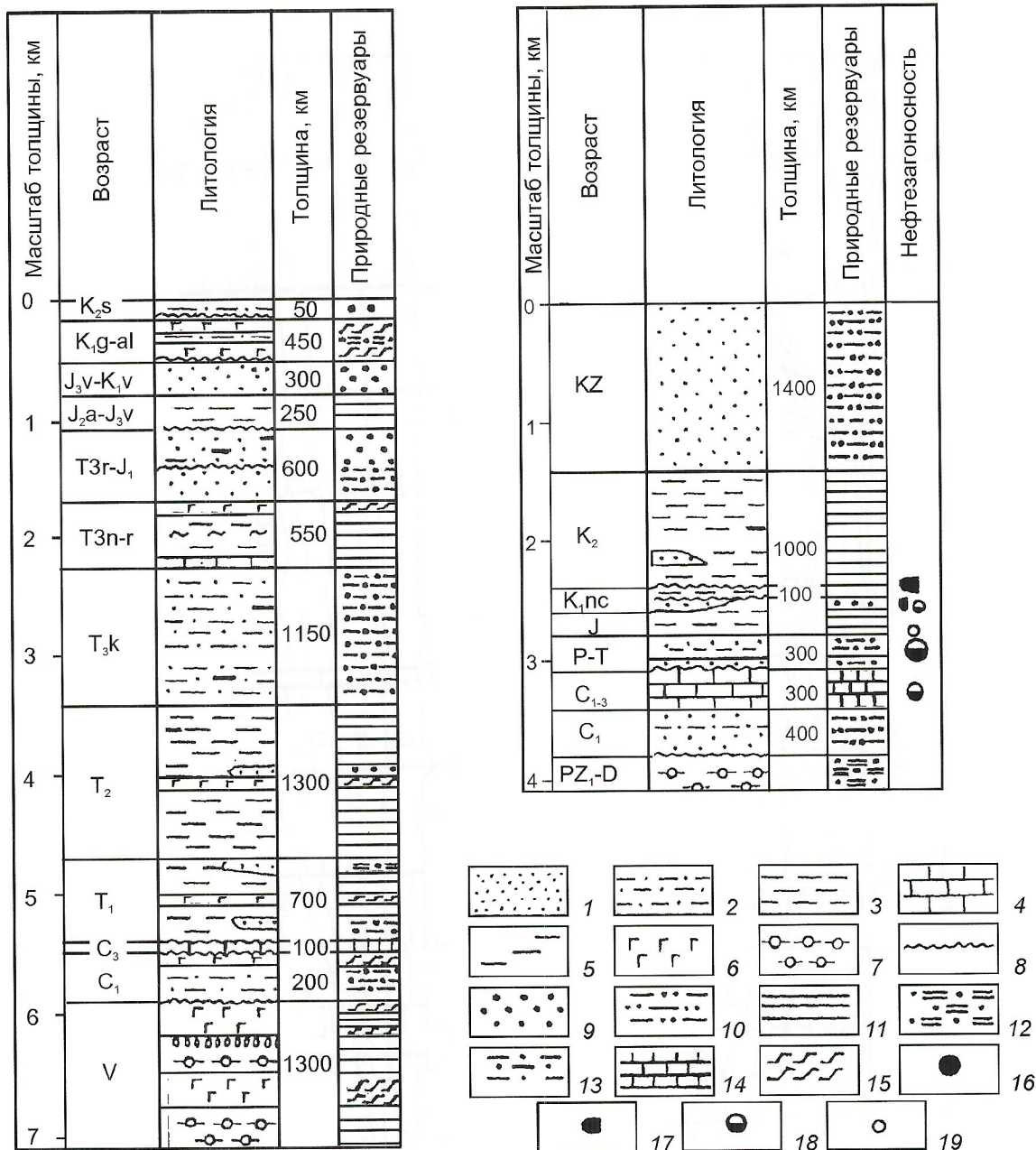


Рис. 5. Стратиграфо-природнорезервуарные колонки антеклизы Франца-Иосифа (а) и мегавала Барроу (б):

1 — песчаники; 2 — песчано-глинистые породы; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — угли; 6 — базальты, долериты (траппы); 7 — кристаллические сланцы; 8 — поверхности несогласия; терригенные: 9 — коллекторы, 10 — преимущественно коллекторы, 11 — флюидоупоры, 12 — преимущественно флюидоупоры; 13 — равномерное переслаивание коллекторов и флюидоупоров; 14 — карбонатные коллекторы; 15 — вулканогенные флюидоупоры (траппы); залежи: 16 — преимущественно нефти, 17 — высоковязкой нефти, 18 — нефти и газа, 19 — газа

восточным (Святой Анны) и, возможно, северным (Нансенским), в первых двух из которых доля генерированных жидких УВ должна быть повышена за счет менее жестких термобарических условий преобразования УВ.

В составе осадочного чехла антеклизы Франца-Иосифа (Дибнер В.Д., 1957; Пирожников Л.П., 1965; Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М., 1985; Преображенская Э.Н., Школа И.В., Сергеев Д.В., Можаяев О.В., 1985; Embry F., 1994; Dibner V.D., Bro E.G., Preobrazhenskaya E.N., Pchelina T.M., Shkola I.V., 1999; Бро Е.Г., Пчелина Т.М., Преображенская Е.Н., 1989), [1, 2, 7, 11, 12] развиты (сверху вниз):

верхний мел, сеноман — кварцевые песчаники и алевроитистые слоистые глины, с аммонитами и пелециподами; залегает несогласно, 50 м;

нижний мел, готерив—альб — базальтовые покровы, переслаивающиеся с пачками туфов, песчаников, известковистых глин и алевролитов с флорой и с прослоями углей континентального генезиса; залегают несогласно на разновозрастных подстилающих, вплоть до среднетриасовых отложениях, 400—500 м;

верхняя юра—нижний мел, волжский—валанжинский ярусы — мелководно-морские разномеристые песчаники с подчиненными прослоями глин, алевролитов, в верхней части и углей, 250—360 м;

средняя—верхняя юра, ааленский—волжский ярусы — темно-серые слоистые, местами битуминозные глины и алевролиты с подчиненным развитием тонкозернистых песчаников, прибрежно-шельфового генезиса; залегают несогласно, 150—350 м;

верхний триас—нижняя юра, рэт—плинсбах:верху —разнозернистые до галькосодержащих песчаники с тонкими прослоями глин, алевролитов и углей, дельтово-равнинного происхождения, залегают несогласно, 300 м; внизу —разнозернистые преимущественно кварцевые песчаники с тонкими прослоями глин и алевролитов мелководно-морского дельтового генезиса, 250—300 м;

верхний триас, норий—рэт —глинисто-алевролитовые морские шельфовые отложения с прослоем известняков, 500—610 м;

верхний триас, карний —песчано-глинистые отложения с прослоями углистых пород и линзами углей, континентально-дельтового генезиса, с увеличением на восток количества песчаников, 1010—1325 м;

средний триас —мелководные морские алевроитоглинистые отложения,верху —наиболее тонкие по составу, с увеличением на восток количества песчаников, 700—1930 м;

нижний триас —мелководные морские аргиллиты, на востоке —с возрастающим количеством песчаников; залегают несогласно, 700 м;

верхний карбон —морские органогенные известняки; залегают несогласно, 83 м (Нагурская скважина);

нижний карбон —преимущественно кварцевые песчано-глинистые угленосные озерно-аллювиальные отложения; залегают несогласно, 160 м.

Осадочный чехол рассечен интрузивными телами, дайками габбро-долеритов мощностью 2—140 м, внедренными в чехол с позднего триаса до начала палеогена. В составе верхнепротерозойского (вендского) фундамента, вскрытого в скважине Нагурская, выделены две интенсивно дислоцированные толщи: верхняя —кварциты, 1000 м; нижняя —филлиты и кварцево-серицитовые микросланцы, более 304 м.

Осадочный чехол антеклизы, значительно сокращенный (2—2,5 км) в ее привершинных частях, быстро нарастает по мощности (4—5,5 км) на ее окраинах. На склонах антеклизы должны быть широко распространены высокоперспективные на УВ-скопления зоны выклинивания перспективных горизонтов нижнемезозойских и палеозойских отложений. К числу наиболее важных из них принадлежит Северо-Франца-Иосифская мощная зона стратиграфического срезания триасовых отложений, настраиваемая на север меловой клиноформой, развитие которых вытекает из построений Д.Г.Батурина (1988). Необходимо подчеркнуть, что все крупнейшие, в т.ч. уникальные нефтяные месторождения на мегавалу Барроу (Прадхо Бей, Угну, Западный Сак, Купарук Ривер) в главных пермо-триасовом и нижнеэокомском продуктивных горизонтах связаны с комбинированными, антиклинально-неантиклинальными стратиграфически экранированными ловушками, обусловленными срезанием продуктивных горизонтов поверхностью предпозднеэокомского несогласия (Bushnell H., 1981; Gryc G., 1988), [13].

Для антеклизы Франца-Иосифа остаются неясными вопросы размещения важнейших зон выклинивания и стратиграфического срезания триасовых отложений, а также их захода на антеклизу —для пермских и нижнепалеозойских—девонских отложений. Существенно распространение покровов в триасовом и палеозойском комплексах. В опущенных зонах большое значение может иметь глинистая покровная, развитая в средне-верхнеюрских отложениях. Не вполне ясно развитие коллекторов в предполагаемых продуктивных горизонтах триаса, карбона, а на погружениях также перми, а, возможно, нижнего палеозоя и даже верхнего триаса—юры, развитых либо только за пределами антеклизы, либо на ее окраинах.

Антеклиза, вероятно, состоит из западного Нагурского и центрального Прихейсова поднятий, разделенных грабеном Британского канала, и восточной Грэм-Беллской пе-

риклинали, выделяемых по геологической, батиметрической картам и результатам бурения (см. рис. 3). Залегание поверхности фундамента в центральной части Прихейсова поднятия (на о.Хейс и близрасположенных островах) ожидается, вероятно, на глубине 4—5 км, а на восточной периклинали (Земля Вильчека, о.Грэм-Белл), вероятно, на глубине 5—6 км. К относительно поднятым по поверхности фундамента участкам (2,5—4 км) отнесены северная часть антеклизы, где ожидается высокоперспективные зоны выклинивания домеловых отложений, а на юго-западе —вал Пинегина.

В пределах антеклизы Франца-Иосифа развиты благоприятные для нафтидонакопления региональные и очевидно локальные блоково-пликативные структурные формы. На большинстве срединных частей островов развиты наиболее древние триасовые отложения, а между островами, на их периферии, а зачастую и внутри —меловые и юрские отложения. В наиболее выгодных для аккумуляции УВ условиях находится относительно погруженная центральная (Прихейсова) и восточная (Грэм-Беллская) части антеклизы с более благоприятными по сравнению с Нагурской вершиной условиями сохранности УВ-скоплений в триасовых и каменноугольных отложениях. Помимо этого, в качестве наиболее перспективных можно рассматривать намечающийся на погружении Нагурской вершины вал Пинегина, а на северной периферии антеклизы —мощную зону выклинивания триасовых отложений и меловую клиноформу (см. рис. 4).

Примечательно, что на мысе Кальзат на о.Грэм-Белл в песках верхнего триаса—нижней юры были выявлены проявления битума, близкого к оксидеритам (Клубов Б.А., 1983). Последующими работами Б.А.Клубова с соавторами (1997—1998), [4] установлено широкое распространение проявлений нефти и природных битумов, обычно связанных с долеритовыми дайками, на многих островах архипелага в пределах Прихейсова поднятия (о.Хейса) и восточной периклинали антеклизы Франца-Иосифа (Земля Вильчека, о.Грэм-Белл). Эти битумопроявления были отмечены также Н.К.Черевко (1997, 1999). Много проявлений УВ-газа: метана и меньше этана было обнаружено в проливах архипелага Земля Франца-Иосифа (Клубов Б.А., Рогозина Е.А., Шкатов Е.П., 1999). Эти данные служат важным доводом в пользу высокой вероятности промышленной нефтеносности архипелага.

Главный неопределенный момент в оценке масштабов возможной нефтегазосности антеклизы Франца-Иосифа —степень консервации скоплений УВ в ее пределах (особенно на вершине), ухудшаемой сокращенной колонкой, нарушенностью чехла разрывами и широким развитием траппов мелового возраста. На архипелаге Франца-Иосифа были пробурены три параметрические скважины: Нагурская на вершине антеклизы, Хейса и Северная —на Прихейсовом поднятии и Грэм-Беллской периклинали [2]. Проблема возможной нефтегазосности антеклизы Франца-Иосифа осталась нерешенной, поскольку на Прихейсовом поднятии и Грэм-Беллской периклинали (скв. Хейса, Северная) не были вскрыты наиболее перспективные отложения нижней части триаса (коррелируемой с продуктивной нефтеносной толщей о.Колгуев, Прадхо Бей) и всего палеозоя. Осталось неясным развитие в составе палеозоя докаменноугольных и пермских отложений на Прихейсовом поднятии и опусканиях антеклизы, а также положение зоны выклинивания триасовых отложений на севере (см. рис. 4).

Следует отметить ухудшение условий сохранности скоплений УВ на антеклизе Франца-Иосифа по сравнению с таковыми на мегавалу Барроу, Аляска. Они представляют собой отрицательный итог воздействия регионального растяжения антеклизы и связаны с тремя главными факторами: общая приподнятость перспективных три-

асовых отложений, их обнаженность на многих островах, сочетающихся с практически полным выклиниванием кайнозойских отложений, снижавших суммарный флюидоупорный эффект; наличие многочисленных разрывов растяжения, служивших путями миграции УВ по трещинам, приведшим к потерям не только газа, но и нефти, отраженным в виде естественных нефтегазопроявлений; широкое развитие трапповых излияний: основных магматических пород — покровных эффузивных, интрузивных (субвулканических) залежей, ассоциирующихся с туфосодержащими континентальными и лагунными осадками, также отрицательно влиявшие на условия нефтегазонакопления.

Общий итог влияния этих факторов на сохранившийся от потерь УВ-аккумуляционный потенциал антеклизы Франца-Иосифа может быть установлен лишь в результате региональных геологоразведочных работ на нефть и газ. Для уточнения потенциальных возможностей нафтидонакопления антеклизы Франца-Иосифа предлагается выполнить комплексные геофизические сейсморазведочные (МОГТ, меньше ГСЗ, КМПВ, МОВЗ), гравимагнитные, геохимические региональные профильные пересечения и детализационные работы МОГТ объемом 1400—1500 км на участках последующего заложения параметрических скважин (см. рис. 3). Намечены семь комплексных геофизических профилей (четыре поперечных и три продольных), общим объемом около 2780 км и семь—восемь параметрических скважин общим метражом около 35—40 км. Профили рассчитаны для пересечения поднятий: западное, Нагурское, центральное, Прихейсово и опусканий: центральное, Британского канала, восточное, Грэм-Беллской периклинали с тремя продольными субширотными связками в центральной, северной и южной частях антеклизы. На некоторых профилях предусмотрен выход на сопредельные с антеклизой элементы. Профили намечены, исходя из их проведения на воде. Однако если будет признано возможным, их выполнение с пересечением суши и моря по более важным прямым линиям было бы предпочтительнее. Параметрические скважины ориентировочно спланированы в основном в виде центрального пересечения, освещающего строение относительно поднятых структур в зонах развития полных толстых колонок триасовых отложений (о.Галля или Земля Вильчека), зоны уменьшенной полноты и толщины отложений триаса и дотриаса (о.Джексона) и участки, наиболее приближенные к зоне выклинивания триаса (о. Рудольфа) с выходом на южном конце профиля в относительно погруженную зону (о.Сальм или Лемон). Помимо этого, предусмотрена возможность параметрического бурения на юго-западном Пинегинском погружении (где нет островов) и восточном окончании периклинали (о.Грэм-Белл).

Детализационные работы для обоснования заложения параметрических скважин (вокруг всех семи—восьми точек) позволят уточнить местоположение скважин и принять один из альтернативных вариантов положения первоочередных точек для параметрического бурения. Ожидаемые места размещения первоочередных скважин (глубиной 5 км) по имеющимся в настоящее время данным — одно из наиболее крупных и поднятых локальных поднятий, выделенных на о.Галля (наиболее вероятно) в Прихейсовом поднятии или на о.Земля Вильчека, Грэм-Белл на восточной периклинали. Остров Галля расположен в зоне наилучшей доступности всего осадочного чехла и отличается четкой выраженностью. Вместе с тем, обнажение карбона на южном краю о.Галля может быть связано с некоторым ухудшением в его пределах условий сохранности скоплений УВ. Обилие битумонефтепроявлений на о.Земля Вильчека и Грэм-Белл — прямой признак нефтегазоносности и вместе с тем указатель миграционных потерь нафтидов, связанных с обилием раскрытых, в т.ч. на

неотектоническом этапе, трещин и с нижнемеловыми трапповыми излияниями.

В случае если степень преобразованности ОВ и условия сохранности УВ в поднятой части антеклизы Франца-Иосифа окажутся неблагоприятными, параметрическим бурением должны быть охвачены более погруженные части склонов НдБ, в частности, намечающийся на Вильчековской моноклинали Южно-Сальмский структурный нос. Ввиду ожидаемой большой вероятности обнаружения на антеклизе Франца-Иосифа крупных зон нефтенакпления, важнейших для увеличения падающих запасов нефти в континентальной части России, необходимо безотлагательно выполнить первоочередные комплексные геофизические работы и параметрическое бурение.

Учитывая мелководность акватории, геофизические работы могут проводиться в холодное время и со льда при желательном комплексировании с наземными наблюдениями и авиадесантными работами, по методике, аналогичной уже разработанной и апробированной в других частях российской арктической акватории (Зацепин Е.Н., Заманский Ю.А., Сорокин М.Ю., 1999; Никитин Б.А., Захаров Е.В., 1999; Никитин Б.А., Ровнин Л.И., 1998; Павленкин А.Д., Поселов В.А., Буценко В.В., 1996). Благоприятна возможность проведения буровых работ и освоения ресурсов УВ архипелага при ожидаемом открытии месторождений с островов, а не в море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баренцевская шельфовая плита* / Под ред. И.С. Грамберга. — Л.: Недра, 1988. Т. 196.
2. *Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г.* и др. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95—98.
3. *Клеишев К.А., Кравченко К.Н., Шеин В.С.* и др. Геологическое обоснование региональных работ на нефть и газ на арктическом шельфе России // Геология, геохимия, геофизика и разработка нефти и газа. М., 1998. С. 125—148.
4. *Клубов Б.А., Винокуров И.Ю.* Природные битумы Земли Франца-Иосифа // Геология нефти и газа. 1998. № 2. С. 6—9.
5. *Кравченко К.Н.* Нафтидные провинции и бассейны Печорского, Баренцева и северной части Карского морей. 1996. № 11. С. 33—43. № 12. С. 28—38.
6. *Кравченко К.Н., Дидура В.И., Иванова О.В.* О поисках нефти на арктическом шельфе России // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1997. № 10. С. 2—10.
7. *Моря советской Арктики* / Под ред. И.С.Грамберга и Ю.Е.Погребниченко Т. 9. — Л.: Недра, 1984.
8. *Супруненко О.И., Евдокимова Н.К., Школа И.В.* и др. Перспективы нефтегазоносности архипелага Земли Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб., 1998. Вып. 2. С. 153—168.
9. *Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. — Апатиты: Кольский научный центр, 1998.
10. *Bird K.I., Magoon L.B.* Petroleum geology of the northern part of Arctic National Wildlife Refuge, Northeastern Alaska // US Geological Survey Bulletin. 1984. № 1778.
11. *Dibner V.D., Bro E.G., Preobrazhenskaya E.N.* et al. The geology of Franz Josef Land archipelago, Russian federation // 1992 Proceedings International Conference of Arctic Margins. Anchorage, Alaska: US department of the Interior Minerals Management Service. 1994. P. 167—170.
12. *Embry F.* Mesozoic stratigraphy of Franz-Josef Land Archipelago, Arctic Russia — alternative review // 1992 Proceedings International Conference of Arctic Margins. Anchorage, Alaska: US department of the Interior Minerals Management Service, 1994. P. 15—20.
13. *Gryc G.* Geology and exploration of National petroleum reserve in Alaska, 1974 to 1982 // US Geological Survey professional paper № 1399. Washington, 1988.
14. *Sherwood K.W.* Undiscovered oil and gas resources, Alaska federal offshore as of January 1995 // US Department of the Interior Minerals Management Service. Anchorage, 1998.
15. *Thurston D.K., Theiss L.A.* Geologic report for Chukchi sea planning area, Alaska. Regional geology, petroleum geology, and environmental geology // US Department of the Interior Minerals Management Service. Anchorage, 1987.

Алмазоносность восточной части Балтийского щита и его южного склона

Н.Д.МАЛОВ (Северо-Западное государственное геологическое предприятие «Севзапгеология»)

Восточный сектор Балтийского щита и его склон (700 тыс.км²) расположены на периферии Русской алмазной провинции [6]. В результате многолетних специализированных поисковых работ в Карелии, на Кольском полуострове и смежных площадях установлены коренные алмазопоявления контрастной продуктивности, принадлежащие разным формационным и возрастным группам: палеозойские диатремы кимберлитов, алмазоносность которых изменяется от убогой (Терский берег, 1986; финские поля Куопио и Каави, 1964—1995) до средней (промышленное месторождение им. М.В.Ломоносова в Архангельской области, 1980—1987); низкопродуктивные маломощные (1—3 м) дайки лампроитов позднего рифея, найденные за последнее десятилетие на участках Костомукшский [14], Кемозерский (?), Леантира в Восточной Финляндии; слабо минерализованные дайково-диатремовые проявления ладогалитов [15] и проблематичных туффизитов раннего рифея в Приладожье.

Самостоятельное экономическое значение кимберлитов очевидно, тогда как малообъемные оливиновые лампроиты могут служить лишь объектом попутной добычи при отработке профилирующих полезных ископаемых, например, Костомукшских железорудных залежей. Рифейские ладогалиты и туффизиты практического интереса не представляют.

В 90-е годы накапливалась в основном косвенная прогнозная информация, полученная в процессе шлихо-минералогических и аэромагнитных съемок. Эффективность шлиховых работ, предпринятых почти на всей территории Карелии компаниями ЭМЛ (Австралия), оказалась не высокой, т.к. отбор большинства проб осуществлялся без учета литофациальных особенностей ледниковых отложений. Лишь несколько ореолов в Северной и Южной Карелии представляют перспективный интерес и, в частности, ореол рассеяния алмазов и пиропов на Северо-Карельском участке [7], детализационное изучение которого начато компанией ДММ (Канада). Заслуживают также внимания факты обнаружения мелких обломочных алмазов в среднедевонских песчаниках на Лужской площади Ленинградской области (М.В.Михайлов, 2000) и тульских отложениях нижнего карбона на Мстинско-Демянской площади в Новгородской области. Главные причины слабой эффективности геологоразведочных работ 90-х годов — неразработанность концепции алмазопроисхождения работ, отсутствие среднemasштабных прогнозных карт, несовершенство прогнозно-поисковых комплексов, не уточнявшихся с 1991 г. и, наконец, недостаточность финансирования проектов.

Анализ геологических материалов позволяет выявить ряд особенностей территории, которые следует учитывать при подготовке алмазопроисходительной концепции. Так, установлено, что размещение алмазных магматитов рифея и палеозоя подчиняется закономерности, в соответствии с которой кусты лампроитовых даек северо-западного и субмеридиального простираний расположены в кратонизированных областях щита, а поля кимберлитовых трубок локализованы в обрамляющих эти области зонах палеозойской тектоно-магматической активизации, в совокупности образующих крупноячеистую сеть (рисунок).

Незначительная масса, состав, морфология и структурная позиция тел лампроитов указывают на их формирование в условиях низкой энергетике тектонических и магматических процессов позднего докембрия и ограничен-

ность вовлечения в них мантийного вещества. Редкая встречаемость раздувов, сопровождающих верхние части субвертикальных лампроитовых даек, может указывать на их заметную эрозию, являющуюся возможной причиной слабой алмазоносности лампроитов.

Напротив, огромные объемы продуктов мантийного магматизма палеозойского цикла, включающих сложно построенные щелочно-ультрамафитовые интрузивы, тела кимберлитов и комагматических пород, структурная подчиненность их полей протяженным глубинным зонам повышенной проницаемости свидетельствуют о весьма высокой эндогенной активности литосферы в данную эпоху. Глубинные структуры изучены фрагментарно и в ряде случаев требуют дополнительной аргументации. Намечаются следующие элементы структурного каркаса: трансформная Хибинско-Ботаническая зона [5, 14], на юго-западе — зона Кайяни—Оутокумпу [9], северо-востоке — зона Кандакшского палеорифта [1, 14], юго-востоке — Балтийско-Мезенская зона венд-палеозойской активизации [12], параллельная флекуре Полканова. Представляется вероятной причинная структурно-геодинамическая связь формирования таких магмоконтролирующих разломов с этапами развития каледонской геосинклинали в Норвежско-Атлантической зоне. Именно в это время произошло оживление деятельности краевых разломов авлакогенов, сводовых поднятий и палеорифтов на смежных территориях с платформенным режимом [13].

В связи с избирательным характером размещения кимберлитовых полей важная задача геологоразведочных работ — детальное картирование зон палеозойской отраженной активизации и выделение в их пределах перспективных участков с помощью вещественно-петрографических, минералогических и структурно-геофизических критериев. Такими критериями могут служить: 1) наличие сложных щелочно-ультрамафитовых интрузий, а также многочисленных диатрем родственных кимберлитам пород — оливиновых меллититов, ультрамафитовых фойдитов, пикритов, щелочных базальтов и др.; указанные магматические породы с участием кимберлитов образуют несовершенную концентрическую или латеральную зональность [13, 14]. При этом кимберлиты могут располагаться на внешнем фронте такой зональности, на удалении от щелочно-ультрамафитовых массивов; 2) участки повышенной мощности базитового слоя, определяемые по соответствующим параметрам гравитационных и волновых полей; 3) узлы пересечения разноориентированных тектонических нарушений [2, 10, 16], осложняющих строение зон повышенной проницаемости и в ряде случаев контролирующих размещение специфических низкотемпературных аметист-флюоритовых гидротермалитов [1] и метасоматитов с самородной ртутью [7] и висмутом. В условиях слабой обнаженности структурные узлы распознаются с учетом геоморфологических, структурно-дешифровочных признаков и особенностей строения физических полей; 4) ограниченно смещенные ореолы механического рассеяния, включающие обломки кимберлитов, кристаллов алмаза, минералов-спутников кимберлитовой ассоциации, а также лопарита (как типоморфного минерала некоторых палеозойских щелочных магматических комплексов); 5) локальные магнитные аномалии «трубочного» типа, часто используемые при поисках в качестве индикаторов кимберлитовых диатрем.

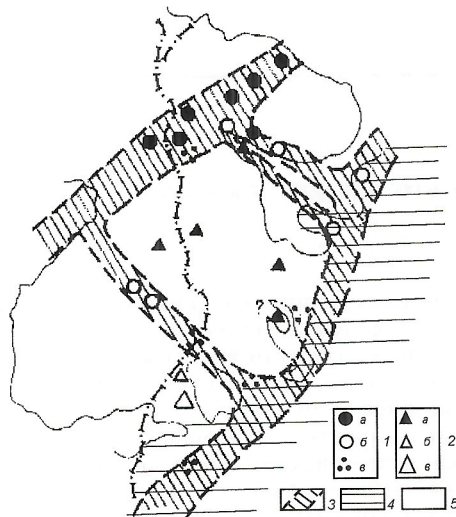


Схема размещения палеозойских и некоторых рифейских магматитов в Восточной части Балтийского щита:

1 — палеозойские щелочно-ультрамафитовые массивы (а), диатремы алмазных кимберлитов и коагматичных и магматичных пород (б), шлихо-минералогические ореолы кимберлитового типа (в); 2 — продукты рифейского магматизма: дайки лампроитов, в т.ч. алмазосодержащие (а), тела ладогалитов (б), туфзиты (в); 3 — зоны палеозойской тектоно-магматической активизации; 4 — осадочные комплексы фанерозоя; 5 — супракрустальные и ультраметагенные образования архея и протерозоя

Рассмотрение результатов заверки таких аномалий на Северо-Западе России показывает однако, что в качестве аномалиеобразующих могут выступать также тела коагматичных кимберлитов пород и иные образования, например, погребенные местные скопления железорудных и базит-гипербазитовых валунов. Примечательно, что в ряде случаев продуктивные кимберлиты сопровождаются слабоконтрастными аномалиями или вообще не отражаются в магнитном поле [4, 6]. К сожалению, в настоящее время надежных способов предварительной разбраковки «трубочных» аномалий не существует. По предварительным данным, этот методический пробел может быть отчасти восполнен применением детального структурного дешифрирования АФС в сочетании с резонансно-акустическим профилированием РАП (Зуйков, 1998) и методом ВП. Для внедрения методов индикации в поисковую практику необходимо провести опытно-методические работы применительно к условиям изучаемой территории.

Одним из благоприятных факторов продуктивности кимберлитов может служить их слабая эродированность [2, 3]. Однако ввиду противоречивости результатов проведенных геологоразведочных работ и неразработанности геолого-экономических моделей кимберлитовых полей строгая прогнозная оценка алмазности территории отсутствует. Судя по материалам Всероссийского совещания по стратегии алмазопроисхождения работ (г. Мирный, сентябрь 2000 г.), на оперативном учете в Карело-Кольском регионе и на южном склоне щита числятся прогнозные ресурсы категории Р₃, эквивалентные запасам месторождения им. М.В. Ломоносова. Распределение ресурсов щитовой и плитной частей отвечает соотношению 1:1. В силу низкой квалификации надежности прогноза реализация выдвигаемых проектов и программ алмазопроисхождения работ [11, 12] (Салтыков, 2000 и др.) сопряжена с риском значительных затрат, особенно в пределах погребенного склона щита. Последний в отличие от щитовой части характеризуется слабой степенью изученности и в целом неблагоприятными условиями ведения поисков. Именно на плите выявлены обширные (n-10 тыс. км²) шлиховые ареалы минералов-спутников и установлена повсеместная зараженность аллювия современных водотоков пиропами, хром-диопсидами на площадях, перекрытых четвертичными

отложениями мощностью десятки метров [8]. Понятно, что в таких условиях рассчитывать на быструю отдачу поисковых работ практически не приходится, а между тем почти половина лицензированных площадей расположена на плите. В соответствии с изложенным можно рекомендовать сосредоточение среднесрочных специализированных поисков в зонах палеозойской активизации, наиболее отчетливо проявленных в щитовой части.

В заключение перечислим первоочередные задачи, стоящие перед геологоразведочной службой в алмазонасных районах Северо-Запада России: 1) экспертиза результатов ГРП, проводимых в течение последнего десятилетия на лицензированных площадях, для оперативной корректировки поисковых направлений; 2) создание научно-методического сопровождения текущих и перспективных работ, включающего, прежде всего, разработку долгосрочной региональной концепции поисков, составление прогнозной карты и вспомогательных карт поисковой направленности (например, карт литофаций квартала, иллюстрирующих особенности ведения работ в закрытых районах), подготовку геолого-экономических моделей поисковых объектов разного ранга, усовершенствование прогнозно-поисковых комплексов с проведением необходимого объема опытно-методических работ; 3) разработка среднесрочной программы лицензирования перспективных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балув А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З. и др. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30—43.
2. Веричев Е.М., Гаранин В.К., Гриб В.П., Кудрявцева Г.П. Геологическое строение, минералогия и петрологические особенности кимберлитов в Архангельской провинции // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 88—94.
3. Калинин М.М., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Терского берега Кольского полуострова // Проблема золотонности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 117—123.
4. Контарович Р.С., Цыганов В.А. Новые объекты поисковых работ на алмазы и целевые аэрогеофизические геолого-исследовательские технологии // Тез. докл. Международной геофиз. конф. С.-Пб., 2—6 октября 2000 г. С. 264—266.
5. Кухаренко А.А. и др. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. — Л.: Недра, 1991.
6. Милашев В.А., Соколова В.П. Сравнительный анализ кимберлитовых полей Якутской и Русской провинции. — С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2000.
7. Поляков И.В. Перспективы алмазности Северной Карелии // Проблемы золотонности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 81—87.
8. Попов М.И. Ареалы рассеивания руководящих минералов в четвертичных отложениях северо-запада Русской плиты и их поисковая значимость // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена Севера Евразии. Л., 1986. С. 37—44.
9. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 29—38.
10. Силин А.В. Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 8—12.
11. Скопенко Н.Ф., Иванов А.И., Скороспелкин С.А. и др. Перспективы алмазности зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Разведка и охрана недр. 1998. № 7—8. С. 31—32.
12. Скороспелкин С.А. Геологическое развитие и перспективы алмазности северной части Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 72—83.
13. Старицкий Ю.Г., Кочкин Г.Б., Янова Е.О. Закономерности пространственного распределения главных видов полезных ископаемых в чехле Русской платформы // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 76—86.
14. Увадеев Л.И. Лампроиты Восточной части Балтийского щита // Матер. Советско-Финляндского симпозиума «Комплексная оценка месторождений нерудного минерального сырья». С.-Пб., 1993. С. 134—140.
15. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискез Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. — С.-Пб., 1993.
16. Чашин В.В. О перспективах алмазности Кольского полуострова // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 16. С. 561—565.

Первая находка минералов-спутников алмаза в рифейских отложениях Ладожского грабена

М.Н.АФАНАСОВ, В.А.НИКОЛАЕВ (ГП ПКГЭ), М.Т.ОРЛОВА, К.Э.ЯКОБСОН (ВСЕГЕИ)

В 1998 г. Петербургская комплексная геологическая экспедиция провела бурение четырех структурно-картировочных скважин (рисунок) на западном борту Ладожского грабена в районе пос. Яблоновка в соответствии с проектом по ГДП-200. В результате этих работ в рифейских отложениях были обнаружены минералы-спутники алмазов и самородная платина, что представляет собой прикладной и общегеологический интерес.

Рассматриваемый район расположен на западном борту Ладожского грабена — сложно построенной зоны погружения дорифейского фундамента, линейно вытянутой с северо-запада на юго-восток на 200 км и более при ширине до 120 км. Фундамент представлен раннепротерозойскими метаморфическими и интрузивными породами и имеет клавишно-блоковое строение с общим симметричным понижением от бортов к центральной части, которая находится под акваторией Ладожского озера приблизительно на линии о. Валаам — устье р. Паша. Размер блоков 5—7×10—12 км при амплитуде вертикальных перемещений 30—100 м и более. Грабен выполнен рифейскими, в основном осадочными образованиями; лишь в восточной его части установлены базальтоиды. В южной части грабена рифейские образования перекрыты песчано-глинистой толщей верхнего венда, а в северной — четвертичным комплексом.

В Западном Приладожье до настоящего времени в осадочных породах докембрия признаки вулканической деятельности обнаружены не были. Впервые они получены нами при проведении упомянутых работ. Приведем краткую характеристику разреза с учетом новых данных, полученных по опорной скважине 3 (см. рисунок).

В рифейских отложениях, согласно существующей региональной стратиграфической схеме, выделены приозерская (R_{1-2pr}), приладожская (R_{3prl}) и яблоновская (R_{3jb}) свиты. Приозерская свита представлена песчаниками грубозернистыми с прослоями гравийного конгломерата и мелкозернистого песчаника. В строении приладожской свиты принимают участие песчаники, аргиллиты и карбонатные породы. Последние встречены в разрезе в виде прослоев, примазок в цементе песчаников, а в интервале 151—156 м образуют самостоятельную пачку, которая представляет собой беспорядочное переслаивание песчано-глинисто-доломито-известковистых и известковисто-доломитовых пластообразных тел различной мощности светло-серого цвета. Текстура пород волнисто-слоистая, брекчевидная, флюидальная. Карбонатные прослои кавернозные со щетками мелкокристаллического кальцита и барита. Микроскопическое изучение этих пород показало, что они претерпели, скорее всего, воздействие карбонатного метасоматоза. Выразался этот процесс в инъецировании в песчано-карбонатные отложения карбонатно-солевого расплава, насыщенного CO_2 при температуре (определено Е.В.Толмачевой на вакуумном декрепитографе ВД-5, ВСЕГЕИ) не менее 820°C и давлении не менее 550 МПа. По мнению К.Э.Якобсона, эти образования можно отнести к эффузивным карбонатитам.

Яблоновская свита (R_{3jb}) залегает на приладожской свите со стратиграфическим несогласием. Свита выделяется своей пестрой окраской и грубообломочным, несортированным материалом. Преобладают бурые, серо-бурые, коричневые цвета в виде пятен, разводов, полос и прожилков. Основную массу породы составляют разнотернистые песчаники. В их составе, иногда в значительном количестве, до 30% объема породы присутствуют хо-

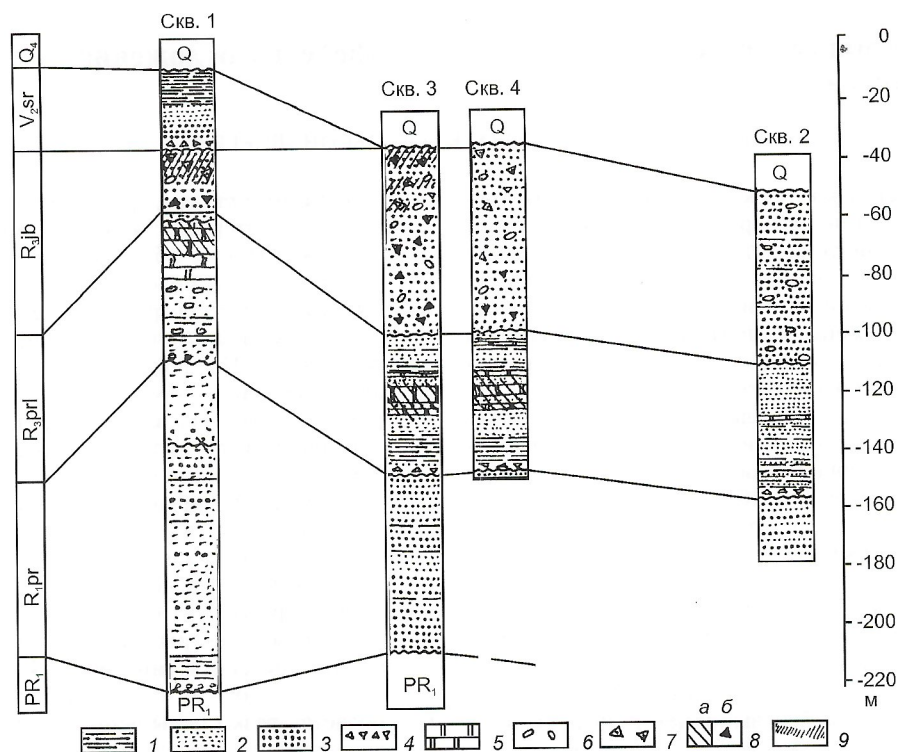
рошо окатанные гальки, гравий и щебень. Состав крупнообломочного материала: кварц, розовый кварцит, выветрелые остроугольные обломки гнейсов, гранитов, базальтоидов, аргиллитов, полевых шпатов и карбонатитов. Последние, судя по петрографическому строению и химическому составу, аналогичны описанным в составе приладожской свиты. Наблюдается увеличение количества обломков эффузивных пород вверх по разрезу. Песчаный материал в основном кварцевый с примесью измененных полевых шпатов, аргиллитов, вулканогенных пород. Цемент железисто-глинистый. Большинство специалистов эти породы рассматривают как тиллиты — продукты древнего оледенения, хотя прямых признаков ледникового генезиса мы не обнаружили.

Особый интерес представляют несколько пластов мощностью от первых сантиметров до 5 м (скв. 1) серо-грязно-буровато-зеленых рыхлых пород в верхней части разреза яблоновской свиты (интервал 74—87 м). Именно здесь обнаружены основная масса спутников алмаза и платина. Наблюдается резко повышенное количество неокатанных обломков выветрелых туфов, базальтоидов, серпентинизированных и хлоритизированных ультраосновных пород, погруженных в связующую хлорито-монтмориллонито-иллитово-каолинитовую массу. По полученным графикам проведенного каротажа, эти прослои характеризуются слабыми положительными пиками магнитной восприимчивости. Петрографическое изучение этих образований сильно затруднено из-за их сильной выветрелости. По мнению А.П.Казака (ВСЕГЕИ), они могут быть отнесены к туффизитам, на что указывают следующие признаки: в них наблюдаются следы высокой термальной проработки, выраженной в наличии оплавленных зерен кварца с оторочкой в виде зоннок закалки, регенерации и структуры распада волосовидного рутила, а также новообразованные (вторичные) минералы, такие как флогопит, кварц, полевой шпат и сфен. Иногда наблюдается характерная для туффизитов флюидальная текстура.

Из минералов-спутников в описанных выше породах установлены высокохромистые пиропы, хромдиопсиды, хромшпинелиды, высококальциевые пироксены (таблица).

Пиропы густо-лилового цвета с отчетливым проявлением дихроизма (при дневном свете окраска зерен становится зеленоватой). Показатель преломления 1,750. Кристаллы угловатой, неокатанной формы, размером до 0,5 мм. По результатам микрозондового анализа, на диаграмме гранатов в координатах Cr_2O_3 — CaO (по Н.В.Соболеву) пиропы попадают в поле лерцолитов, а на диаграмме Дж.Доуссона и Стефенса в группу 9 — хромпировов, характерных для кимберлитов и ксенолитов гранатовых лерцолитов. Учитывая незначительные содержания пировов в ближайших известных кимберлитовых полях Архангельской области, поисковый интерес представляют даже отдельные их находки.

Хромдиопсиды представлены единичными зернами неправильной формы изумрудно-зеленого цвета, размером 0,1—0,3 мм. Показатели преломления составляют: N_g 1,708—1,710; N_p 1,681—1,684; $c:N_g$ 34—36°. Особенности химического состава заключаются в широких колебаниях концентрации кальция (от 12,95 до 26,29% CaO), низкой железистости (2,15—7,26% FeO) при содержании Cr_2O_3 от 0,81 до 1,59%. Хромшпинелиды встречены в виде изометричных округлых зерен и октаэдрических кристаллов. Цвет смоляно-черный, в тонких осколках просвечивают коричнево-бурым. Встречаются оплавленные кристаллы с



Сопоставление разрезов отложений Ладожского гребня по скважинам:

1 — аргиллиты; 2 — мелко-среднезернистые песчаники; 3 — разномерные и гравийные песчаники; 4 — песчаная брекчия; 5 — терригенно-карбонатные и карбонатные породы; 6 — включения галек; 7 — включения неокатанных обломков эффузивных пород; 8 — зоны развития карбонатитов (а), обломки карбонатитов (б); 9 — зоны развития туффизитов

притупленными вершинами, ямчатой поверхностью зерен, тусклой оболочкой вокруг блестящего ядра («кимберлитовый» тип).

Большой интерес представляет находка пироксена с высоким содержанием калия (K_2O 0,29%). Экспериментальными исследованиями (А.А.Ерланк, А.А.Куширо, 1970) установлено, что вхождение калия в структуру пироксена возможно только при давлениях более 3,2 ГПа. Выявлено, что концентрация K_2O увеличивается с увеличением глубины, где пироксены являются концентратами калия в верхней мантии в условиях высоких давлений, соответствующих области устойчивости алмаза. Так, в пироксенах из алмазной трубки Мир содержание K_2O составляет 0,27—0,3%.

Особого внимания заслуживает первая находка в рифейских отложениях Западного Приладожья самородной платины в виде удлиненного слабо окатанного зерна, размером 0,8 мм. По данным микрозондового анализа, ее химический состав отвечает поликсену (см. таблицу). Поликсен встречается как в ультраосновных, так и основных породах. Поэтому в данном районе он может иметь как самостоятельный источник, так и может быть связан с алмазонасными породами.

Кроме перечисленных минералов в составе тяжелых фракций были обнаружены: пироп-альмандины, альмандины, щелочные роговые обманки, оливины, титаномагнетиты, сульфиды и экзотические образования — магнитные шарики и щелочные силикатные вулканические стек-

Химический состав минералов из нижневендских отложений Ладожского гребня, %

Компонент	Пироп лиловый	Пироп-альмандин желто-розовый	Пироп-альмандин розово-лиловый	Компонент	Хром-диопсид изумрудно-зеленый	Клино- пироксен	Компонент	Платина
SiO_2	41,88	31,67	36,81	SiO_2	55,35	51,53	Pt	86,9
TiO_2	—	1,38	—	Cr_2O_3	1,59	—	Rh	1,5
Al_2O_3	18,97	13,38	19,04	FeO	2,39	12,61	Jr	2,0
Cr_2O_3	4,11	—	—	Fe_2O_3	—	1,85	Fe	9,0
FeO	5,67	29,36	36,0	MnO	—	—	Ni	0,4
Fe_2O_3	2,62	18,80	3,17	MgO	15,05	9,59	Cu	0,4
MnO	0,65	—	0,98	CaO	25,88	24,07		
MgO	20,55	5,21	3,05	K_2O	—	0,29		
CaO	5,50	—	0,81	Сумма	100,43	99,94		
Na_2O	—	—	—					
K_2O	—	—	—					
Сумма	99,96	99,80	99,85					

Примечание: аналитик В.В.Павшуков (САМЕВАХ), ВСЕГЕИ.

ла. В скв. 1 в туффизитах в составе яблоньской свиты обнаружено также пылевидное золото (всего 23 знака).

О генезисе этих своеобразных пород пока однозначно сказать трудно. С одной стороны, морфология этих тел, их внешний облик и определенные результаты петрографического и минералогического изучения показывают на некоторое сходство с «уральскими» алмазоносными туффизитами [2, 3]. С другой стороны, нельзя отрицать возможность элювиально-делювиального их происхождения, т.е. рассматривать их как «россыпи ближнего сноса» за счет размыва кор выветривания кимберлитов либо алмазоносных туффизитов [1–3]. Несомненно то, что объект требует более детального изучения, причем, помимо дальнейших аналитических исследований необходимо провести определенные геофизические работы, сопро-

вождающиеся заверочным бурением, т.к. непосредственно в районе пробуренных скв. 1, 3, 4 вероятны коренные источники спутников алмаза и, возможно, самих алмазов, а также платины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гарбар Д.И., Кабаков Л.Г.* Структурно-геодинамические особенности северо-запада Восточно-Европейской платформы и перспективы ее алмазоносности // Инф. сб. Комитета РФ по геологии и использованию недр. М., 1994. Вып. 8. С. 1–7.
2. *Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П., Маречев А.М.* и др. Коренные источники алмазов на Урале // Региональная геология и металлогения. С.-Пб., 1997. № 7. С. 88–97.
3. *Остроумов В.Р., Морозов А.Ф., Киреев А.С., Магадеев Б.Д.* Открытие коренных источников уральских алмазов (к 50-летию прииска «Уралалмаз») // Инф. сб. Комитета РФ по геологии и использованию недр. М., 1996. Вып. 6. С. 3–13.

УДК 551.07

© Ю.П.Юшманов, 2001

Структурный контроль золотого оруденения Соболиного рудного узла в Центральном Сихотэ-Алине

Ю.П.ЮШМАНОВ (ЗАО ГМК «Электрум»)

Золото на территории Соболиного рудного узла открыто в 1917 г. проспектором Ф.А.Силиным. В 1939 г. Г.П.Воларович подтвердил перспективность района на россыпное золото. Его разведка и интенсивная отработка началась в 70-е годы. Всего сезонно старателями добыто около 6 т утильного золота, найдены два самородка массой более 1 кг [9]. В 1972 г. на площади рудного узла месторождения Лазурное проходились канавы и бурились скважины для выявления промышленных руд меди, молибдена и вольфрама. Месторождению дана отрицательная оценка. Золото в запасах не учитывалось. Недостатком этих работ было то, что они сводились к оценке отдельных не протяженных кварцево-сульфидных жил и проявлений, а не в целом всего комплекса рудно-метасоматических изменений с учетом структурных условий локализации, литологических свойств пород и магматизма. В связи с этим вывод о неперспективности месторождения представляется несколько преждевременным.

Региональная позиция Соболиного рудного узла (СРУ) определяется его принадлежностью к западной границе Журавлевского террейна, который образован терригенными породами нижнего мела [6]. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦР) отделяет Журавлевский терреин от Самаркинского, сложенного среднеюрскими—берриасовыми турбидитами и меланжевыми толщами. Осадочные породы смяты в складки северо-восточного направления и ориентированы под косым углом к ЦР. Зона влияния разлома несет золото-редкометалльную минерализацию с оловом, вольфрамом и молибденом [2, 4]. Локально рудный узел тесно связан с центром интрузивной деятельности — очаговой интрузивно-купольной структурой (ИКС), наложенной на складчатые терригенные толщи, которые выступают в тектоническом блоке, ограниченном продольными и поперечными разломами (рисунок). Интрузивно-купольная структура, диаметром 10–12 км, слегка вытянута в север-северо-восточном направлении. В ее ядре, где частично эрозией вскрыта корневая часть магматогенно-рудной системы, обнажена интрузия монцодиоритов. На периферии ИКС дискретно обрамлена цепочкой сателлитных интрузий и маркируется кольцевыми структурами. Кольцевые и линейные разрывы отчетливо дешифруются на космо- и аэрофотоснимках, фиксируются гравитационными аномалиями и геохимическим полем золота. К ним приурочены водотоки, рудопроявления и

месторождения россыпного и рудного золота. Рудные поля ассоциируют с дочерними (сателлитными) очаговыми ИКС, которые связаны с локальными интрузивными штоками и куполами биотититов, развитыми в надинтрузивной зоне скрытых интрузий. Как правило, шлихо-минерального-геохимические ореолы золота интенсивностью 0,1–50 г/т расположены на периферии интрузивов и зон контактового метаморфизма [7].

Проявление золота наиболее изучены в бассейнах рек Изюбриная и Соболиная Падь, где долгое время разрабатывались россыпи и в то же время известно коренное, пока не промышленное месторождение Лазурное. Оно входит в группу рудных полей СРУ и полностью отражает особенности геологического строения и минерализацию района. Месторождение Лазурное отнесено к золото-медно-порфировому типу медно-порфировой золотосодержащей формации [8]. Его рудное поле эквивалентно золото-медно-порфировой магматогенно-рудной системе (ЗМП МРС) плутогенного типа. Стержневой элемент МРС — порфировый интрузив [1]. Измененные породы Западной и Восточной интрузий прорывают нижнемеловые терригенные отложения, которые в пределах месторождения моноклинально погружены на юго-восток под углом 70–80°. Среди терригенных пород выделены три толщи: нижняя представлена алевритами, песчанистыми алевритами с редкими прослоями песчаников мелко- и среднезернистых; средняя — переслаивание мелкозернистых песчаников и слоистых алевритов; верхняя — переслаивание крупнозернистых песчаников и тонкослоистых алевритов. Все толщи вмещают золоторудную минерализацию.

Западная интрузия, расположенная в верховьях р.Изюбриная, с многочисленными апофизами, дайками сложена в северной части субшелочными габбро, габбро-монцонитами, которые постепенно переходят в габбро-диориты, монцодиориты первой интрузивной фазы [9]. Вторая фаза представлена биотит-амфиболовыми гранодиоритами, перебуренными скважинами; третья — аляскистовыми гранитами. На юге интрузия содержит безрудные брекчии на кварцевом и амфиболовом цементе. Восточная интрузия, расположенная в 1,5–3 км в долине р.Соболиная Падь, сложена гранодиоритами, подобными второй фазе. Гранодиориты состоят (в %) из кварца (20), плагиоклаза Al_{45} (50–66), биотита (10), амфибола (25) и

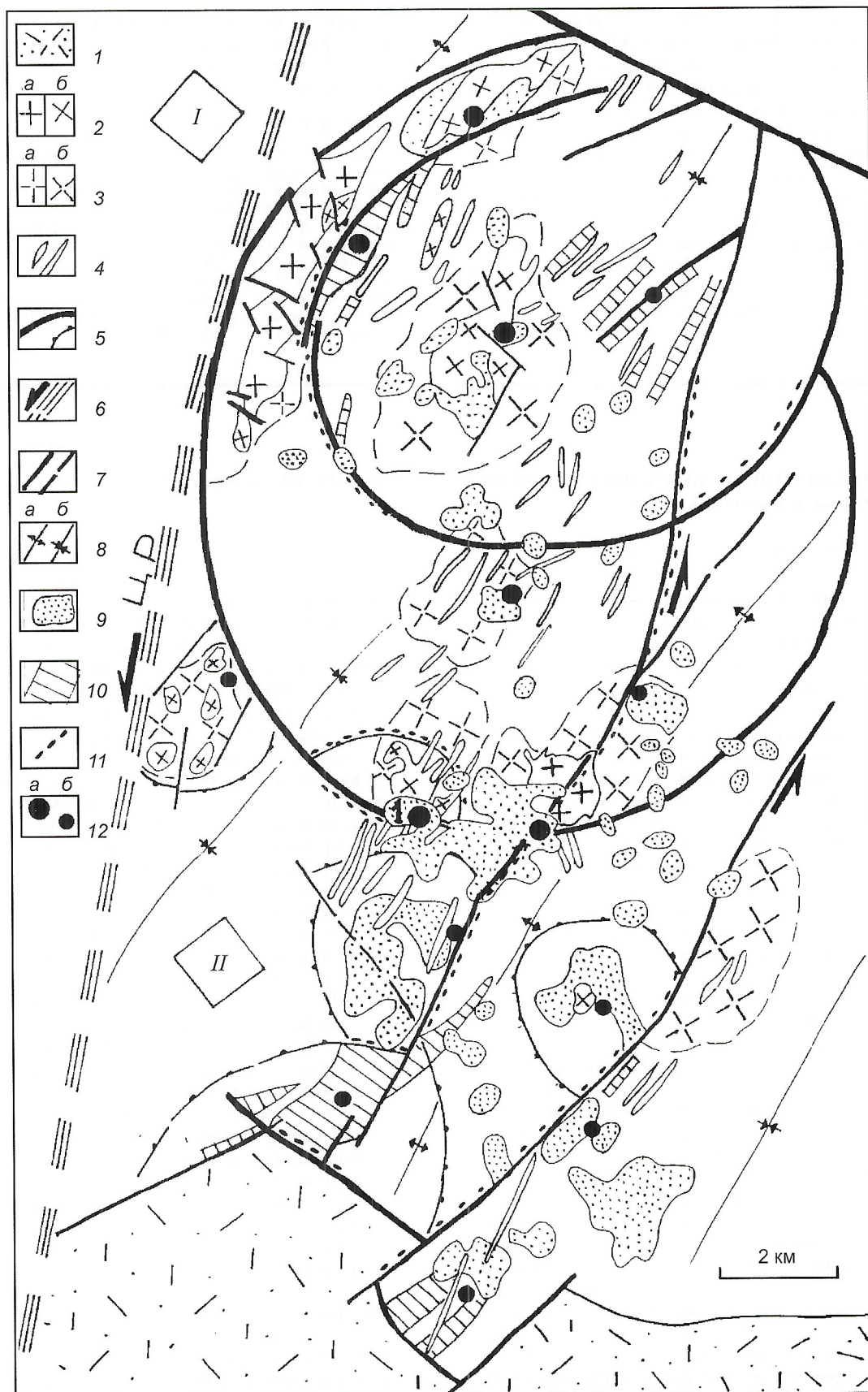


Схема тектоно-магматического контроля рудных полей Соболиного рудного узла:

I — кислые вулканиды позднего мела—палеогена; 2 — граниты (*а*) и диориты (*б*) позднего мела; 3 — то же, на глубине; 4 — нерасчлененные дайки позднего мела—палеогена; 5 — кольцевые структуры первого (*а*) и второго (*б*) порядков; 6 — Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦП); 7 — разрывы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); 8 — антиклинали (*а*) и синклинали (*б*); 9 — шлихо-минералого-геохимические ореолы золота; 10 — линейные зоны гидротермально измененных пород; 11 — россыпные месторождения золота; 12 — месторождение Лазурное (*а*) и рудопроявления золота (*б*); складчатые террейны [6]: *I* — Самаркинский, среднеюрские—берриасовые турбидиты, *II* — Журавлевский, раннемеловой флиш

аксессуарных — сфен, апатит и магнетит. Fe/(Fe—Mg) амфибола и биотита менее 0,3 и около 0,4 соответственно.

Ореол контактового метаморфизма вокруг интрузий достаточно обширен и указывает на слияние интрузивов на глубине. По геофизическим данным, залегание кровли интрузива от поверхности составляет 100—500 м, в прогибах 900 м. Разница превышения высот между выходами Западной и Восточной интрузий 400 м. Глубокий эрозионный срез зональной рудной колонны ЗМП МРС Восточной интрузии свидетельствует об ее бесперспективности на обнаружение промышленной золото-медно-порфировой минерализации, что подтверждают низкие содержания золота (0,1—2,2 г/т) в кварцево-сульфидных жилах и прожилках.

Западная интрузия с умеренным уровнем эрозионного среза зональной рудной колонны соответствует средним частям ЗМП МРС, где расположен основной объем руд. Рудоносный порфировый интрузив и породы его рамы характеризуются зональным рудно-метасоматическим строением. Зоны разного состава сменяют друг друга по радиусу от центра интрузии. В результате картирования установлено, что распределение метасоматических зон отвечает ряду: рудоносный порфировый интрузив—зона калишпатизации и биотитизации—зона кварц-серицит-хлоритовая, сменяющаяся пропиловитовой зоной на периферии. В объеме рудно-метасоматической системы также зонально размещена минерализация: золото-медно-порфировая с молибденом и вольфрамом расположена во внутренней части МРС, в то время как золото-арсенопирит-пиритовая и полиметаллическая — на ее периферии. Внешние контуры рудного поля фиксированы ореолами распространения пирита. Важнейшая особенность геохимии пирита (и его гипергенных продуктов) руд — высокая встречаемость в нем золота и серебра [7]. Минимальное содержание золота в пирите 0,5 г/т, максимальное 1100 г/т, среднее 125 г/т.

В тектоническом отношении позиция месторождения определяется его приуроченностью к зоне влияния ЦР — левого сдвига большой амплитуды [3]. На площади рудного поля сдвиги выражены многочисленными межпластовыми срывами, образующими широкие зоны вязкого сдвига, которые контролируют размещение интрузий, даек и рудных тел. Сдвиги обусловили блоковое строение рудного поля. Вблизи разломов породы в различной степени деформированы, смяты в мелкие напряженные складки с круто наклонными шарнирами, расланцованы.

Сдвиговый геодинамический режим обусловил широкое развитие жильного и штокеркового оруденения во всех типах пород, слагающих рудное поле. Рудные тела штокеркового оруденения развиты в зонах скалывания и представлены сериями кварцевых и сульфидных жил и прожилков, образующих лестничные системы внутри даек, пластов песчаников, алевролитов и интрузий. Так, в приконтактной части Западной интрузии штокерковую золото-медно-порфировую минерализацию контролируют сколовые север-северо-восточные трещины, которые блокируют поперечные к ним близширотные и северо-западные трещины растяжения, выполненные рудным веществом. Как правило, центральная часть штокерка сложена прожилково-вкрапленными рудами, краевая — вкрапленными. В первичных рудах содержание сульфидов составляет 1—35%. Золото ассоциирует с кварцем и сульфидами. Содержание золота 0,2—15,9 г/т, серебра 18—63 г/т, меди до 1,4%, молибдена 0,5%. Состав руд и прилегающих к ним измененных пород в настоящее время изучены недостаточно хорошо. Спутники золота — халькопирит, борнит, пирит, арсенопирит, редко молибденит и вольфрамит. Нерудные — кварц, амфибол, хлорит, серицит и др. В зоне окисления распространены малахит, азурит, хризо-

колла, куприт, лимонит и др. Обычно геологические границы штокерка отсутствуют, и его контур устанавливается опробованием.

Структурные закономерности локализации золото-арсенопирит-пиритовой минерализации те же, что и для золото-медно-порфировой: четкий контроль штокерков трещинами послойного срыва. Так, в долине р. Изюбриная закартирована восток-северо-восточная полоса двойного изгиба (кинк-банда) элементов слоистости. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что полоса кинк-банда практически точно ограничивает россыпь золота. В полосе изгиба широко проявлена пиритизация толщ вместе с развитием прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации с невысокими (0,2—7,8 г/т) содержаниями золота. Установлено, что подобные зоны кинк-банда контролируют отрезки кольцевых и линейных структур с отработанными россыпями золота.

Россыпное золото светло- и грязно-желтое с металлическим блеском, иногда покрытое пленкой оксидов железа. В золоте видны проростания кристаллов кварца или отпечатки. По морфологии выделено золото пластинчатое, комковидное, крючковатое, проволоочное и в виде кристаллов. Размер золотинок 0,01—0,625 мм; золото редко окатано, что свидетельствует о его автохтонном образовании за счет разрушения коренных выходов прожилковых зон. Средняя пробытность золота 835. Изучение химического состава самородного золота показывает, что постоянный его элемент — серебро и микропримеси — медь, висмут, сурьма, свинец и марганец.

В заключение отметим, что россыпи золота — один из поисковых признаков для выявления залежей рудного золота по известному принципу: «ищи руду около руды». Касаясь перспективной оценки СРУ на золото-медно-порфировую и золото-арсенопирит-пиритовую минерализацию, следует отметить, что в первую очередь поисковые работы следует вести в пределах тех МРС, где наиболее развиты оба типа оруденения. На наш взгляд, судя по аналогии с другими золотоносными районами [4, 5], здесь возможно открытие большеобъемного комплексного месторождения рядовых руд с промышленными запасами золота, пригодного для открытой обработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваганов В.И., Волчков А.Т., Константинов М.М. и др. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных и благородных металлов и алмазов. — М.: ЦНИГРИ, 1989.
2. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1974.
3. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. — Владивосток: Дальневосточное кн. из-во, 1972.
4. Моисеев В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996.
5. Сафронов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность — геолого-генетические типы — продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 25—40.
6. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. — Владивосток: Дальнаука, 1995.
7. Хохряков Н.А. Применение шлихового минералого-геохимического метода при прогнозе и поисках золоторудных месторождений // Советская геология. 1990. № 9. С. 22—28.
8. Юшманов Ю.П. Золото-медно-порфировые магматогенно-рудные системы Соболиного рудного узла в Центральном Сихотэ-Алине // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем: Тез. докл. конф. Владивосток, 2000. С. 102—103.
9. Selmann R., Goneychuk V., Khanchuk A. (Eds) Anatomy and Textures of Ore-Bearing Granitoids of Sikhote Alin (Primorye region, Russia) and Related Mineralization. Excursion Guidebook. Potsdam, 1998.

Структура и развитие Канадско-Колымского сектора Тихоокеанского подвижного пояса

В.Ф.БЕЛЫЙ (Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН)

К Канадско-Колымскому или северному сектору Тихоокеанского подвижного пояса мы относим Канадские Кордильеры, Южную и Центральную Аляску, Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую области Северо-Востока Азии, Курило-Камчатскую и Алеутскую островные дуги, Охотское и Берингово моря.

Южная граница Канадско-Колымского сектора проведена по Курило-Камчатскому и Алеутскому глубоководным желобам, а восточнее п-ова Кенай — по изобате 1000 м. На востоке Канадско-Колымский сектор граничит с Северо-Американской, а на западе — с Восточно-Сибирской платформами. В юго-восточном направлении структуры Канадских Кордильер ограничены зоной разломов Льюис-Кларк [18], переходящей в северо-западном направлении в океанскую зону разломов Солано. На юго-западе граница Корякско-Камчатской области со структурами Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской систем скрыта под водами Охотского моря. На севере Канадско-Колымский сектор граничит с Арктическим подвижным поясом. На Аляске граница между ними проходит по южному подножью хр.Брукс, западнее проведена условно в области шельфа арктических морей.

Дорифейские и фанерозойские структуры Канадско-Колымского сектора и Арктического подвижного пояса образуют узкую перемычку между древними кратонами Северной Америки и Сибири, сохранившуюся после образования позднемеловых—кайнозойских впадин Тихого и Северного Ледовитого океанов (рис. 1). Канадско-Колымский сектор — единственное место, где может быть прослежен переход между «американской» и «азиатской» ветвями Тихоокеанского кольца, структурное отличие которых отмечалось уже Э.Зюссом, затем рассматривалось в работах Г.Штилле, Н.П.Хераскова, Ю.М.Пушаровского и др.

В.В.Белоусов [2] обратил внимание на существенные различия строения переходной зоны континент—океан со стороны Азии и Северной Америки, и предложил североамериканский отрезок переходной зоны, западнее п-ова Кенай выделять в особый, колумбийский, тип. Своеобразие переходной зоны колумбийского типа определяется глубоким проникновением (Калифорнийский залив) и «утыканием» (система Хуан-де-Фука) зон океанического рифтогенеза в континентальный массив Северной Америки.

Основы представлений о тектонической и металлогенической зональности Тихоокеанского подвижного пояса формировались, прежде всего, на материалах о строении и развитии его северной части [26, 29, 33, 34]. При этом северо-восток Азии, где предельно ясно выражена пространственно-временная упорядоченность размещения геологических, прежде всего магматических формаций и структур, стал одним из ключевых регионов изучения и решения общих вопросов тектоники и магматизма.

Главные типы эвгеосинклинальных систем. Развитие учения о геосинклиналях сопровождалось предложениями различных вариантов классификации их по составу слагающих горных пород, т. е. по формационному признаку. При этом всегда особое значение придавалось магматическим образованиям. Наиболее распространенным стало предложенное Г.Штилле в самом начале 40-х годов разделение геосинклиналей на эв- и миогеосинклинальные

зоны. Магматические процессы одного геосинклинального цикла он предложил делить на начальный вулканизм, синорогенный плутонизм, субсеквентный магматизм и заключительный вулканизм [34].

Глубокое эмпирическое обобщение по геосинклинальному магматизму, предвосхищавшее тектонические и петрологические исследования того времени, было выполнено Ю.А.Билибиным при создании им в конце 40-х—начале 50-х годов основ учения о металлогенических провинциях и эпохах [10].

Обширные региональные геологические исследования, прежде всего, на территории Советского Союза, показали, что признаками эв- и миогеосинклинального трипа обладают не только отдельные зоны или прогибы, но и крупные геосинклинально-складчатые системы. Одна из наиболее дискуссионных проблем учения о геосинклиналях связана с представлениями о тектонической природе островных вулканических дуг. Высокая магматическая активность этих структур свидетельствовала о принадлежности их к эвгеосинклиналям. А.Д.Архангельский [1], вслед за ним Ю.М.Пушаровский [26] и Г.М.Власов [14] рассматривали парагенезис морфоструктур глубоководный желоб—островная дуга—глубоководная впадина окраинного моря как современную геосинклинальную систему. Увенчанная вулканами островная дуга считалась вулканической геосинклиналью. Но оставался без обсуждения вопрос корреляции андезитового вулканизма островных дуг с уже хорошо изученной стадийностью эвгеосинклинального магматизма.

На основании данных о составе, петрохимических свойствах и характере проявлений вулканизма Ю.А.Кузнецов [19] отнес андезитовую формацию островных дуг к образованиям орогенного этапа развития подвижных поясов. В.В.Белоусов [3, 4] также считал, что островные дуги принадлежат структурам орогенных эндогенных режимов. Более того, он полагал, что «геосинклинальные эндогенные режимы, будучи исторической категорией, известны только в прошлом и принципиально не могут быть обнаружены в современном состоянии земной коры» [4, с. 149]. Новые фактические данные и последовательное применение сравнительного структурно-формационного метода исследований открыли возможность иного объяснения природы островных вулканических дуг.

На материалах по геологии Южно-Американских Анд Ж.Обуэн и А.Борелло [36—38] предложили выделять в качестве особой категории геосинклинальных структур эвлиминарные системы (*chaines andines*), отличающиеся формой, парагенезисами магматических и осадочных формаций, характером деформаций от уже хорошо известных эвгеосинклинальных систем (*chaines alpines*). При этом подчеркивалось, что эвлиминарные системы обладают подобной эвгеосинклинальным длительностью и стадийностью развития. Было показано, что в северном и южном направлениях эвлиминарные системы Чилийско-Перуанских Анд сменяются по простирацию эвгеосинклинальными системами. Особый интерес представляют данные о том, что фундамент мезозойской Арауканской эвлиминарной системы образован герцинским эвгеосинклинальным складчатым комплексом уральского типа [38]. Следовательно, она не является поздней стадией развития эвгеосин-

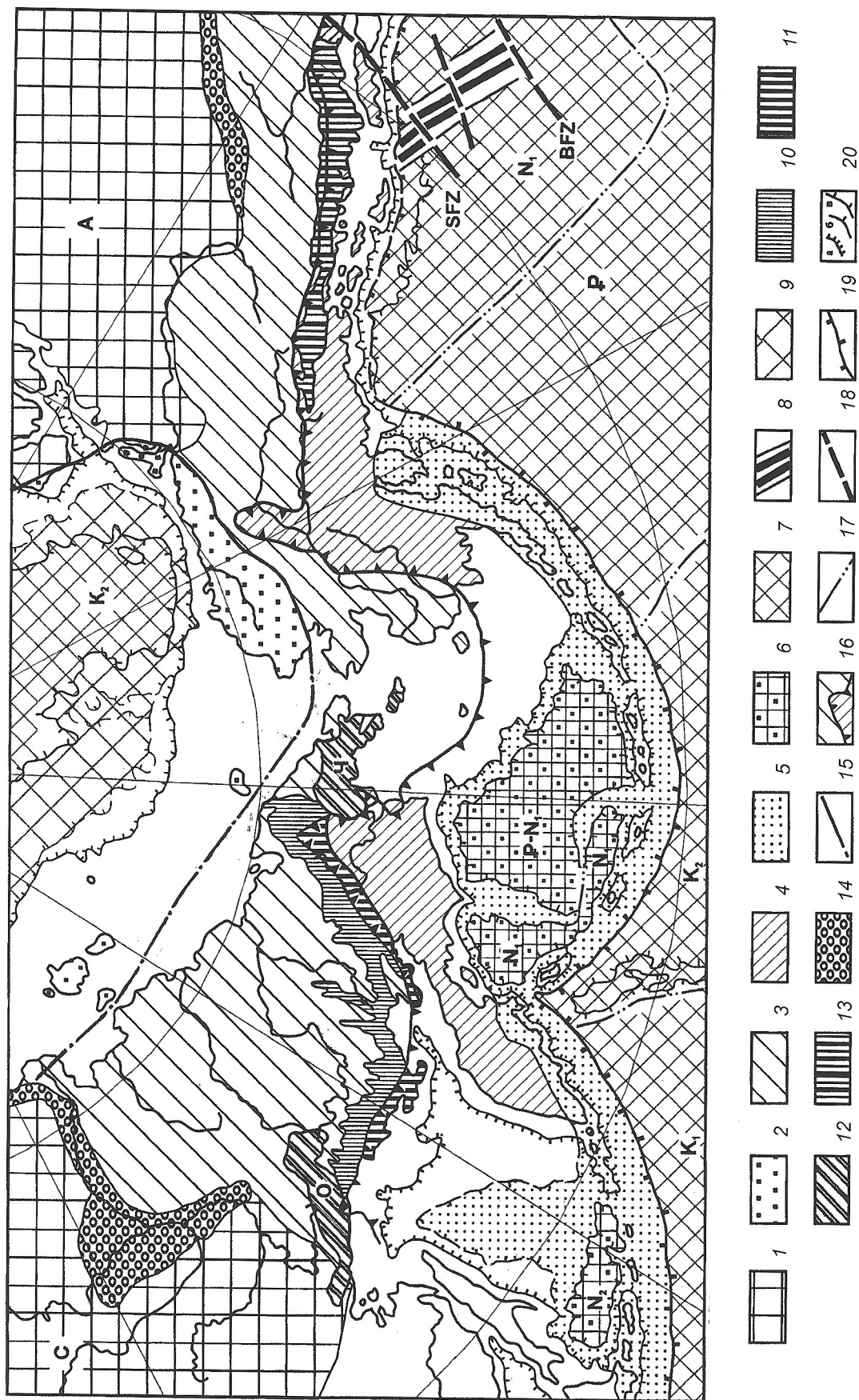


Рис. 1. Тектоническое районирование Северной Пацифики и Восточной Арктики и положение окраинно-континентальных тектономагматических поясов в структуре Канадско-Кольмского сектора Тихоокеанского подвижного пояса:

платформенный эндогенный режим: 1 — Восточно-Сибирская (С) и Северо-Американская (А) платформы; теосинклинальные и орогенные эпитеосинклинальные эндогенные режимы — области завершённой складчатости: 2 — Арктический подвижный пояс, 3 — внешняя, 4 — внутренняя, 5 — современные геосинклинальные системы, 6 — возраст океанской коры, образующей фундамент глубоководных впадин (Р — N_1 — палеоген-миоценовый, N_2 — миоценовый, N_3 — плиоценовый); эндогенные режимы океанизации: 7 — второй сейсмический слой океанской земной коры (K_1 — раннемелового, K_2 — поздне мелового, Р — палеогенового, N_1 — миоценового возраста), 8 — рифтовая система Хуан-де-Фука плиоцен-четвертичного возраста, 9 — кайнозойская океанизация; окраинно-континентальные тектономагматические пояса: Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 10 — внешняя, 11 — внутренняя зоны Тайско-Чуанской арктической, 12 — фланговые зоны (О — Западно-Охотская, Ч — Восточно-Охотская); 13 — Канадский береговой плутонический пояс; 14 — позднемезозойские и кайнозойские отложения краевых прогибов и сопряжённых с ними отрицательных структур; 15 — предполагаемая граница Арктического и Тихоокеанского подвижных поясов; 16 — граница внешней и внутренней зон Канадско-Кольмского сектора; 17 — условная граница между площадями океанской земной коры разного возраста; 18 — океанические зоны разломов (SFZ — Солано, BFZ — Blanco); 19 — осевая линия глубоководного желоба; 20 — изобаты, м (а — 200, б — 1000, в — 3000); возраст второго сейсмического слоя океанской земной коры показан по данным Geological Map ..., 1975; Hall, 1973; Васильев, 1992; Рождественский, 1991

клинали, а представляет собой новый самостоятельный тектонический элемент.

Ю.М.Пушаровский, касаясь проблемы структурных отношений современных геосинклинальных систем с более древними тектоническими комплексами, писал: «... нет никаких данных о том, что ... геосинклинальные зоны прошлого развились в современные геосинклинальные системы в результате плавного и непрерывного процесса. Наоборот, есть основания полагать, что современный геосинклинальный план является молодым, развившимся на фоне разрушения иных тектонических комплексов» [26, с. 99].

Тектоническая самостоятельность мезозойской Тайгоносской вулканической дуги, прослеженная на мелкомасштабных палеовулканологических картах северо-востока Азии давала основание для утверждения, что «... в течение не менее 100 млн. лет в мезозойской истории региона выделяется зона устойчивого островодужного андезитового вулканизма, ... которая не является какой-либо стадией развития ортогеосинклинальных или миогеосинклинальных систем, а составляет единый с ними латеральный ряд» [9, с. 75].

Сходство вулканогенных и осадочных формаций, характера деформаций и общего тектонического положения мезозойско-кайнозойской Арауканской эвлиминарной зоны, мезозойской Тайгоносской вулканической дуги и современных вулканических дуг северо-западной части Тихого океана привело нас к выводу о целесообразности выделения их в особую категорию геосинклинальных структур под названием андезитовые геосинклинали [5]. Таким образом, вулканические дуги и их древние аналоги следует рассматривать в качестве особого типа структур эвгеосинклинального класса. Они будут именоваться эвлиминарными системами в отличие от эвгеосинклинальных систем в общепринятом значении термина.

Сравнительный анализ эвлиминарных систем геологического прошлого и современных островных вулканических дуг и ревизия ранее предложенной схемы тектонического районирования Анадырско-Корякской складчатой системы [5, 6] показывает, что подобно тому, как среди современных островных дуг выделяются одинарные и двойные, так и эвлиминарные системы подлежат разделению на одинарные и двойные; эвлиминарным, особенно двойным системам свойственна устойчивая тенденция (консерватизм) развития: образующие их структуры не испытывали инверсии тектонических движений [7]. Эвлиминарные системы тесно связаны с сейсмофокальными зонами (самыми глубинными из известных в настоящее время зонами разломов), чем и обусловлена их исключительно линейная форма.

Андезитовый вулканизм в широком значении термина [5] — не просто главный, а подавляющий эндогенный процесс эвлиминарных, особенно одинарных систем. На ранней стадии развития и более глубоких уровнях некоторых одинарных вулканических дуг достаточно широко распространены лавы бонинитовой серии [16, 32]. О высокой активности ультраосновной магмы под одинарными эвлиминарными системами свидетельствуют серпентинитовые диапиры, обнаруженные в нижней части склона Марианской дуги [39]. На новейшем этапе ее развития (последние 6 млн. лет) в сводовой части развивается деструктивный процесс, выразившийся в формировании наложенной рифтовой структуры, в которой изливаются толеитовые базальты [16, 27].

Двойная эвлиминарная система (островная дуга) представляет собой хорошо известную триаду вулканическая дуга—междугуговая прогиб—невулканическая дуга. Палеовулканологические и палеотектонические реконструкции северо-востока Азии, в частности Тайгоносской эвлиминарной системы, дают основание полагать, что в совре-

менной структуре древняя вулканическая дуга предстает в виде узкой протяженной грабен-синклинальной формы, которая и была названа андезитовой геосинклиналью [5]. Развитие ее началось задолго до формирования междугуговой прогиба и невулканической дуги. Эти элементы эвлиминарной системы в противоположность вулканической дуге (андезитовой геосинклинали) выделяются как мио-вулканическая зона [7]. Парагенетическая связь мио-вулканической зоны с андезитовой геосинклиналью очевидна, но характер причинно-следственных отношений структурообразования не ясен. На поздней стадии развития Тайгоносской эвлиминарной системы, главным образом в мио-вулканической зоне, происходил деструктивный процесс, сопровождавшийся вулканическими извержениями гарцбургитовой магмы, внедрением перидотитовых массивов и даек пикритового и близкого бонинитам составов [7].

Главный типовой признак эвгеосинклинальных систем (chaines alpines) — спилит-диабазовая и офиолитовая формации, которые образовались на начальной, доинверсионной стадии их развития. Зрелая стадия эвгеосинклиналей характеризуется андезитовым вулканизмом, накоплением флиша, граувакк, интрузиями габбро — плагиогранитной формации [23]. Сходство магматических формаций начальной стадии эвгеосинклиналей с ассоциациями горных пород океанской коры может свидетельствовать о сходстве условий образования тех и других [4]. Т.И.Фролова показала, что существенных различий между магматизмом океанов и ранней стадии эвгеосинклиналей нет, а формирование океана или эвгеосинклинали «определяется интенсивностью эндогенного импульса и проницаемостью земной коры» [31, с. 18]. По мнению В.В.Белоусова [2, 3], магматические образования ранней стадии развития эвгеосинклиналей и океанов — продукты плавления в разной степени «истощенных» верхних горизонтов мантии. Высокие глиноземистость и известковистость базальтов эвлиминарных систем могут указывать на их происхождение из более глубокой и менее деплетированной части мантии, что согласуется с тем, что современные вулканические дуги тесно связаны с зонами сверхглубоких разломов.

Эвгеосинклинали выделяются в составе геосинклинально-складчатых областей как линейного, так и овального концентрически-зонального типа [21], тогда как эвлиминарные системы — структуры исключительно линейного типа.

Тектоническое районирование. Северная Пацифика и Восточная Арктика, следуя концепции эндогенных режимов В.В.Белоусова [2—4], разделены на области с эндогенными режимами: платформенными, геосинклинальными, орогенными эпигеосинклинальными и океанизации (см. рис. 1).

По времени развития и пространственным отношениям главных структур земной коры региона устанавливается, что области с платформенными эндогенными режимами обособились уже в дорифейское время (Сибирская и Северо-Американская платформы). Начало проявлений геосинклинальных эндогенных режимов, создавших складчатые структуры Тихоокеанского и Арктического пояса, относится к позднему докембрию. Геосинклинальные режимы развивались стадийно, что особенно выразительно прослеживается по зональности структур Тихоокеанского пояса. В Канадско-Колымском секторе различаются разновозрастные складчатые системы, в которых геосинклинальные режимы сменились орогенными эпигеосинклинальными, а также область современных геосинклинальных режимов. По имеющимся данным, интенсивные проявления эндогенных режимов океанизации начались в позднем мезозое и продолжаются в настоящее время. На большей части Северной Пацифики, кроме территории к востоку от п-ова Кенай, океанизация и геосинклинальный

процесс развивались параллельно, но в разных пространствах, граница которых в современной структуре региона выражена глубоководными желобами. В Восточной Арктике океанизация проявилась как резко деструктивный процесс по отношению к структурам Арктического подвижного пояса.

В Канадско-Колымском секторе выделяются в качестве самостоятельного типа структур *окраинно-континентальные тектономагматические пояса* (Охотско-Чукотский вулканогенный и Канадский Береговой плутонический), которые расположены вдоль границы его внешней и внутренней зон. Как особая категория структур на схеме показаны краевые прогибы: Приверхоанский и Предкордильерский. Срединные массивы с дорифейским кристаллическим фундаментом, играющие важную роль в структуре внешней зоны Канадско-Колымского сектора, включены в состав областей эпигеосинклинального орогенного режима.

Тектоническое районирование Канадско-Колымского сектора (рис. 2) проведено по *возрасту складчатости* и по *формационным и структурным признакам*.

Возраст складчатости — фундаментальный принцип мелкомасштабного тектонического районирования геосинклинально-складчатых систем. Поэтому представляется целесообразным привести имеющее основополагающее значение определение этого понятия, предложенное Н.П.Херасковым. «Термин «возраст складчатости» ... следует принимать не в буквальном (чисто структурном, В.Белый) смысле», а как «приблизительное время окончания развития геосинклинальных систем и как переломную эпоху, после которой на данной площади развиваются ... негеосинклинальные формы и отложения» [33, с. 16, 17]. «Определение «возраста складчатости» по времени замыкания геосинклинальных систем можно рассматривать как противопоставление класса геосинклинальных формаций классам платформенных и орогенных ...» (там же, с. 46).

Парагенезисы формаций и структур, форма геосинклинальных систем — главные признаки, на которых основано выделение эвгеосинклинальных, эвлиминарных и миогеосинклинальных систем, а также срединных массивов и рифтоклиналей.

Приняв окраинно-континентальные тектономагматические пояса в качестве пограничных структур между внешней и внутренней зонами Канадско-Колымского сектора и разделив эвгеосинклинальные структуры на собственно эвгеосинклинальный и эвлиминарный типы, стало очевидным, что следует отказаться от представлений о поясе Фрезер как едином эвгеосинклинальном поясе Кордильер [20]. В качестве основы тектонического районирования Кордильерского пояса использована предложенная в 70-е годы канадскими геологами [41, 42] схема деления пояса Фрезер на четыре самостоятельных пояса (с запада на восток): Островной (Insular), Береговой (Coast), Интермонтана (Intermontane), Оминека (Omineca). Главными источниками данных для предлагаемых в настоящей статье схем районирования и характеристики строения и развития американской ветви Канадско-Колымского сектора послужили выполненные в последние годы крупные обобщения по геологии Канадских Кордильер [40] и Аляски [43], а также Тектоническая карта Северной Америки, составленная Ф.Б.Кингом (1969).

На схеме тектонического районирования (см. рис. 2) к внешней зоне в американской ветви Канадско-Колымского сектора отнесены структуры Интермонтана, Оминека (эвгеосинклинальная система) и Миллард (миогеосинклинальная система), которые составляют Кордильерскую складчатую область линейного типа. На северо-востоке Азии главные особенности строения внешней зоны определяются концентрически-зональной структурой Верхояно-Чукотской области. По возрасту складчатости обе области отнесены к мезозоидам. Существенные элементы

строения внешней зоны — срединные массивы с дорифейским кристаллическим фундаментом.

Во внутренней зоне развиты только эвгеосинклинальные и эвлиминарные системы, а миогеосинклинальные как самостоятельные структуры не выделены. По возрасту складчатости эвгеосинклинальные системы разделены на ларамиды и кайнозоиды. В азиатской ветви они, подобно мезозоидам, обладают признаками концентрически-зонального строения. Более сложно и не всегда однозначно решается вопрос о времени замыкания эвлиминарных систем, поскольку они расположены, как правило, на границе с внешней зоной, а структурные и формационные признаки вступления их в стадию эпигеосинклинального орогенного развития не столь выразительны, как в геосинклинальных системах других типов. Специальным знаком дана граница современных геосинклинальных систем, что позволяет видеть их соотношение с более древними структурами. На схеме нет окраинно-континентальных тектономагматических поясов и структур молассового эпигеосинклинального комплекса: это улучшает наглядность изображения собственно геосинклинальных зон, рифтоклиналей, срединных массивов.

СТРУКТУРА КАНАДСКО-КОЛЫМСКОГО СЕКТОРА.

Внешняя зона. Главные тектонические элементы внешней зоны Канадско-Колымского сектора (см. рис. 2) — Верхояно-Чукотская и Кордильерская геосинклинально-складчатые области, а также срединные массивы (Охотский, Омонский, Эскимосский и Юконский) — крупные относительно поднятые фрагменты архейского и раннепротерозойского кристаллического фундамента, в пределах которых фанерозойские образования отличаются от разновозрастных геосинклинальных толщ составом и (или) мощностью и характером деформаций. Кроме названных массивов среди геосинклинальных структур наблюдаются различные по размеру блоки дорифейских метаморфических комплексов, тектоническая природа которых не вполне ясна. Существенную роль в строении внешней зоны играют такие структурные новообразования, как рифтоклиналей. Со стороны внутренней зоны Канадско-Колымского сектора и Верхояно-Чукотскую, и Кордильерскую складчатые области окаймляют эвлиминарные системы, а со стороны Сибирской и Северо-Американской платформ — краевые прогибы (соответственно Приверхоанский и Предкордильерский).

Срединные массивы расположены на линии кратчайшего расстояния между юго-восточным окончанием Сибирской и северо-западным углом Северо-Американской платформ. Примечательно их краевое или периферическое положение в структуре внешней зоны. Только Омонский массив полностью окружен геосинклинально-складчатыми структурами мезозойского возраста, тогда как Охотский, Эскимосский и Юконский массивы примыкают непосредственно к структурам внутренней зоны. Особое тектоническое положение занимает самый крупный из срединных массивов — Эскимосский, который только на северо-западе и крайнем востоке граничит с мезозоидами. На севере к нему примыкают структуры Арктического пояса, а с запада, юга и юго-востока он окаймлен структурами Анадырско-Корякской и Кусковмиской складчатых систем (ларамиды, внутренняя зона). По существу, между 175° и 150° з.д. вся внешняя зона образована структурами Эскимосского массива, отделяющего Верхояно-Чукотскую область от Кордильерской.

В.И.Шульдинер показал, что степень преобразования фундамента и деформации чехла срединных массивов различны и в целом увеличиваются с запада на восток. Это может быть объяснено, с одной стороны, разной силой внешнего воздействия, а с другой, — глубинными деструктивными процессами, интенсивно проявившимися, в частности, в мезозое и кайнозое на Эскимосском массиве [7].

Рис. 2. Тектоническое районирование до-плиоценовых складчатых систем Канадско-Кольмского сектора:

1 — дорифейские платформы (С — Восточно-Сибирская, А — Северо-Американская); *Капдско-Кольмский сектор*: *2* — блоки архейских образований и средние массивы (Ох — Охотский, Ом — Омолонский, Э — Эскимосский, Ю — Юконский), *3* — протерозойский фундамент складчатых систем; *внешняя зона, мезозойско-Ойская эвгеосинклинальная система*: Верхне-Чукотская область; Атагейско-Ойская эвгеосинклинальная система; *4* — внутренняя зона, *5* — крупные пологительные магнитные аномалии в ее пределах, *6* — внешняя зона, краевые подпятия — фрагменты преимущественно палеозойских карбонатных платформ, Яно-Кольмская миеосинклинальная система; *7* — районы пологих дислокаций верхнего комплекса на опущенных массивах дофанерозойского фундамента, *8* — простирание складчатости верхнего комплекса, *9* — юрские отложения Полоусного и Иньяля-Дебинского синклинириев и Балыгычан-Сугуйской зоны; *10* — Чукотская миеосинклинальная система, ориентировка знаков отражает общее простирание структур; Кордильерская область; эвгеосинклинальная система Интермонта — Оминька, зоны: *11* — Интермонта, *12* — Оминька, *13* — миеосинклинальная система Миллард; *внутренняя зона*: эвгеосинклинальные системы «андезитового» типа: *14* — андезитовые геосинклинальные, вулканические дуги, *15* — миеовулканические зоны, преддуговые прогибы и невулканические дуги (Т — Тайтоноская система, Б — Беретовая, О — Островная зоны Ванкуверской системы, Та — система Талкитна); эвгеосинклинальные системы «базальтового» типа: ларамиды Анадырско-Корьской системы: *16* — внутренняя, *17* — внешняя зоны; *18* — Кусковинская система; кайнозойские: Олюторско-Камчатская система: *19* — внутренняя зона, глубоководный прогиб, *20* — то же, поднятие вулканического периферия, *21* — то же, поднятие вулканического периферия, *22* — система Чугач; ранне-мезозойские рифтоклинали: *23* — краевые, *24* — внутренние; *25* — поздне-мезозойские; *26* — краевые прогибы; *27* — внутренняя зона, глубоководный прогиб, *28* — то же, поднятие вулканического периферия, *29* — то же, поднятие вулканического периферия, *30* — океаническая зона разломов Сомано; *31* — осевая линия глубоководного желоба; *32* — изобаты, м (*a* — 200, *b* — 1000, *c* — 3000)

Пространственное положение срединных массивов, различных блоков дорифейских метаморфических комплексов в структурах мезозойского северо-востока Азии и Канадских Кордильер [35] дают основание считать, что заложение геосинклинальных систем внешней зоны Канадско-Колымского сектора было связано с обширным процессом деструкции древней континентальной коры.

Верхояно-Чукотскую область представляет замечательный по выразительности концентрически-зональный структурный ансамбль, внутри которого расположены Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная, а по периферии Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы.

Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система изучена слабо. Алазейская зона занимает центральное положение в структуре мезозойского и характеризуется концентрически-зональным морфоструктурным планом. В центре ее расположено Алазейское плоскогорье, сложенное рифейско-нижнепалеозойскими, средне- и верхнепалеозойскими и мезозойскими преимущественно осадочно-вулканогенными толщами. В ассоциации с базальтами рифейско-раннепалеозойского возраста встречаются серпентиниты. Среди палеозойских образований развиты зоны глаукофанового метаморфизма [15, 22]. Плоскогорье окружено низменностями, где из-под рыхлых наносов выходят на поверхность преимущественно позднемезозойские и кайнозойские образования. Периферическую часть Алазейской зоны образует горная система краевых поднятий, сложенных преимущественно ниже- и среднепалеозойскими карбонатными толщами. В строении поднятий участвуют также блоки, тектонические пластины рифейских—нижнепалеозойских осадочно-вулканогенных метаморфизованных образований с телами ультрамафитов офиолитовой ассоциации. На востоке, в низовье р. Колыма, система краевых поднятий прерывается, и здесь под чехлом рыхлых отложений соединяются Алазейская и Олойская зоны.

Гористая Олойская зона, сложенная преимущественно позднемезозойскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, предстает в целом как крупная сложно построенная грабен-синклинальная структура. В краевых и внутренних горстовых поднятиях Олойской зоны обнажены среднепалеозойские и нижнемезозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, а также офиолиты, по-видимому, среднепалеозойского возраста. На юго-западе по Олойско-Березовской системе крупных разрывных нарушений она граничит с Омолонским срединным массивом и Гижигинской складчатой зоной Яно-Колымской системы. На северо-востоке Олойская зона отделена от Чукотской складчатой системы протяженной Южно-Ануйской рифтоклиналью.

Алазейско-Олойская система вместе с Южно-Ануйской рифтоклиналью резко выделяется среди структур северо-востока Азии положительными магнитными аномалиями [17]. В Алазейской зоне наблюдаются самые крупные аномалии. Они образуют петлю, в центре которой расположено Алазейское плоскогорье. «Петля» алазейских аномалий открыта в сторону Олойской зоны, магнитные аномалии которой простираются в северо-западном направлении. Сочленение аномалий Алазейской и Олойской зон имеет сложный взаимопроникающий характер. На основании анализа гравиметрических данных Ю.Я.Ващинов [15] пришел к выводу, что под Алазейской зоной кровля «базальтового» слоя залегает на глубине 10–12 км, а в его составе преобладают габброиды и перидотиты.

Яно-Колымская миогеосинклинальная система и заключенные в ней срединные массивы составляют гигантскую структурную петлю вокруг Алазейской зоны. «Петля» прерывается лишь в восток-северо-восточном секторе на 60–70° дуги, где происходит соединение Алазейской и

Олойской зон. Наиболее характерный, определяющий признак миогеосинклинальных систем Верхояно-Чукотской области — сероцветные (терригенные и вулканогенно-осадочные) мощные толщи позднепалеозойского—среднеюрского возраста, выделяемые как верхоянский комплекс.

В строении Яно-Колымской системы различаются зоны линейной складчатости и районы пологого залегания верхоянского комплекса. Последние образуют зону, лежащую почти строго вдоль срединной линии складчатой системы (см. рис. 2). Один из таких районов, Инский, примыкает непосредственно к Охотскому срединному массиву и представляет собой опущенную «ступень» массива [15]. Это позволяет предполагать, что фундамент районов пологих дислокаций верхоянского комплекса имеет ту же природу, что и срединных массивов. В зоне пологих дислокаций распространены преимущественно верхнетриасовые, реже средне-, нижнетриасовые и пермские отложения. Юрские образования встречаются почти исключительно в узких прерывистых шелевидных синклиналях северо-западного, реже восток-северо-восточного простирания.

Западная зона линейной складчатости (Верхоянский мегантиклинорий и Южно-Верхоянский синклинорий) сложена мощными (до 10 000 м) преимущественно верхнепалеозойскими, а **восточная** — триасовыми (5000–6000 м) и юрскими (5500–6500 м) отложениями [13, 17]. Параллельно краевым поднятиям Алазейской эвгеосинклинальной зоны расположена система синклинориев, заполненных юрскими отложениями, смятыми в линейные и изоклинальные складки. Синклинории образуют почти непрерывную петлю длиной около 2000 км, протянувшуюся от низовьев р.Алазея на запад до р.Яна, где, испытав резкий изгиб, поворачивают на юго-восток; отсюда они следуют до верховья р.Колыма и снова поворачивают на северо-восток, достигая юго-западного края Омолонского срединного массива. В юго-восточной части восточной зоны линейной складчатости расположен Аян-Юряхский антиклинорий, сложенный такими же мощными, как и Верхоянский мегантиклинорий пермскими толщами (более 6500 м).

Чукотская миогеосинклинальная система занимает участок суши от устья р.Колыма на западе до Колючинской губы на востоке. Позднемезозойская Раучуанская рифтоклиналь делит эту систему на Ануйскую и Чаунскую зоны, сложенные преимущественно триасовыми терригенными толщами общей мощностью более 5000 м. В каждой из зон выделены антиклинальные поднятия северо-западного простирания, в сводовых частях которых обнажены среднепалеозойские терригенно-карбонатные толщи. Форма, размеры и происхождение поднятий различны. В нижнетриасовых толщах Кэпервеевской системы поднятий Ануйской зоны и Эквипатского погружения Чаунской зоны широко распространены залежи диабазов. На востоке Чаунской зоны, в нижнем течении р.Амгуэма близ края Эскимосского срединного массива общее юго-восточное простирание складчатости изменяется почти на 90° и становится северо-восточным.

Кордильерская область в отличие от Верхояно-Чукотской отнесена к линейному типу. Главные тектонические элементы — эвгеосинклинальные зоны Интермонтана и Оминька и миогеосинклинальная система Миллард, то сужаясь, то расширяясь, следуют параллельно на расстояние около 2500 км. Зона Интермонтана выклинивается на 63–64° с.ш., на границе с Юконским срединным массивом. В состав зоны Оминька условно включены также эвгеосинклинальные структуры гор Селуин и окрестностей Поркюпаинской впадины.

Эвгеосинклинальная система Интермонтана—Оминька. Образующие ее зоны Интермонтана и Оминька разделены продольными глубинными разломами, так что первая из них предстает в виде единой сложно построенной гра-

бен-синклинали, а вторая — относительно поднятой структурной ступени. Фундамент зоны Оминька сложен архейскими и протерозойскими метаморфическими комплексами. Выходы его наблюдаются в различных блоках и крупных поднятиях — Вульверайн и Шаусоп. Отложения венда, кембрия, ордовика, силура и нижнедевонские представлены карбонатными и терригенными толщами большой мощности. Верхний девон и миссисипий отнесены к офиолитовой ассоциации (альпинотипные ультрамафиты, базальты, диабазы, кремнистые породы, сланцы, известняки), стратиграфический диапазон которой сокращается (до полного замещения формациями других типов) как вкост, так и по простиранию (с юго-востока на северо-запад) зоны. Верхний палеозой — триас сложены осадочно-вулканогенными (высокоглиноземистые базальты — андезиты) и флишидными формациями. Для зоны Оминька характерно широкое распространение позднемезозойских гранитоидов (кварцевые монзониты — граниты), крупнейший представитель которых — Кассиарский батолит.

В зоне Интермонта дорифейский кристаллический фундамент наблюдается лишь в Северных Каскадных горах. В отдельных небольших поднятиях близ границы с зоной Оминька выходят на поверхность верхнепротерозойские сланцы и венд-нижнекембрийские карбонатно-терригенные отложения, окруженные пенсильванскими основными вулканитами, кремнистыми породами и известняками, с которыми ассоциируют серпентиниты. На юго-востоке Внутреннего плато Британской Колумбии самые древние образования офиолитовой ассоциации датированы пенсильвием, а самые молодые — ранним — средним триасом. Нижняя возрастная граница офиолитовой ассоциации в зоне Интермонта, по существу, не установлена, а верхняя на северо-западе зоны опускается до перми. Осадочно-вулканогенные андезитовидные существенно морские образования триаса, нижней и средней юры сменяются большей частью постепенно мощным позднемезозойским вулканогенно-осадочным молассовым комплексом. Гранитоидный магматизм в зоне Интермонта проявлен намного слабее, чем в зоне Оминька.

Многосинклинальная система Миллард представляет собой часть длительно формировавшегося перикратонного опускания, палеозойская часть разреза которого сложена преимущественно карбонатными, а мезозойская — терригенными формациями. Мощность и интенсивность дислоцированности фанерозойских толщ уменьшаются в направлении Северо-Американской платформы. Южнее Юконского срединного массива многосинклинальная система Миллард отделена от эвгеосинклинальных структур зоной глубинных разломов, именуемой «ров Скалистых гор», вдоль которой прослеживаются протяженные горсты, серии тектонических пластин, сложенные метаморфизованными верхнепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями.

Рифтоклинали — характерные структуры внешней зоны Канадско-Колымского сектора. Во внутренней зоне они распространены значительно меньше, главным образом по периферии Эскимосского срединного массива. К рифтоклиналям отнесены различные по условиям образования и положению грабенообразные и приразломные структуры с относительно кратковременным периодом развития, сопровождавшимся преимущественно основным и ультраосновным магматизмом. Намечены два главных периода развития рифтоклиналей: триасовый и позднеюрский — неокомовый.

Триасовые рифтоклинали пространственно тесно связаны с Эскимосским срединным массивом. На Аляске, вдоль северного и юго-восточного краев Эскимосского массива, по-видимому, со среднего палеозоя [43] начали формироваться узкие приразломные прогибы с офиолитами («комплекс Ангачам»), распространившиеся в позд-

нем триасе и на Чукотку (Вельмайская зона). Раннемезозойская деструкция фундамента массива сопровождалась формированием внутренних рифтоклиналей — Мечегменской на Чукотском полуострове и зоны Кугрук в восточной части п-ова Сьюард [7].

Крупные позднемезозойские рифтоклинали — Илин-тасская, Южно-Аньюнская и Раучуанская — образовались на стадии эпигеосинклинального орогенеза Верхояно-Чукотских мезозоид. Они имеют одинаковое северо-западное простирание, но различное структурное положение: Илинтасская расположена на границе между внутренней зоной и краевыми поднятиями Алазейско-Олойской системы; Южно-Аньюнская отделяет Чукотскую систему от Алазейско-Олойской и Яно-Колымской систем; Раучуанская разделяет Аньюнскую и Чаунскую зоны Чукотской системы. Небольшая Золотогорская рифтоклинали северо-восточного простирания, наложенная на западный край Эскимосского массива, связана с позднемезозойской активизацией геосинклинального процесса Анадырско-Корякской системы.

Приверхоянский и Предкордильерский краевые прогибы — характерные элементы орогенных эпигеосинклинальных структурных комплексов соответственно Верхояно-Чукотской и Кордильерской областей мезозойского периода.

Внутренняя зона. Во внутренней зоне Канадско-Колымского сектора различаются области заверщенного и современного геосинклинального развития. В составе первых выделены эвгеосинклинальные и эвклиминарные системы. Аналогичное деление применимо и к ныне развивающейся геосинклинальной области.

Эвгеосинклинальные системы разделены по возрасту складчатости на *ларамиды* и *кайнозойды*. К первым отнесены Анадырско-Корякская и Кускоквимская системы; ко вторым — системы Чугач и Олюторско-Камчатская. Они формировались на позднепротерозойской гетерогенной коре, сложенной сланцево-базитовыми комплексами и заключенными в них более древними блоками гранитно-метаморфических образований [35]. Возможно, лишь система Чугач заложена на коре океанского типа.

Анадырско-Корякская складчатая система граничит с Тайгоносской эвклиминарной системой, Эскимосским срединным массивом и Олюторско-Камчатской системой. Она представляет собой комплекс тектонических зон, веерообразно расширяющийся в восток-северо-восточном направлении. Крупнейшая виргация тектонических зон Анадырско-Корякской системы происходит относительно западного края Эскимосского срединного массива.

В Анадырско-Корякской системе широко распространены разновозрастные офиолитовые ассоциации. Самый древний толеит-базальтовый комплекс с ультрамафитами и габбро датирован ордовиком. Он находится в юго-восточной части Таловско-Майнского поднятия (Ганычаланский блок) и в современной структуре (рис. 3) входит в состав фундамента мивулканической зоны Тайгоносской системы. Средне- и позднепалеозойские эвгеосинклинальные комплексы обнаружены в разных частях Анадырско-Корякской системы, но характер палеозойской и раннемезозойской тектонической зональности пока не может быть восстановлен. В позднем мезозое сложились главные геосинклинальные прогибы, определившие общую тектоническую зональность системы, четко проявленную в ее современной складчатой структуре. Широкое распространение толеит-базальтовых и офиолитовых комплексов, кремнистых толщ характерно для верхнеюрских-неокомовых образований внутренних зон системы, тогда как во внешней зоне, примыкающей к Эскимосскому срединному массиву, резко преобладают обломочные вулканомиктовые толщи. С альба широкое распространение получили флишидные отложения. Начало эпигеосинклиналь-

ного орогенеза в Анадырско-Корякской системе отнесено к концу позднего мела.

Примечательная черта тектоники Анадырско-Корякской складчатой системы — поперечные северо-западного простирания структурные зоны — Красноозерская и Пикасваямская, расположенные на продолжении соответственно Южно-Анхойской рифтоклинали и Олойско-Березовской зоны разломов (см. рис. 3). Выражены эти зоны по-разному. Если Пикасваямская зона маркируется разломами, блоками офиолитов, кайнозойскими грабенами и вулканическими полями, то Красноозерская прослеживается по резкому сужению площади распространения офиолитовых комплексов при переходе из Алганско-Талыйнинской в Пекульнейскую часть внутренней зоны Анадырско-Корякской системы, а также по юго-восточному краю Эскимосского срединного массива. На простирании этих структурных зон находятся и границы Анадырского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Таким образом, выявленные Южно-Анхойско-Красноозерская и Олойско-Березовско-Пикасваямская структурные зоны могут рассматриваться как отражение древних глубинных разломов в фундаменте геосинклинально-складчатых систем.

Кускоквимская складчатая система включает разнородные тектонические зоны, и выделение ее в показанных на рис. 2 границах в значительной мере условно. Возможность прямых связей между Кускоквимской и Анадырско-Корякской системами предполагается по геофизическим данным, устанавливающим зону глубоких прогибов на шельфе Берингова моря, которая протягивается от Бристольского залива до мыса Наварина [43]. В бассейне р. Кускоквим, занимающем большую юго-западную часть одноименной системы, широко распространены поздне-мезозойские геосинклинальные толщи, тогда как на северо-востоке, в бассейне р. Поркьюпайн, морские поздне-мезозойские отложения встречаются только в отдельных грабеноподобных структурах. Древнейшие эвгеосинклинальные формации Кускоквимской системы, как и Анадырско-Корякской, отнесены к ордовика. Палеозойские образования обеих систем сходны, но офиолитов в Кускоквимской системе значительно меньше. Нижнемезозойские, преимущественно верхнетриасовые—среднеюрские отложения небольшой мощности распространены незначительно. Позднемезозойский геосинклинальный комплекс сложен кремнисто-вулканогенной (верхняя юра—нижний мел) и флишевой (альб—нижний сенон) формациями. Со второй половины позднего мела Кускоквимская система вступила в стадию эпигеосинклинального орогенеза.

Олоторско-Камчатская складчатая система в современной структуре региона предстает в виде полуовала, юго-восточная часть которого находится под уровнем моря. Она имеет концентрически-зональное строение, которое формировалось, по-видимому, лишь с конца раннего мела. Внешняя, Укэлайт-Колпаковская зона сложена преимущественно альб-палеоценовой субаркозовой (по Г.Е. Некрасову) формацией. Во внутренней зоне различаются: краевая Ирунейская вулканическая геантклинали, для которой характерны калиевые базальтоиды и зональные дунит-клинопироксенитовые интрузивы; Восточно-Камчатский прогиб, где распространены офиолитовые комплексы и вплоть до миоцена накапливались кремнисто-вулканогенные, граувакковые и флишевые отложения. Большую роль в строении Камчатки играют крупные поперечные северо-западного простирания структурные зоны, названные В.К. Ротманом [28] Ичинско-Авачинской и Палано-Командорской трансформными сутурами. В пределах Ичинско-Авачинской зоны, между Укэлайт-Колпаковской зоной и Ирунейской вулканической геантклинали расположен Срединно-Камчатский

блок древних кристаллических пород — реликт континентальной коры фундамента Корякско-Камчатской геосинклинальной области.

Складчатая система Чугач протянулась вдоль побережья Аляскинского залива на острова Чичагова и Баранова. В ее строении различаются внешняя и внутренняя (относительно океана) зоны. Во внешней преобладают верхнемеловые флишевые отложения и базальты. Сильно метаморфизованные пермские, триасовые, юрские и нижнемеловые кремнисто-вулканогенные и флишевые толщи с ультрамафитами прослежены в краевой части, вдоль границы с эвклиминарными системами. На большей части внутренней зоны системы Чугач распространены флиш, базальты и офиолиты эоценового и отчасти мел-палеоценового возраста, а в районе Якутата — флиш и континентальная угленосная моласса палеоген-неогенового возраста. Система Чугач сильно сжата, расчленена многочисленными разрывными нарушениями, зонами смятия.

Эвклиминарные системы, выделенные в Канадско-Колымском секторе, различаются строением, тектоническим положением и возрастом.

Тайгоноская система состоит из Тайгоносской андезитовой геосинклинали и Пенжинско-Анадырской мио-вулканической зоны, главные особенности строения которых приведены выше. Тайгоноская андезитовая геосинклиналь (вулканическая дуга) существовала уже в позднем палеозое [5], но есть основания считать, что начало ее развития можно отнести к ордовику [7]. Образование Пенжинско-Анадырской мио-вулканической зоны началось, вероятно, в триасе, а окончательное формирование приходится на поздний мезозой. Ее фундамент образуют палеозойские эвгеосинклинальные складчатые структуры Анадырско-Корякской системы. Завершение интенсивной вулканической деятельности Тайгоносской андезитовой геосинклинали и вступление ее в стадию формирования молассового комплекса отнесены к барему.

Ванкуверская система в палеозое представляла собой крупную, по-видимому, единую вулканическую дугу, ограниченную на юго-востоке зоной разломов Солано—Льюис—Кларк, а на северо-западе переходившую в Кускоквимскую эвгеосинклинальную систему. Древнейшие ордовикские и, возможно, кембрийские образования выделены на островах Принца Уэльского, Гравина и Чичагова. Палеозойские сложно построенные осадочно-вулканогенные комплексы подверглись интенсивному зональному динамотермальному метаморфизму с образованием зеленых и слюдяных сланцев, амфиболитов, гнейсов. В менее метаморфизованных зонах установлены андезиты, глиноземистые базальты, их туфы и туфобрекчии, диоритовые порфиры, реже вулканы кислого состава, а также граувакки, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, доломиты, кремнистые породы. Из интрузивных полнокристаллических образований отмечены кварцевые диориты, гранодиориты, трондьемиты, монзониты, кварцевые монзониты, сиениты и сиенодиориты, а также пироксениты и горнблендиты.

Возможно, в мезозое началось разделение Ванкуверской системы на Островную и Береговую зоны. Островная зона подвергалась деструкции и рифтообразованию, свидетельствами чего могут служить верхнетриасовые толеитовые базальты, заполняющие грабенообразные структуры (о. Ванкувер), а также проявления триасового ультраосновного магматизма в горах Элиас. В Береговой зоне развивался интрузивный магматизм: диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые монзониты. Заключительная стадия развития Ванкуверской системы приходится на позднюю юру—ранний мел. В Островной зоне, вдоль ее границы с Береговой, образовалась узкая протяженная структура Гравина—Нутцотин, в строении которой участвуют субэвральные вулканы среднего состава и морские

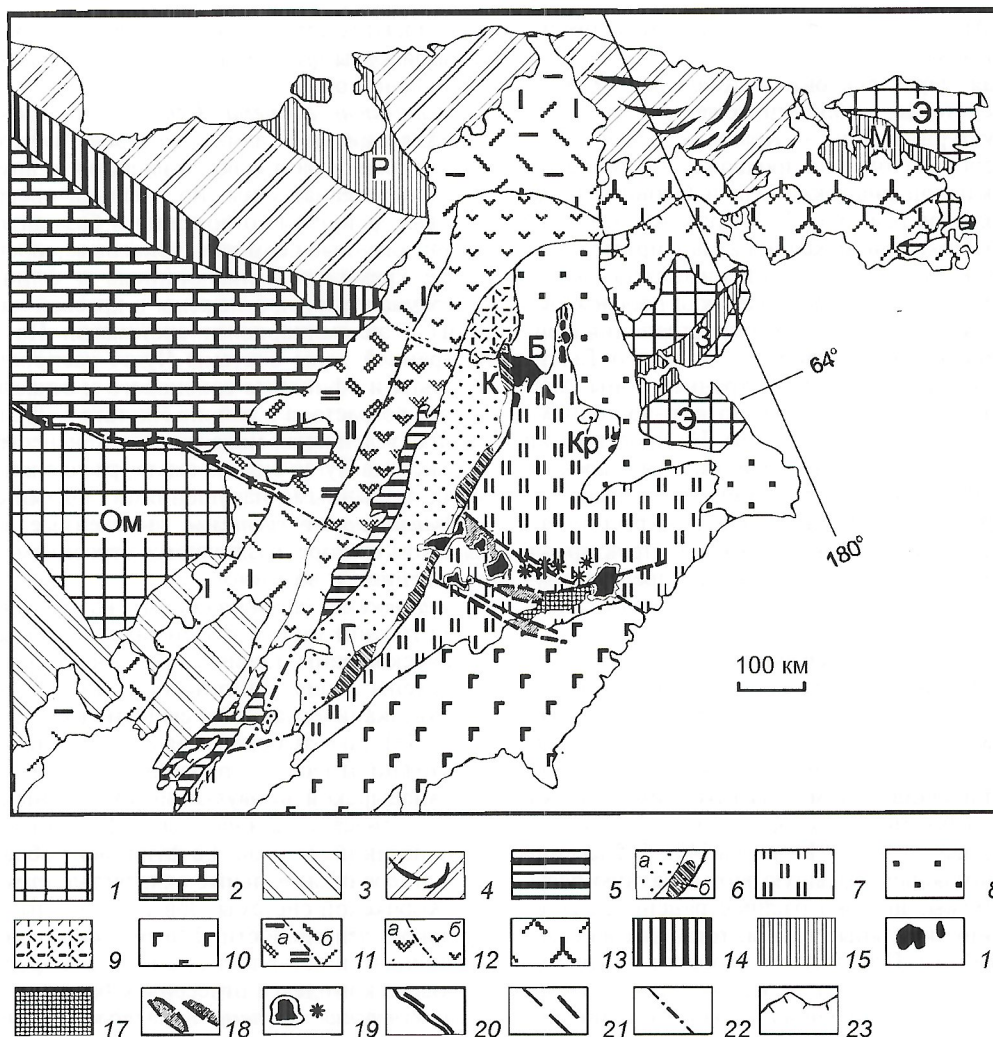


Рис. 3. Северо-западные (поперечные) элементы структуры Анадырско-Корякской складчатой системы:

1 — срединные массивы; мезозойды; 2 — Алазейско-Олойская, 3 — Яно-Колымская, 4 — Чукотская складчатые системы (на востоке Чукотской системы показано изменение простирания структур); Тайгонская система: 5 — Тайгонская «андезитовая» геосинклиналь (вулканическая дуга), 6 — миоувулканическая зона (а — междуговой Пенжинский прогиб, б — невулканическая дуга — Таловско-Майнское геоантиклинальное поднятие, заштрихованы наиболее поднятые части); Анадырско-Корякская система: 7 — внутренняя, 8 — внешняя зоны, 9 — Чинейвеемское вулканическое поле; 10 — Олюторско-Камчатская система; зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (а — Анадырский сектор, б — другие секторы без разделения); 11 — внешняя, 12 — внутренняя, 13 — Восточно-Чукотская фланговая; 14 — Южно-Аноийская рифтоклиналь; 15 — прочие рифтоклинали; 16 — тела ультрамафитов в северной части Анадырско-Корякской системы; 17 — Пикасьваямский блок; 18 — палеогеновые морские и континентальные отложения в грабенах и полуграбенах; 19 — поля палеогеновых и ?неогеновых вулканитов; 20 — Олойско-Березовская зона разломов; 21 — поперечные разломы (Пикасьваямская зона); 22 — граница секторов и фланговой зоны вулканогенного пояса и предполагаемая граница прочих структур; 23 — граница срединных массивов под вулканическими покровами; Б — Усть-Бельский ультрамафитовый массив, Г — Ганычаланское поднятие, З — Золоторская рифтоклиналь, К — Кутинская антиклиналь, Кр — оз.Красное, М — Мечегменская рифтоклиналь, Ом — Омолонский срединный массив, Р — Раучанская рифтоклиналь, Э — Эскимосский срединный массив

вулканогенно-осадочные толщи. С развитием этой структуры связано внедрение мелких дунит-клинопироксенит-габбровых кольцевых интрузивов и массивов преимущественно гранодиоритового состава. Береговая зона в это время была охвачена мощным гранитоидным магматизмом.

Система Талкитна выделена в значительной мере условно. Она расположена не на границе внешней и внутренней зон сектора, а между разновозрастными эвгеосинклинальными системами внутренней зоны и представляла собой, скорее всего, двойную островную дугу. В принятых границах в ее составе различаются вулканическая (Талкитна) и миоувулканическая (прогиб Матануска и поднятие Селдовия) зоны. По имеющимся данным [43], максимальная вулканическая активность в зоне Талкитна пришла на поздний триас, раннюю и отчасти среднюю юру. Нельзя исключать, что формирование вулканической дуги началось уже в позднем палеозое. Со средней юры зона

Талкитна была охвачена мощным гранитоидным магматизмом, продолжавшимся вплоть до раннего мела.

Современные геосинклинальные системы, включающие такие морфоструктурные элементы, как островные дуги, глубоководные желоба, впадины окраинных морей и глубокий шельф Охотского моря, в целом достаточно очевидно идентифицируются с тектоническими элементами областей завершённой складчатости. Островные дуги, как было показано в самом начале, представляют собой эвлиннарные системы. Глубоководные впадины окраинных морей предстают как эвгеосинклинали овального типа, а глубокий шельф Охотского моря может быть сопоставлен с миогеосинклинальной зоной. Глубоководные желоба рассматриваются как внешние, талассогеосинклинальные прогибы эвгеосинклинального типа.

Окраинно-континентальные тектономагматические пояса. В качестве особого типа структур земной коры окраинно-континентальные тектономагматические пояса

стали выделяться сравнительно недавно, и вопросы их тектонической природы продолжают оставаться предметом дискуссий. Систематический анализ строения и развития Тихоокеанских окраинно-континентальных тектономагматических поясов показал, что они представлены вулканогенным и plutоническим типами, а формирование большей части этих структур прошло в два периода: среднемеловой (119—98 млн.лет) и эоцен-миоценовый (50—10 млн.лет) [8]. В среднем мелу в азиатской ветви формировались вулканогенные, а в американской — plutонические окраинно-континентальные пояса. В кайнозойе оба типа тектономагматических поясов развивались только в американской ветви.

В Канадско-Колымском секторе расположены Охотско-Чукотский вулканогенный и Канадский Береговой plutонический окраинно-континентальные пояса. Достаточно подробная характеристика этих структур приведена в других наших работах [6—8], что позволяет ограничиться здесь лишь самыми общими сведениями об их строении. Как видно на рис. 2, оба пояса расположены вдоль границы внешней и внутренней зон Тихоокеанского подвижного пояса; очевидна и пространственная связь их с эвклиминарными системами (вулканическими дугами предшествующего периода развития). Но если Канадский Береговой plutонический пояс полностью расположен в пределах Береговой зоны Ванкуверской системы, то площадь Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в четыре раза и более превышает площадь Тайгоносской андезитовой геосинклинали.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс формировался в течение среднего альба—сантона (возможно, и раннего кампана). Главный элемент его строения — Тауйско-Чанунская аркоклиналь, к которой примыкают Восточно-Чукотская и Западно-Охотская фланговые зоны. Сложная структурно-формационная зональность характерна для Тауйско-Чанунской аркоклинали: она разделена на внутреннюю и внешнюю зоны. Фундамент первой — Тайгоносской андезитовой геосинклинали, а второй — Верхояно-Чукотские мезозойды и срединные массивы. Внешняя зона разделена на секторы, состав магматических формаций которых обусловлен особенностями строения и развития ее фундамента [6].

Канадский Береговой plutонический пояс пространственно тесно связан с Береговой зоной Ванкуверской системы, и вычленение его в качестве самостоятельного структурного элемента имеет объективные сложности. По современным представлениям [40], среди интрузивных образований в пределах Береговой зоны различаются палеозойские, позднетриасовые, раннеюрские, среднеюрские, позднетриасовые—раннемеловые, среднемеловые, позднемеловые, позднемеловые—палеоценовые и эоценовые. Первые четыре могут быть отнесены к ранней и зрелой стадиям развития Ванкуверской системы, а позднетриасовые—раннемеловые — к заключительной (или орогенной эпигеосинклинали по аналогии с эвгеосинклиналиными системами). В целом они составляют около 20% общей площади интрузивных пород.

После паузы в магматической деятельности, приходящейся на интервал 130—120 млн.лет, начался новый период магматической активности, когда и произошло формирование Канадского plutонического пояса. В среднем мелу (110—95 млн.лет, что соответствует ранней стадии развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) образовалась вторая по величине интрузивная серия plutонического пояса, сложенная преимущественно кварцевыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами. Они подверглись, особенно с западной стороны пояса, рассланцеванию, милонитизации, зеленокаменным изменениям. Сравнительно небольшие по площади позднемеловые интрузивы сложены гранитами и гранодиоритами; встреча-

ются порфировидные разности, которым сопутствуют вулканогенные образования.

Эоценовые интрузивные серии прослежены на всем протяжении plutонического пояса и вместе с непосредственно предшествующей позднемеловой—палеоценовой серией составляют около 40% его площади. Последняя сложена диоритами и тоналитами, распространена преимущественно вдоль западного края пояса и подверглась интенсивному рассланцеванию. Эоценовые образования вдоль западного края представлены преимущественно кварцевыми диоритами, тоналитами и кварцевыми монцонитами, а в восточных частях — гранодиоритами и гранитами, где встречаются порфировидные разности, иногда слагающие кольцевые интрузивно-эффузивные комплексы.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КАНАДСКО-КОЛЫМСКОГО СЕКТОРА.

Начало развития геосинклиналичных эндогенных режимов, результатом которых явилось формирование складчатых систем Канадско-Колымского сектора, отнесено к позднему рифею—раннему палеозою. Геосинклиналичные системы внешней зоны закладывались на гранитно-метаморфической архейской и раннепротерозойской континентальной земной коре. Фундамент геосинклиналичных систем внутренней зоны образован, по-видимому, более молодой (протерозойской) гетерогенной корой преимущественно сланцево-базитового типа, включающей блоки архейской гранитно-метаморфической коры. На границе разных типов докембрийской земной коры сформировались Тайгоноская и Ванкуверская эвклиминарные системы, расположенные симметрично относительно самого крупного Эскимосского срединного массива. Таким образом, эвгеосинклиналичные системы мезозойды (внешней зоны) располагались в тылу древних вулканических дуг, что позволяет видеть в них аналоги глубоководных впадин современных окраинных морей. В целом же эвгеосинклиналичные и миогеосинклиналичные системы внешней зоны, эвклиминарные системы — вулканические дуги и полициклические эвгеосинклинали внутренней зоны составляют латеральный ряд тектонических зон, существовавших на протяжении палеозоя и мезозоя (около 400 млн.лет). Эту упорядоченность строения рассматриваемой части Канадско-Колымского сектора будем называть его *общей тектонической зональностью*. «Трансзональные» Южно-Ануйско-Красноозерская и Олойско-Березовско-Пикасваянская структурные зоны, прослеживаемые из Верхояно-Чукотской области в Анадырско-Корякскую систему, и несравненно более крупные поперечные структурные зоны Олюторско-Камчатской системы указывают на высокую пространственно временную устойчивость глубинных разломов в фундаменте геосинклиналично-складчатых областей, что ограничивает возможности неомобилистских построений.

Внешняя зона. Верхояно-Чукотская область прошла длительную и сложную историю развития, начало которого относится, по-видимому, к рифею. Ее возникновение и формирование объясняется образованием мантийного диапира под северо-восточным выступом дорифейской Сибирской платформы. Вероятно, первоначально над наиболее поднятой и активной зоной (коронай) диапира проходило образование Алазейской глубоководной впадины, в которой изливались натриевые базальты, внедрялись перидотиты (по-видимому, главным образом пластовые залежи), развивался глаукофановый метаморфизм. В обрамлении Алазейской впадины, на Приколымском поднятии, в позднем рифее развивалось рифтообразование, сопровождавшееся контрастным трахибазальт-трахириолитовым вулканизмом [30].

В ордовике в Алазейской зоне изменялся состав вулканизма: в краевой части появились трахибазальты повы-

шенной калиевости. По периферии Алазейской зоны в ордовике и силуре накапливались существенно карбонатные толщи мощностью 5000—8000 м (формировались карбонатные платформы на склонах глубоководной впадины). Вторая зона значительно менее мощного карбонатного (с гипсами) осадконакопления находилась у восточного края Сибирской платформы. Между ними располагались, вероятно, эпиплатформенные прогибы, в которых накапливались маломощные кремнисто-известково-глинистые осадки [24].

Начало герцинского орогенического цикла ознаменовалось широким развитием девонского рифтогенеза [12], что могло быть вызвано усилением и расширением ареала активности («растеканием») мантийного диапира. Это было время широкого развития разнообразного вулканизма, формирования Олойской зоны (становления Алучинских офиолитов), интенсивной деструкции континентальной коры на территории будущей Яно-Колымской системы, образования срединных массивов в их современных границах и блоков фундамента будущих районов пологого залегания верхоянского комплекса.

Главным фазам герцинского орогенеза на северо-востоке Азии отвечает начало нового геосинклинального цикла — образование верхоянского комплекса и сложенных им тектонических систем. Обломочные толщи верхоянского комплекса формировались при существенном участии андезитового и кислого вулканизма. В пограничных с Алазейской зоной районах в позднем палеозое изливались базальты, трахибазальты, внедрялись многочисленные малые тела пикритов и габбро-диабазов. На Алазейском плоскогорье формировались натриевая базальт-риолитовая, андезитобазальтовая и габбро-плагиигранитная магматические ассоциации [22].

Общая тенденция развития структур, сложенных верхоянским комплексом — последовательное смещение зон максимального прогибания (пермского, триасового и юрского) от Сибирской платформы к Алазейской зоне, вероятно, отражает процесс сокращения ареала активности мантийного диапира. Примечательно, что дотриасовые зоны максимального прогибания испытывали инверсии (Верхоянский мегантиклинорий, Аян-Юрхский антиклинорий), тогда как триасовые и особенно юрские геосинклинальные прогибы сохранились как синклиории. Заложение Чукотской системы отнесено к раннему триасу. Геосинклинальным прогибанием, вероятно, предшествовало образование рифтовых зон северо-западного простирания, отмеченных многочисленными залежами диабазов и повышенной мощностью отложений нижнего триаса.

Самые древние офиолиты Кордильерской складчатой области датированы девоном. Следовательно, важнейшие процессы деструкции континентальной коры и формирование эвгеосинклинальной системы внешней зоны Кордильер соответствуют по времени раннегерцинскому (девонскому) рифтогенезу на северо-востоке Азии. До этого будущие миогеосинклинальная система Миллард, зона Оминька и, вероятно, большая часть зоны Интермонта представляли собой крупное перикратонное опускание, на котором накапливались терригенно-карбонатные отложения венда—силура. Следовательно, заложенную в девоне эвгеосинклинальную систему Канадских Кордильер можно рассматривать в качестве аналога современной окраинно-морской глубоководной впадины, отделенной от океана вулканической дугой (Ванкуверская эвлиминарная система).

Верхнепалеозойские—среднемезозойские отложения миогеосинклинальной системы Миллард представлены, как и верхоянский комплекс, преимущественно терригенными формациями, но их суммарная мощность составляет лишь 3000—4000 м. Характерные элементы структуры

Кордильерской области, особенно миогеосинклинальной системы Миллард, — многочисленные надвиги северо-восточной вергентности.

В конце мезозоя геосинклинальные области внешней зоны вступили в стадию эпигеосинклинального орогенеза, начавшегося раньше, в средней юре, в эвгеосинклинальных системах, что установлено по крупному несогласию в основании средней юры в Алазейской зоне, присутствию олистостромов среднеюрского возраста в северо-восточном крыле Иньяли-Дебинского синклинория, а также развитию интенсивного гранитоидного магматизма и поднятий в зоне Оминька. В поздней юре орогенез распространился на миогеосинклинальные системы и активно развивался в течение раннего мела. По значению и характеру развивавшихся геологических процессов эпигеосинклинальный орогенез мезозойд представлял собой общую инверсию геотектонических режимов, ознаменованную формированием Приверхоянского и Предкордильерского краевых прогибов на границе геосинклинальных областей и древних платформ.

Из многообразия структур, возникших в орогенную стадию внутри геосинклинальных систем, наиболее примечательны рифтоклинали Верхояно-Чукотской области, формировавшиеся одновременно в поздней юре—неокеме вдоль резко активизировавшихся зон разломов северо-западного простирания. Самая крупная Южно-Ануйская рифтоклираль хорошо выражена в аномальном магнитном поле. Она в целом следует границе Олойской и Ануйской зон, но в среднем течении р. Большой Ануй рифтоклираль отсекает крупный блок (40×70 км) «ануйского триаса», который расположен с юго-западной стороны

Верхнемезозойские образования Южно-Ануйской рифтоклинали с базальными конгломератами залегают резко несогласно на каменноугольных и верхнетриасовых отложениях [25]. Верхнеюрская (кимеридж-волжская) часть разреза сложена преимущественно вулканитами (спилиты, базальты, андезиты, кератофиры, дациты, яшмы, радиоляриты, алевролиты — 1000—1400 м), нижнемеловая (берриас-валанжинская) — терригенными образованиями (1000—2500 м). В Южно-Ануйской рифтоклинали и по ее периферии известны небольшие, часто трещинные интрузивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Раучуанская рифтоклираль разделяет Ануйскую и Чаунскую зоны Чукотской миогеосинклинальной системы. Она сложена преимущественно терригенными, частично флишеидными толщами мощностью более 2000 м. Верхняя часть волжских отложений содержит вулканиты среднего и кислого составов.

Илинтьасская рифтоклираль приурочена к границе краевых поднятий и внутренней зоны Алазейско-Олойской системы и не выходит за пределы краевых поднятий (не пересекает их). Рифтоклираль сложена верхнеюрскими сложно дислоцированными толщами мощностью около 7000 м, в нижней доволжской части (2000 м) которых широко распространены натриевые базальты и контрастная базальт-риолитовая ассоциация. В зоне краевых поднятий в наземных и морских мелководных условиях в оксфорде—кимеридже извергались преимущественно андезиты, риолиты и небольшие объемы базальтов, образующие Уяндинско-Ясачненский эпигеосинклинальный вулканогенный пояс. Калиевость вулканитов возрастает в направлении Илинтьасская рифтоклираль—Уяндинско-Ясачненский пояс [22]. Эта позднеюрская структурно-формационная зональность подобна обстановке желоб—островная дуга современных активных континентальных окраин.

Эпигеосинклинальный вулканогенно-осадочный молассовый комплекс развит преимущественно в эвгеосинклинальных структурах. В Алазейско-Олойской системе он

отделен от более ранних образований перерывом и несогласием, а в зоне Интермонтана Канадских Кордильер, в бассейне Баузер, имеет постепенные стратиграфические и фациальные переходы со среднеюрскими геосинклинальными формациями.

Эпигеосинклинальный орогенез мезозойд ознаменован длительным (средняя юра—ранний мел, около 90 млн. лет) мощным гранитоидным магматизмом. Примечателен избирательный характер наиболее активных проявлений гранитоидного магматизма. Так, Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система бедна гранитоидами. В Яно-Колымской системе подавляющая часть и наиболее крупные тела гранитоидов расположены в юрских синклиналиях и на границе их с краевыми поднятиями Алазейско-Олойской системы. Гранитоиды отсутствуют в Верхоянском мегантиклинории, а в зоне пологих дислокаций сравнительно небольшие редкие тела гранитоидов приурочены к поперечным складчато-разломным деформациям. В Анюйской зоне главная часть гранитоидных массивов расположена в Кэпервеевской системе антиклинальных поднятий. В Чаунской зоне в целом размещение гранитоидов не имеет столь четкой связи со структурами геосинклинального комплекса, и поэтому несомненный интерес представляет Амгуэмский ареал гранитоидных интрузивов (100×200 км), вытянутый в северо-восточном направлении.

Крупнейшие массивы гранитоидов Кордильерской области расположены в относительно поднятой эвгеосинклинальной зоне Оминека, тогда как в зоне Интермонтана их количество и размеры значительно меньше. В миеосинклинальной системе Миллард гранитоиды отсутствуют.

Внутренняя зона. Эвгеосинклинальные системы ларамид и кайнозойд различаются не столько возрастом складчатости, сколько пространственным положением и историей развития. Ларамиды — длительно полициклически формировавшиеся системы. Их эвгеосинклинальное развитие началось в раннем палеозое — несколько позже, чем в Алазейско-Олойской системе, но намного раньше, чем в Кордильерской области. После нескольких палеозойских циклов активности, фиксированных проявлениями офиолитового магматизма, в раннем мезозое наступил период тектонического покоя, за которым в поздней юре начался последний, заключительный, цикл развития геосинклинальных систем.

Складчатые системы кайнозойд отличаются как от ларамид, так и друг от друга. Формирование системы Чугач началось, по-видимому, в перми в обстановке привулканического талассо-геосинклинального прогиба. О начальных стадиях развития Олюторско-Камчатской системы практически нет данных. Судя по возрасту субаркозовой формации Укэлайт-Колпаковской зоны, обособление системы в пределах Корякско-Камчатской области произошло в конце раннего мела. Источниками обломочного материала для этой формации могли быть как внутренние поднятия, так и массив континентальной коры на месте Алеутской впадины. На распределение продуктов размыва существенное влияние могла оказывать Ирунейская вулканическая геоантиклиналь.

Тайгоноская и Ванкуверская эвлиминарные системы как палеогеографически (морфоструктурно), так и по характеру вулканизма представляли собой островные вулканические дуги, существовавшие параллельно с другого типа геосинклинальными системами внешней и внутренней зон Канадско-Колымского сектора. Консервативность развития, независимость его от инверсий тектонических режимов в смежных мио- и эвгеосинклинальных системах — отличительные особенности этих тектониче-

ских зон, указывающие на большую глубинность эндогенных процессов, регулировавших их развитие. Наложение восточной части кайнозойской Алеутской вулканической дуги на среднемезозойскую дугу Талкитна может также свидетельствовать о больших глубинности и устойчивости эндогенного режима, определяющего развитие андезитового вулканизма островных дуг.

Палеотектонические обстановки на северо-востоке Азии в раннем и среднем палеозое и в Канадских Кордильерах в среднем и позднем палеозое полностью аналогичны современным обстановкам островная (вулканическая) дуга—окраинное море (с глубоководной впадиной и шельфом изменяющейся глубины). Эти признаки, наряду с ранее обсуждавшимися, — решающие аргументы для отнесения Курило-Камчатской и Алеутской вулканических дуг к эвлиминарным, а глубоководных впадин Охотского и Берингова морей к субовальным эвгеосинклинальным системам. Возможно, если не полностью, то в значительной части эти впадины образовались на месте массивов докембрийской континентальной коры [3].

Происхождение окраинно-континентальных тектономагматических поясов не находит удовлетворительного объяснения ни в геосинклинальной концепции, ни в плейттектонической гипотезе. В последнее время было обращено внимание на пространственно временные корреляции между формированием окраинно-континентальных тектономагматических поясов и развитием второго сейсмического слоя дна Тихого океана (океанизацией). Предполагается, что большеобъемные излияния базальтов в океане сопровождались компенсационными опусканиями и частной контракцией тектоносферы, следствием чего была активизация контрастных вертикальных движений по глубинным разломам между внешней и внутренней зонами Тихоокеанского подвижного пояса. Глубинные взрывы литосферы стимулировали мантийное магнеообразование, формирование больших объемов синтетических магм и развитие тектономагматических поясов [8].

Учение о геосинклиналях — крупнейшее эмпирическое обобщение геологии продолжает оставаться методологической основой познания строения и развития структуры континентов. Как и любой другой научный аппарат фактов, оно развивается, пополняется новым содержанием о геологической реальности, позволяет выявлять новые типы структур земной коры. Одновременно определяются границы его применения и различия эндогенных факторов, инициировавших развитие разных типов геосинклиналей.

Эвлиминарные системы обладают только линейной формой и характеризуются устойчивыми тенденциями развития; явления инверсии в них не установлены. Связанные с зонами глубинных взрывов литосферы, проникающими в области «неистощенной» мантии, они формируются в обстановке преобладающего относительного сжатия. Следовательно, *андезитовый вулканизм островных дуг предстает как явление первичное.*

Эвгеосинклинали развивались под воздействием мантийного диапиризма (ультраабиссального магматизма), высокий энергетический уровень которого был причиной плавления верхней («истощенной») мантии. Ранняя стадия мантийного диапиризма сопровождалась деструкцией фундамента будущей эвгеосинклинали. С уменьшением активности диапира и изменениями эндогенного режима (пока еще не вполне ясными) в эвгеосинклинали наступает стадия андезитового вулканизма и синорогенного плутонизма, во время которой происходит регенерация и, возможно, приращение континентальной коры. Таким образом, *андезитовый вулканизм эвгеосинклиналей представляет собой явление вторичное.* Конвергенция признаков

(состав, характер извержений, ландшафты) андезитового вулканизма эвклиминарных систем и зрелой стадии развития эвгеосинклиналей — причина многих ошибочных выводов в тектонике.

Заложение современных геосинклинальных систем произошло раньше, чем завершилось развитие Олюторско-Камчатской системы. Возможно, в этом проявилось отмеченное С.Н.Бубновым [11] ускорение развития тектонических процессов в геологической истории Земли. Подобие современных систем вулканическая дуга—окаймное море ансамблю развивавшихся в течение палеозоя—среднего мезозоя тектонических зон северо-востока Азии позволяет утверждать, что возникновение морфоструктуры современной активной континентальной окраины Канадско-Колымского сектора по значимости сопоставимо только с позднерифейским—раннепалеозойским тектогенезом в его азиатской ветви.

Заложение Илингтасской, Южно-Ануйской и Раучуанской рифтоклиналей совпадает с развитием мощного гранитоидного магматизма в смежных тектонических зонах, что может указывать на резкую дифференциацию Верхояно-Чукотской области по характеру эндогенных режимов на ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза.

Формирование окраинно-континентальных тектономагматических поясов было следствием латеральных взаимодействий крупнообъемных масс тектоносферы океанических и геосинклинальных областей, ставших причиной резкого увеличения контрастности тектонических движений по глубинным взрезам литосферы между внешней и внутренней зонами Тихоокеанского подвижного пояса.

Выдержанность общей тектонической зональности азиатской и американской ветвей сектора при резком различии их структурных планов может быть объяснено тем, что общая тектоническая зональность — следствие действия единого глубинного процесса в зоне перехода Пасифика—дорифейские кратоны. Вызванное этим процессом структурообразование в земной коре и на ее поверхности могло в значительной мере регулироваться устойчиво различным режимом тангенциальных напряжений, вызываемых ротационным эффектом: в американской ветви в обстановке сжатия развился линейный тип структур, а в азиатской — в обстановке растяжения — концентрически-зональный.

Структурно-формационная зональность и пространственно-временная направленность развития — решающие свидетельства того, что Канадско-Колымский сектор представляет собой результат длительного действия эндогенных процессов, а не случайное скопление разнородных террейнов, носившихся, подобно льдинам, в океанских, как правило, виртуальных пространствах и в конце концов причаливавших к древним кратонам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. — М.—Л.: ГНТК, 1941.
- Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. — М.: Недра, 1982.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1989.
- Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. — М.: Междувед. геофиз. ком. АН СССР, 1991.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса. — М.: Наука, 1978.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994.
- Белый В.Ф. К тектонике северного сектора Тихоокеанского пояса // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 5. С. 3—19.
- Белый В.Ф. Окраинно-континентальные тектономагматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л., Паракецов К.В. Мезозойский вулканизм и структурообразование на Северо-Востоке СССР // Советская геология. 1989. № 4. С. 62—77.
- Билибин Ю.А. Избранные труды. Т. III. — М.: Изд. АН СССР, 1961.
- Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. — М.: Изд. МГУ, 1960.
- Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. — М.: Наука, 1990.
- Бычков Ю.М. Триас Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.Н. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. — М.: Наука, 1978.
- Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР // Тр. СВКНИИ. 1977. Вып. 77.
- Геология и петрология зон глубоководных желобов Западного Тихого океана. — М.: Наука, 1991.
- Геология СССР. Т. XXX. — М.: Недра, 1970.
- Кинг Ф.Б. Геологическое развитие Северной Америки. — М.: ИЛ, 1961.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. — М.: ИЛ, 1955.
- Леонов Г.П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей // Строение и развитие земной коры. М., 1964. С. 59—71.
- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман Б.В. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1989.
- Муратов М.В. Роль магматизма в развитии геосинклинальных систем // Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969. С. 78—103.
- Орадовская М.М. Биостратиграфия и фации ордовика—силура Северо-Востока СССР. — М.: Недра, 1988.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. — М.: Недра, 1989.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Наука, 1972.
- Родников А.Г. Соотношение астеносферы и структур земной коры окраин Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 15—22.
- Ротман В.К. Новый тип структур земной коры — трансформные геосутуры Тихоокеанской транзитали // Региональная геология и геологическая картография. С.-Пб., 1992. С. 92—102.
- Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13—27.
- Ткаченко В.И., Березнер О.С. Позднерифейский рифтогенный терригенно-вулкано-генный комплекс Восточного Приколымы // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 37—44.
- Фролова Т.И. Магматизм подвижных поясов и океанов. Сравнение и выводы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 4. С. 4—19.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — М.: Недра, 1989.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — М.: Изд. АН СССР, 1963.
- Штилле Г. Избранные труды. — М.: Мир, 1964.
- Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. — М.: Недра, 1982.
- Auboin J. Chaines liminaires (Andines) et chaines geosynclinales (Alpines) // IGC 24 ses. section 3. Montreal, 1972. P. 438—461.
- Auboin J., Borello A.V. Caines andines et chaines alpines: regard sur la geologie de la Cordillere des Andes an parallele de l'Argentine moyenne // Bul. soc. geol. France. 1968. Vol. 8. P. 1050—1070.
- Borello A.V. Precordillera as a type of geosyncline in Argentina // IGC 24 ses. Abstr. Montreal, 1972. P. 67.
- Fryer P., Ambos E.L., Hussong O.M. Origin and emplacement of Marian forearc seamounts // Geology. 1985. Vol. 13. № 11. P. 774—777.
- Geology of the Cordilleran orogen in Canada // Geology of Canada. 1992. № 4.
- Monger J.W.H., Souther J.D., Gabriels H. Evolution of the Canadian Cordillera: a plate tectonic model // Amer. Journ. of Sci. 1972. Vol. 272. P. 577—602.
- Muller J.E. Evolution of the Pacific Margin, Vancouver Island, and adjacent regions // Canadian Journ. of Earth Sci. 1977. Vol. 14. № 9. P. 2062—2085.
- The Geology of Alaska // The Geology of North America. V. G-1. The Geological Soc. of Amer. Inc. 1994.

Происхождение современных Уральских гор

Ф.Д.ЛЁВИН, В.И.ФОМИН (ФГУНПП «АЭРОГЕОЛОГИЯ»)

Неотектоническая активность Уральского региона до недавнего времени связывалась с энергетическим возбуждением глубинных участков мантии под Уралом. В последнее время она чаще объясняется горизонтальным перемещением корового мегаблока, включающего Урал и Западную Сибирь, и нагромождением его на окраину Восточно-Европейской платформы. По нашему мнению, ни та ни другая гипотеза не объясняют некоторые особенности сейсмичности и неотектоники Урала, в частности приуроченности одной из зон повышенной сейсмичности к восточной окраине Уральского кряжа, асимметрию Уральского кряжа со смещением максимальных высот к востоку и связь направления простирания кряжа и его высот.

Мы постарались обосновать несколько иную гипотезу происхождения современной тектонической активности Урала, которая, по нашему мнению, объясняет многие геологические, геофизические и топографические черты современного Уральского кряжа.

Орографические и литологические особенности Уральского кряжа. Общепринято, что вытянутый по меридиану палеозойский Уральский складчатый пояс с запада на восток подразделен на семь меридионально вытянутых зон: Предуральский краевой прогиб; Западно-Уральскую зону складчатости; Центральное-Уральское поднятие; Тагило-Магнитогорский прогиб (включающий Тагильский прогиб Среднего Урала и Магнитогорский прогиб Южного Урала); Восточно-Уральское поднятие; Восточно-Уральский прогиб; Зауральское поднятие (рис. 1). Западная граница современного Уральского кряжа проходит примерно по границе Предуральского прогиба и Западно-Уральской зоны складчатости. Водораздельная часть Уральского кряжа на севере Среднего Урала проходит по границе Центральное-Уральского поднятия и Тагильского прогиба (практически по зоне так называемого «Главного Уральского Разлома»), а на Южном Урале — по восточной части Центральное-Уральского поднятия. И, наконец, восточная окраина кряжа в северной части Среднего Урала и на Южном Урале расположена в западной части Тагило-Магнитогорского прогиба, где фиксируется системой тектонических уступов (см. рис. 1, 2).

Итак, первая особенность Уральского кряжа — то, что он занимает лишь западную часть Уральского складчатого пояса, а именно: Западно-Уральскую зону складчатости, Центральное-Уральское поднятие и западную часть Тагило-Магнитогорского прогиба. Вторая особенность — то, что хотя в основном он сложен относительно легкими слабо и неметаморфизованными терригенными и карбонатными породами, однако восточная часть кряжа, сложена основными и ультраосновными породами Тагило-Магнитогорского прогиба, а к его центральной части приурочены отдельные шарьяжи, надвинутые с востока, и, частично, также сложенные базитами и ультрабазитами. Третья особенность Уральских гор — их «крупноблоковый» характер. Несмотря на то, что породы, слагающие эти горы, по большей части претерпели интенсивную складчатость, возраст этой складчатости в основном докайнозойский. Формирование же современного Уральского кряжа, по мнению большинства геологов, проходит по принципу дифференцированных подвижек достаточно крупных блоков и формирования сводового поднятия. Подтверждается это, в частности, тем, что в пределах Уральского кряжа обнаружены следы поверхностей выравнивания (т.е. признаки относительной стабилизации) мезозойского и олигоценного возрастов, к настоящему времени поднятые на разную высоту [28].

Четвертая особенность Уральского кряжа в пределах рассматриваемого региона — его асимметрия. Как из данных анализа суммарных деформаций рельефа за олигоцен-четвертичный период времени, так и из анализа современных высотных отметок (см. рис. 1) видно, что наибольшие высоты и перепады высот на севере Среднего Урала и на Южном Урале приходятся на восточное ограничение горного сооружения. Именно к восточному ограничению Уральского кряжа приурочены хорошо выраженные в современном рельефе уступы, фиксирующие систему чередующихся поднятых и опущенных («клавишных») неотектонических блоков субмеридионального простирания. На Среднем и Южном Урале к восточному ограничению Уральского кряжа также приурочены слабо выраженные впадины субмеридионального простирания (см. рис. 2). Эти впадины трассируются долиной р.Урал (в ее меридиональном течении), а севернее — системой озер, многие из которых имеют тектонические ограничения (Аятская впадина севернее Екатеринбурга, Сугоякская впадина в районе Челябинска). Надо отметить, что на некоторых участках наблюдается увеличение наклона земной поверхности на запад при приближении к Уральским горам с востока. Такой факт отмечен вблизи Челябинска, где этим объясняется усиленная абразия западных берегов оз.Синегазово и Смолино [28].

Западное ограничение кряжа выражено менее отчетливо, хотя к нему также приурочены молодые впадины субмеридионального простирания, иногда ограниченные сбросами (например, впадина долины р.Белая в районе Стерлитамака и др., см. рис. 2). Отчасти упомянутая асимметрия отражена и в результатах повторных нивелировок, исходя из которых наибольшие современные поднятия в пределах рассматриваемой части Уральского кряжа приходятся на его восточную часть [18]*. Пятая особенность Уральского кряжа — явная корреляция высотных отметок с направлением простирания. Максимальные высоты в пределах кряжа достигают 1900 м и приурочены к тем его участкам, в пределах которых кряж имеет простирание, близкое северо-восточному. К таковым относятся северная часть Южного Урала и южная Полярного Урала. При развороте гор к северу и северо-западу их высоты резко уменьшаются. Один из таких участков расположен на юге Среднего Урала (см. рис. 1). Простирание кряжа здесь резко изменяется (с юга на север) от северо-восточного на запад-северо-западное, на 500–600 м уменьшаются абсолютные высоты, резко снижается размер абсолютных поднятий за олигоцен-четвертичное время (см. рис. 2). Назовем этот участок «Среднеуральская аномальная зона». По данным повторного нивелирования, территория этой зоны характеризуется либо резко пониженной скоростью современных поднятий, либо опусканием относительно смежных областей Уральского кряжа [18].

* Следует отметить, что к интерпретации данных повторного нивелирования надо относиться с большой осторожностью. Дело в том, что скорости современных вертикальных движений на Урале по этим данным (1–10 мм/год) на два порядка превосходят средние скорости вертикальных движений на Урале за неотектонический этап (10^{-2} мм/год). При этом скорости, замеренные на сопредельных к Уралу платформах, часто превосходят таковые, замеренные на Урале. По-видимому, данные повторного нивелирования в основном отражают процессы, связанные с подвижками верхнекорового осадочного (преимущественно, высокопластичного) слоя [18, 28].

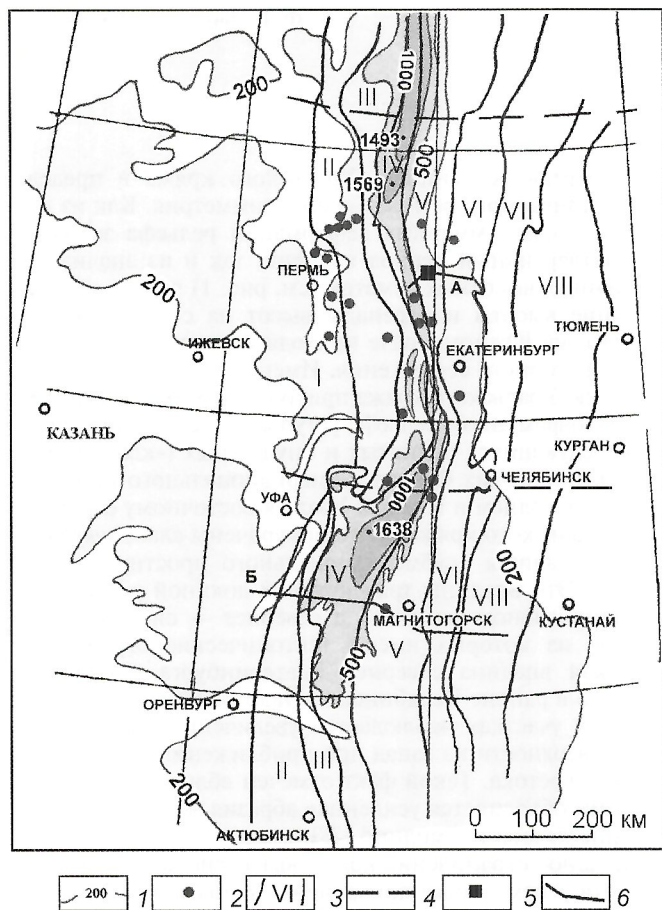


Рис. 1. Схема соотношения топографии Уральского края и тектонических зон Урала:

1 — изолинии высотных отметок, м; 2 — эпицентры землетрясений; 3 — тектоническая зональность (I — восточная окраина Русской платформы, II — Предуральский прогиб, III — Западно-Уральская зона складчатости, IV — Центрально-Уральское поднятие, V — Тагил-Магнитогорский прогиб, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Северный прогиб, VIII — Зауральское поднятие); 4 — границы Северного, Среднего и Южного Урала; 5 — Уральская сверхглубокая скважина СГ-4; 6 — сейсмические профили МОВ-ОГТ (А — ESRU-93, 95, 96, Б — УРАЛСЕЙС-95)

Шестая особенность Уральского края — высокая степень унаследованности его развития. Уральское горно-складчатое сооружение имеет, по крайней мере, палеозойский или даже вендский [24] возраст, а современный Уральский край расположен, преимущественно, в западной части этого сооружения. Таким образом, процессы горообразования на Урале (т.е. в центре нынешнего Евразийского континента) развивались с перерывами, по крайней мере, с конца палеозоя, и их пространственное положение если и изменялось, то не слишком сильно*.

* Наиболее вероятно, что западная и восточная границы Уральской горной страны неоднократно, хотя и не слишком сильно, смещались в процессе тектонического развития территории. Судя по составу отложений Предуральского прогиба, в поздней перми происходило устойчивое продвижение западной границы Уральских гор с востока на запад — в пределы Предуральского прогиба [20]. В триасе и ранней юре осевая линия и восточная граница Уральских гор, возможно, были расположены на несколько десятков километров восточнее их современного положения. Об этом свидетельствуют анализ береговой линии и состав нижнеюрских осадков Западно-Сибирского бассейна по данным бурения (например, в районе Краснотинского свода), а также трактовка истории развития Зауральского пенепплена [5].

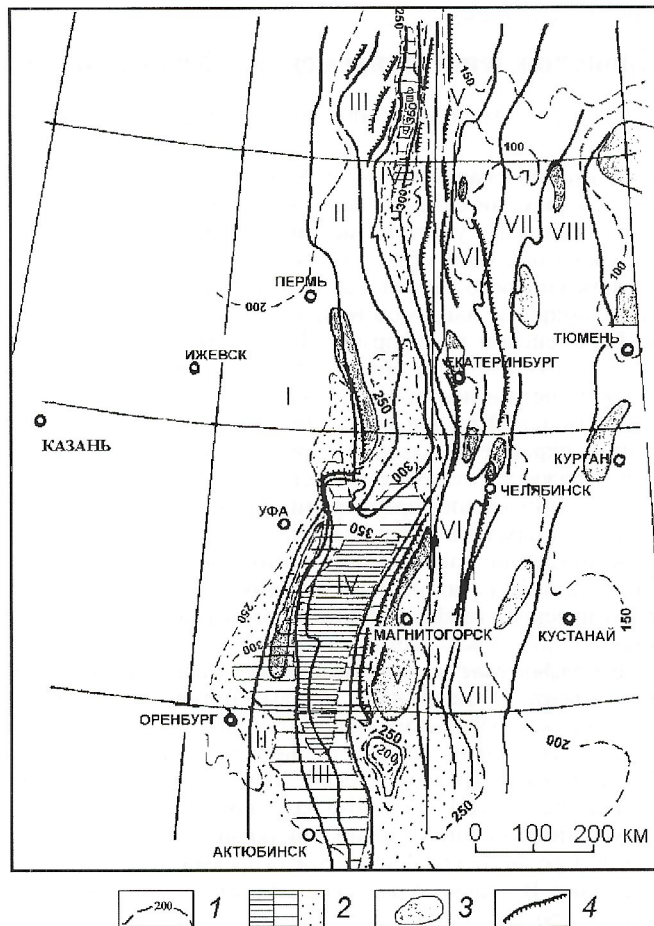


Рис. 2. Схема соотношения элементов неотектонического строения и тектонических зон Урала:

1 — изобазы постэлювиальной поверхности выравнивания, м, по работе [28] с изменениями и дополнениями; 2 — высотные зоны постэлювиальной поверхности выравнивания выше изобазы 250 м; 3 — неотектонические впадины; 4 — неотектонические уступы; остальные условные обозн. см на рис 1

Седьмая особенность Уральского края — наличие явных признаков голоценовой и современной активности тектонических процессов. Район Среднего и Южного Урала — сейсмически активная территория, на которой с 1693 по 1958 гг. произошли 46 землетрясений интенсивностью от 3 до 6 баллов (магнитуды от 2,5 до 5,5) и наиболее частыми глубинами очагов от 3 до 15 км. Показано, что хотя некоторая часть землетрясений объясняется развитием карстовых процессов и различными техногенными явлениями, все же большая часть уральских сейсмических событий относится к разряду тектоногенных [17].

Наиболее частые и закономерные сейсмические события на Урале приурочены к трем сейсмогенным зонам. Одна из них, названная В.С.Дружининым «Восточно-Уральская сейсмогенная зона» [10], протянулась в субмеридиональном направлении от Магнитогорска до Ивделя (см. рис. 1). Для нее характерны землетрясения с магнитудой не более 4. Эта зона пространственно совпадает с восточным ограничением Уральского края, в частности, субмеридиональными кайнозойскими уступами рельефа, фиксирующими восточную границу этого края (см. рис. 2).

Вторая сейсмогенная зона протянулась в северо-западном направлении от Сысерти через Екатеринбург до Перми, является секущей по отношению к главным Уральским структурам и названа В.С.Дружининым «Среднеуральская сейсмогенная зона» (см. рис. 1). Именно к ней приурочены наиболее интенсивные землетрясения с маг-

нитудой до 5,5. С несколько меньшей отчетливостью выделена третья сейсмогенная зона субширотного простирания, протянувшаяся от верховьев р. Миасс на востоке до р. Юрюзань на западе. Важно отметить, что вторая и третья сейсмогенные зоны пространственно совпадают с северной и южной границами упомянутой выше «Среднеуральской аномальной зоны», а также то, что на востоке они резко обрываются в месте пересечения с «Восточно-Уральской сейсмогенной зоной» (см. рис. 1).

Среди других признаков современной тектонической активности следует отметить случаи появления зияющих трещин и деформации зданий вблизи уступов, ограничивающих Уральский кряж и в Зауралье — в районах городов Магнитогорск, Ивдель, Камышлов и др. [28]. Характерны наличие термальных и минерализованных источников, повышенная обводненность главных уральских уступов, а также повышенное содержание в этой воде гелия и радона.

Таким образом, современные Уральские горы на участках северо-восточного и субмеридионального простирания представляют собой крупноблоковое сводовое пост-олигоценное унаследованное активное в настоящее время поднятие, занимающее западную часть палеозойского Уральского складчатого пояса. Это поднятие характеризуется асимметричным строением (со смещением осевой части к востоку), сложено в западной и центральной частях легкими, а на востоке тяжелыми породами, ограничено с запада и востока уступами и краевыми прогибами, а на Среднем и Южном Урале с востока ограничено сейсмогенной зоной. Участок разворота гор на северо-запад характеризуется резким уменьшением абсолютных высот, снижением интенсивности неотектонических поднятий, высокой сейсмической активностью и другими аномальными свойствами которые позволяют назвать его «Среднеуральская аномальная зона».

Что же является причиной неотектонической горообразовательной активности Урала и где находится источник этой активности? Ответов на этот вопрос может быть два: либо этот источник находится в литосфере Урала, либо за ее пределами — в удаленных от Урала регионах мира. Для ответа на этот вопрос сначала проанализируем некоторые особенности строения коры и мантии Урала.

Пространственное соотношение положения Уральского кряжа и уральских гравитационных аномалий. В пределах Уральской складчатой системы в целом наблюдается довольно хорошее соответствие между составом выходящих на поверхность пород и характером аномального гравитационного поля. Так, относительно легким терригенным и карбонатным породам Западно-Уральской зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия, как правило, отвечает отрицательное гравитационное поле интенсивностью до 50 мгал, а тяжелым эффузивным и интрузивным базитам и ультрабазитам Тагило-Магнитогорского прогиба — мощная положительная гравитационная аномалия интенсивностью до 90 мгал — так называемый «Уральский Супермаксимум». Сопоставив эту информацию с приведенными выше данными о положении Уральского кряжа, можно сказать, что на Южном и Среднем Урале западная и центральная части кряжа характеризуются, в целом, пониженным уровнем гравитационного поля, а восточная — повышенным (рис. 3). В то же время, на Северном и, особенно, Полярном Урале Уральский кряж почти целиком смещен в область повышенных значений гравитационного поля. Таким образом, устойчивой корреляции между уровнем гравитационного поля, с одной стороны, и положением и высотами Уральских гор, с другой, не наблюдается.

Пространственное соотношение положения Уральского кряжа и Уральского «мантийного трога». По данным сейсмических исследований, в пределах Уральской складчатой

области на границе коры и мантии обнаружен специфический слой с сейсмическими свойствами, переходными от коровых к мантийным. Его мощность составляет 3—20 км, среднепластовая скорость 7,2—8 км/с, глубина залегания кровли (преломляющая сейсмическая поверхность К-М) 35—47 км (в среднем 40 км). За подошву этого слоя принята преломляющая поверхность М, характеризующаяся в районах его развития граничными скоростями 8,3—8,6 км/с, и глубинами залегания 60 км и более [9]. Этот переходный корово-мантийный слой и мог бы быть назван «корнем Уральских гор». Рассмотрим положение его подошвы («мантийного трога») относительно границ Уральской складчатой системы и Уральского кряжа (рис. 4).

С достаточной определенностью границы мантийного трога могут быть выделены с глубин 43—45 км. Именно на этих глубинах на профилях ГСЗ, пересекающих западную часть Уральской складчатой области, наблюдается достаточно четко выраженная флексура с перепадом глубин 3—5 км, которая и может быть принята за западную границу «трога». Как следует из рис. 4, эта граница проходит в основном в районе восточной части Предуральского прогиба, т.е. близка к западной границе Уральского кряжа. Сложнее обстоит дело с восточным ограничением «мантийного трога». Здесь отсутствует четко выраженный флексурообразный перегиб поверхности М, а глубины ее залегания, как правило, составляют 43—50 км с тенденцией к увеличению под прогибами и уменьшению под поднятиями. Лишь восточнее меридиана 66° глубина залегания поверхности М становится устойчиво меньше 45 км, и «мантийный трог» постепенно выклинивается. Положение осевой части трога с юга на север претерпевает некоторые изменения. Так, на Южном Урале максимальные глубины трога отчетливо соответствуют зоне Магнитогорского прогиба. В пределах южной части Среднего Урала («Среднеуральская аномальная зона») осевая часть трога резко отступает на восток в зону Восточно-Уральского поднятия, а севернее Екатеринбурга снова смещается на запад в зону Тагильского прогиба. В северной части и за пределами рассматриваемой территории — на Северном и Полярном Урале — осевая часть «мантийного трога» постепенно смещается еще дальше на запад в зону Центрально-Уральского поднятия. В целом положение осевой части «мантийного трога» мало отличается от такового Уральской положительной гравитационной аномалии («Уральского Супермаксима»).

Итак, хотя западная граница «мантийного трога», в целом, близка к западной границе Уральского кряжа, его осевая часть и особенно восточная граница расположены далеко на восток от восточной границы кряжа. Кроме того, не наблюдается корреляции между высотами Уральского кряжа и глубинами залегания «трога». Например, в районе наиболее низменной южной части Среднего Урала («Среднеуральская аномальная зона») глубина залегания «мантийного трога» близка максимальной 60—62 км и почти не изменяется под расположенной южнее наиболее высокой частью Уральского кряжа. Отсюда можно сделать вывод, что происхождение уральского «мантийного трога» нельзя объяснить изостатической компенсацией при поднятии Уральского кряжа и что он не является «корнем гор» в классическом смысле этого слова.

Таким образом, даже самый поверхностный анализ Уральского кряжа показывает, что процесс изостатической компенсации не может быть ведущим в неотектонических процессах на Урале. В пользу этого говорит следующее: во-первых, в поднятие Уральского кряжа вовлечены не только легкие, но и тяжелые породы; во-вторых, к восточной части кряжа (а на Северном и Полярном Урале ко всему кряжу) приурочены интенсивные положительные гравитационные аномалии; в-третьих, происхождение уральского «мантийного трога» не объясняется процессом

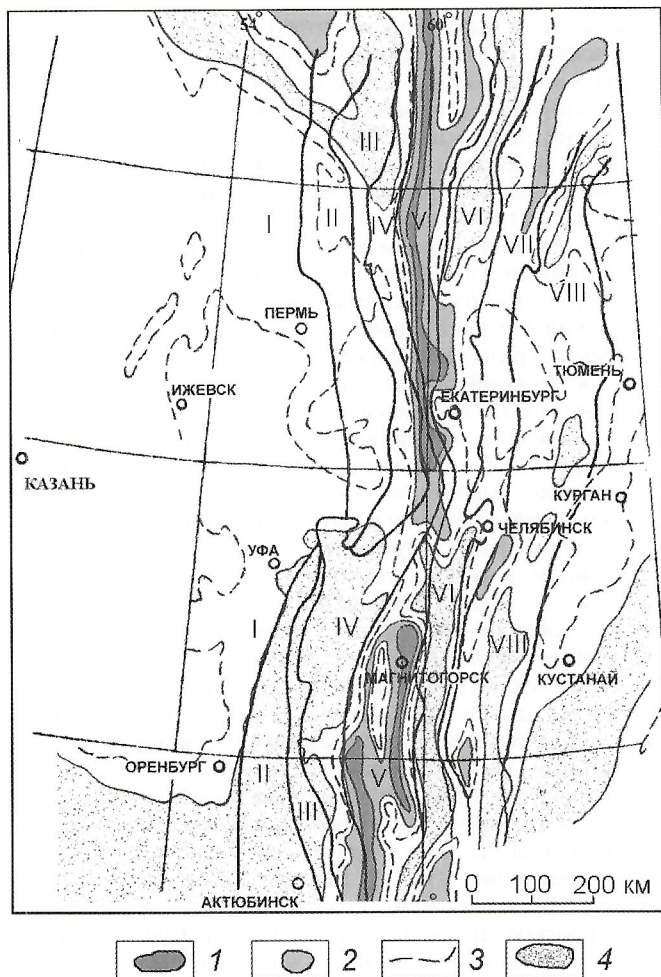


Рис. 3. Схема пространственного соотношения гравитационных аномалий и тектонических зон Урала:

1 — мощная положительная аномалия интенсивностью до 90 мгал — «Уральский Супермаксимум»; 2 — прочие положительные аномалии интенсивностью 15–25 мгал; 3 — нулевая изолиния; 4 — отрицательные аномалии интенсивностью от 20 до 50 мгал; остальные условные обозн. см на рис. 1

изостатической компенсации при поднятии Уральского кряжа*.

Рассмотрим возможность наличия каких либо иных источников горообразовательных процессов в литосфере Урала.

Геофизические данные о составе и свойствах коры и мантии под Уралом. Сейсмические данные. Имеющиеся данные ГСЗ и МОВ позволяют сопоставить первые 10–15 км сейсмического разреза Восточно-Европейской платформы с верхним слоем известной трехслойной модели строения земной коры [6]. Под Уралом мощность этого слоя увеличивается до 20 км. Результаты многочисленных работ по гравитационному моделированию позволяют предположить, что именно к этому слою приурочена наибольшая часть источников уральских гравитационных аномалий. В нем наблюдаются максимальные вертикальные и горизонтальные градиенты сейсмической скорости и плотности, он насыщен отражающими площадками, которые хорошо коррелируются с известными на поверхно-

* Следует отметить, что выводы об «неизостатичности» современных поднятий на Урале не являются новыми. На основании анализа гравитационного поля, а также неотектонических и современных вертикальных движений Урала к ним пришли и другие исследователи [1].

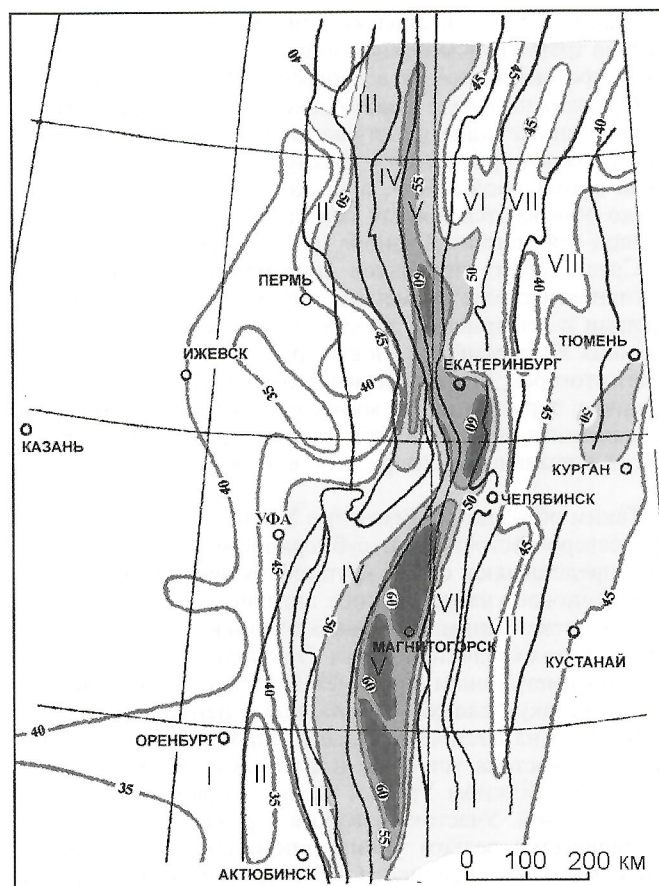


Рис. 4. Соотношение глубины залегания поверхности Мохо и тектонических зон Урала:

изогипсы (в м) даны по работе [9]; остальные условные обозн. см. на рис. 1

сти тектоническими структурами. В частности, под Западно-Уральской зоной складчатости наблюдается система зон концентрации отражающих площадок восточного падения, откартированных на поверхности как надвиги. Известно, что часть этих надвигов отражена в морфоструктурах, что указывает на их активность на новейшем этапе развития. Далее на восток на глубине около 10 км такие зоны объединяются в одну, которая выполаживается до субгоризонтальной. Согласно распространенному мнению, эта зона представляет собой региональную поверхность срыва [25].

Наиболее характерные черты данной части сейсмического разреза на Урале — наличие области с пониженными скоростями продольных сейсмических волн в районе Центрально-Уральского поднятия и области резко повышенных скоростей этих волн в районе западной и центральной частей Тагило-Магнитогорского прогиба. Между этими двумя областями наблюдается зона, состоящая из отражателей восточного падения интерпретируемая как зона Главного Уральского Разлома (рис. 5, а, б). По ней тяжелые породы Тагило-Магнитогорского прогиба надвинуты на легкие породы Центрально-Уральского поднятия. Кроме того, надо отметить наличие в верхней части сейсмического разреза слабо выраженных зон нарушения корреляции отражающих площадок и иногда резкого изменения отражательной способности пород, имеющих западные падения. Эти зоны выходят на поверхность в восточных предгорьях Уральского кряжа — в западной части Тагило-Магнитогорского прогиба. На Среднем Урале одна из них пересекает район заложения сверхглубокой скважины СГ-4 (см. рис. 5, в–д), в процессе буре-

ния которой действительно выявлено широкое развитие активных мелких разрывов и трещин западного падения с углами 60–80° и хорошо проявленной взбросовой компонентой, притом, что активные разрывы и трещины восточного падения практически отсутствуют [19]. Кроме того, на глубинах 1900–2200 м в скважине СГ-4 зафиксирована низкочастотная аномалия уровня геоакустических шумов, характеризующая динамическую активность пород на этом промежутке [8, 29]. На Южном Урале соответствующая зона выходит на поверхность в восточных предгорьях кряжа в 15–30 км на запад от Магнитогорска (см. рис. 5, б).

Следующий слой консолидированной коры, сопоставляемый по характеристикам с промежуточным слоем трехслойной модели, относительно хорошо выражен под Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плитой на глубинах 10–30 км. В его пределах, по данным ГСЗ, отмечены волноводы и уменьшаются градиенты сейсмических полей. По данным МОВ, под платформенными областями этот слой характеризуется укрупнением и огрублением сейсмической картины, уменьшением четкости сейсмических границ, вытягиванием их по горизонтали, выполаживанием наклонных зон концентрации отражателей. Согласно взглядам большинства исследователей, на этом уровне происходит смена жесткой преимущественно крутопадающей «магистральной» трещинной тектоники на мелкую дилатансионную трещиноватость и переход к пластическим деформациям области яркой дилатансии [22].

Под Уральской складчатой областью выделение этого слоя по данным ГСЗ весьма проблематично в связи с резким усложнением сейсмического разреза и появлением на всех уровнях аномальных высокоскоростных (v_p 7–7,2 км/с) блоков. По данным МОВ, там также наблюдается нарушение «слоистой» сейсмической картины и на глубинах 20–30 км выделяются четкие, локальные, контрастные по отражательной способности блоки. Один из них наблюдается на Среднем Урале под Тагильским прогибом. Он характеризуется высокой концентрацией отражающих площадок и резко «обрезан» с запада по падающей на запад зоне, сменяясь областью отсутствия отражений. Другой похожий блок с высокой концентрацией отражающих площадок наблюдается на Южном Урале под восточной частью Центрально-Уральского поднятия. Он также «обрезан» по падающей на запад зоне, но уже с востока. Выше по разрезу зоны инверсии отражательной способности переходят в упомянутые выше зоны нарушения корреляции отражателей западного падения. Углы падения этих зон от 30 до 70° иногда с тенденцией к выполаживанию при приближении к поверхности (см. рис. 5, а, б). Надо отметить, что к верхним границам описываемых блоков приурочены зоны инверсии по продольным и поперечным волнам (данные профилей ГСЗ: Красноуральский, Рубин-1,2, УРАЛСЕЙС-95). Кроме того, эти блоки характеризуются резко пониженными отношениями скоростей продольных и поперечных волн, что может служить признаком повышенных сжимающих напряжений [4].

Нижний слой коры, сопоставляемый с нижним слоем трехслойной модели, в пределах Уральской складчатой области отличается от окружающих платформ повышенной мощностью за счет наличия вышеописанного корово-мантийного слоя, а также появлением в основании хорошо выраженного инверсионного слоя [23]. По данным сейсмических профилей МОВ-ОГТ УРАЛСЕЙС-95 (Южный Урал) и ESRU-93, 95, 96 (Средний Урал), в пределах приуральской части Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской плиты и в восточной части Уральской складчатой области (Восточно-Уральского поднятия, Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия) поверхность М фиксирована сверху зоной высокой отража-

тельной способности мощностью 1–10 км, ниже которой отражающие площадки практически отсутствуют. В то же время, на участках максимальной глубины «мантийного трога» (в пределах Магнитогорского прогиба на Южном Урале и в пределах восточной части Центрально-Уральского поднятия и западной части Тагильского прогиба на Среднем Урале) в поле отраженных волн поверхность М практически не выражена — наблюдается как бы ее «разрыв». По мнению А.В.Рыбалки, факт, что граница М прослеживается в поле преломленных волн (по данным ГСЗ) и не видна в поле докритических отраженных волн (по данным МОВ) может свидетельствовать о том, что она представлена не скачком, а градиентом скоростей, т.е. относительно постепенная [26]. Это подтверждается и наличием в области «мантийного трога» описанного выше «переходного» корово-мантийного слоя.

К настоящему времени проведены работы по определению физических характеристик мантии под Евразией на глубинах от поверхности М до 300–700 км [15, 16, 33]. Согласно их результатам, под Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плитой раздел между верхней и нижней мантиями (слой Голицина) находится на глубине 410–412 км. На этой глубине отмечен резкий скачок скоростей (от 8,8 до 9,36 км/с), и мантия характеризуется значительной скоростной и плотностной однородностью. Выше этого уровня под Восточно-Европейской платформой выделены два волновода на глубинах около 200 и 320–400 км, которым соответствуют зоны разуплотнения с дефицитом плотности около 0,1 г/см³ [15]. Эти же волноводы прослежены и под Западно-Сибирской плитой приблизительно на тех же глубинах. Кроме того, под Западно-Сибирской плитой в мантии выделены еще два волновода — на глубинах 50–120 и 135–165 км [7].

Между тем, согласно приведенным источникам, под Уральской складчатой областью мантийный волновод выделен только на глубине 320–400 км, а средние скорости продольных волн до глубины 300 км превышают 8,5 км/с. Аномально высокие скорости в верхней мантии под Уралом подтверждаются и данными по аномалиям времени прихода первых волн на уральской части геотрансверса «Гранит» (по материалам Баженовской ГФЭ, Кашубин и др., 1993).

Итак, земная кора Уральской складчатой области в осевой части характеризуется по сравнению с таковой окружающих платформ хорошо выраженными аномальными свойствами — повышенной мощностью, высокой средней скоростью продольных волн и повышенной сложностью строения. Кроме того, по нашему мнению, очень важно для понимания характера современного напряженного состояния земной коры Урала наличие под восточной окраиной Уральского кряжа зон нарушения корреляции отражающих площадок и инверсии отражательной способности пород западного падения, по которым происходит резкая смена характера тектонической напряженности. Зоны эти, по-видимому, не служат литологическими разделами, поскольку сами секут наиболее мощный литологический раздел Урала — «Главный Уральский Разлом». По нашему мнению, они представляют собой современные активные тектонические структуры со сдвига-взбросовой кинематикой, по которым трансформируется горизонтальное давление со стороны Западно-Сибирской плиты в субвертикальные горообразующие движения.

Верхняя мантия Уральской складчатой области, в отличие от сопредельных с запада и востока территорий, характеризуется относительно постепенным переходом в область коры, повышенными средними скоростями и, очевидно, повышенной средней плотностью.

Результаты изучения теплового потока. Чрезвычайно яркая характеристика Уральской складчатой области — наблюдаемый в пределах западной и центральной частей

повышенной калиевоности. По периферии Алазейской зоны в ордовике и силуре накапливались существенно карбонатные толщи мощностью 5000—8000 м (формировались карбонатные платформы на склонах глубоководной впадины). Вторая зона значительно менее мощного карбонатного (с гипсами) осадконакопления находилась у восточного края Сибирской платформы. Между ними располагались, вероятно, эпиплатформенные прогибы, в которых накапливались маломощные кремнисто-известково-глинистые осадки [24].

Начало герцинского орогенического цикла ознаменовалось широким развитием девонского рифтогенеза [12], что могло быть вызвано усилением и расширением ареала активности («растеканием») мантийного диапира. Это было время широкого развития разнообразного вулканизма, формирования Олойской зоны (становления Алучинских офиолитов), интенсивной деструкции континентальной коры на территории будущей Яно-Колымской системы, образования срединных массивов в их современных границах и блоков фундамента будущих районов пологого залегания верхоянского комплекса.

Главным фазам герцинского орогенеза на северо-востоке Азии отвечает начало нового геосинклинального цикла — образование верхоянского комплекса и сложенных им тектонических систем. Обломочные толщи верхоянского комплекса формировались при существенном участии андезитового и кислого вулканизма. В пограничных с Алазейской зоной районах в позднем палеозое изливались базальты, трахибазальты, внедрялись многочисленные мажорные тела пикритов и габбро-диабазов. На Алазейском плоскогорье формировались натриевая базальт-риолитовая, андезитобазальтовая и габбро-плагиогранитная магматические ассоциации [22].

Общая тенденция развития структур, сложенных верхоянским комплексом — последовательное смещение зон максимального прогибания (пермского, триасового и юрского) от Сибирской платформы к Алазейской зоне, вероятно, отражает процесс сокращения ареала активности мантийного диапира. Примечательно, что дотриасовые зоны максимального прогибания испытывали инверсии (Верхоянский мегантиклинорий, Аян-Юряхский антиклинорий), тогда как триасовые и особенно юрские геосинклинальные прогибы сохранились как синклинии. Заложение Чукотской системы отнесено к раннему триасу. Геосинклинальным прогибаниям, вероятно, предшествовало образование рифтовых зон северо-западного простирания, отмеченных многочисленными залежами диабазов и повышенной мощностью отложений нижнего триаса.

Самые древние офиолиты Кордильерской складчатой области датированы девонем. Следовательно, важнейшие процессы деструкции континентальной коры и формирование эвгеосинклинальной системы внешней зоны Кордильер соответствуют по времени раннегерцинскому (девонскому) рифтогенезу на северо-востоке Азии. До этого будущие миогеосинклинальная система Миллард, зона Оминька и, вероятно, большая часть зоны Интермонтана представляли собой крупное перикратонное опускание, на котором накапливались терригенно-карбонатные отложения венда—силура. Следовательно, заложенную в девоне эвгеосинклинальную систему Канадских Кордильер можно рассматривать в качестве аналога современной окраинно-морской глубоководной впадины, отделенной от океана вулканической дугой (Ванкуверская эвминарная система).

Верхнепалеозойские—среднемезозойские отложения миогеосинклинальной системы Миллард представлены, как и верхоянский комплекс, преимущественно терригенными формациями, но их суммарная мощность составляет лишь 3000—4000 м. Характерные элементы структуры

Кордильерской области, особенно миогеосинклинальные системы Миллард, — многочисленные надвиги северо-восточной вергентности.

В конце мезозоя геосинклинальные области внешней зоны вступили в стадию эпигеосинклинального орогенеза, начавшегося раньше, в средней юре, в эвгеосинклинальных системах, что установлено по крупному несогласию в основании средней юры в Алазейской зоне, присутствию олистостромов среднеюрского возраста в северо-восточном крыле Иньяли-Дебинского синклиория, а также развитию интенсивного гранитоидного магматизма и поднятий в зоне Оминька. В поздней юре орогенез распространился на миогеосинклинальные системы и активно развивался в течение раннего мела. По значению и характеру развивавшихся геологических процессов эпигеосинклинальный орогенез мезозой представлял собой общую инверсию геотектонических режимов, ознаменовавшую формированием Приверхоянского и Предкордильерского краевых прогибов на границе геосинклинальных областей и древних платформ.

Из многообразия структур, возникших в орогенную стадию внутри геосинклинальных систем, наиболее примечательны рифтоклинали Верхояно-Чукотской области, формировавшиеся одновременно в поздней юре—неокеме вдоль резко активизировавшихся зон разломов северо-западного простирания. Самая крупная Южно-Ануйская рифтоклинали хорошо выражена в аномальном магнитном поле. Она в целом следует границе Олойской и Ануйской зон, но в среднем течении р. Большой Ануй рифтоклинали отсекает крупный блок (40×70 км) «ануйского триаса», который расположен с юго-западной стороны.

Верхнемезозойские образования Южно-Ануйской рифтоклинали с базальными конгломератами залегают резко несогласно на каменноугольных и верхнетриасовых отложениях [25]. Верхнеюрская (кимеридж-волжская) часть разреза сложена преимущественно вулканитами (спилиты, базальты, андезиты, кератофиры, дациты, яшмы, радиоляриты, алевролиты — 1000—1400 м), нижнемеловая (берриас-валанжинская) — терригенными образованиями (1000—2500 м). В Южно-Ануйской рифтоклинали и по ее периферии известны небольшие, часто трещинные интрузивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Раучуанская рифтоклинали разделяет Ануйскую и Чаунскую зоны Чукотской миогеосинклинальной системы. Она сложена преимущественно терригенными, частично флишеидными толщами мощностью более 2000 м. Верхняя часть волжских отложений содержит вулканиты среднего и кислого составов.

Илиньтасская рифтоклинали приурочена к границе краевых поднятий и внутренней зоны Алазейско-Олойской системы и не выходит за пределы краевых поднятий (не пересекает их). Рифтоклинали сложена верхнеюрскими сложно дислоцированными толщами мощностью около 7000 м, в нижней доволжской части (2000 м) которых широко распространены натриевые базальты и контрастная базальт-риолитовая ассоциация. В зоне краевых поднятий в наземных и морских мелководных условиях в оксфорде—кимеридже извергались преимущественно андезиты, риолиты и небольшие объемы базальтов, образующие Уяндинско-Ясачненский эпигеосинклинальный вулканогенный пояс. Калиевоность вулканитов возрастает в направлении Илиньтасская рифтоклинали—Уяндинско-Ясачненский пояс [22]. Эта позднеюрская структурно-формационная зональность подобна обстановке желоб—островная дуга современных активных континентальных окраин.

Эпигеосинклинальный вулканогенно-осадочный молассовый комплекс развит преимущественно в эвгеосинклинальных структурах. В Алазейско-Олойской системе он

отделен от более ранних образований перерывом и несогласием, а в зоне Интермонтана Канадских Кордильер, в бассейне Баузер, имеет постепенные стратиграфические и фациальные переходы со среднеюрскими геосинклинальными формациями.

Эпигеосинклинальный орогенез мезозойского орогенеза ознаменован длительным (средняя юра—ранний мел, около 90 млн лет) мощным гранитоидным магматизмом. Примечателен избирательный характер наиболее активных проявлений гранитоидного магматизма. Так, Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система бедна гранитоидами. В Яно-Колымской системе подавляющая часть и наиболее крупные тела гранитоидов расположены в юрских синклиналиях и на границе их с краевыми поднятиями Алазейско-Олойской системы. Гранитоиды отсутствуют в Верхоянском мегантиклинории, а в зоне пологих дислокаций сравнительно небольшие редкие тела гранитоидов приурочены к поперечным складчато-разломным деформациям. В Анюйской зоне главная часть гранитоидных массивов расположена в Кэпервеевской системе антиклинальных поднятий. В Чаунской зоне в целом размещение гранитоидов не имеет столь четкой связи со структурами геосинклинального комплекса, и поэтому несомненный интерес представляет Амгузский ареал гранитоидных интрузивов (100×200 км), вытянутый в северо-восточном направлении.

Крупнейшие массивы гранитоидов Кордильерской области расположены в относительно поднятой эвгеосинклинальной зоне Оминька, тогда как в зоне Интермонтана их количество и размеры значительно меньше. В мезогеосинклинальной системе Миллард гранитоиды отсутствуют.

Внутренняя зона. Эвгеосинклинальные системы ларамид и кайнозойские различаются не столько возрастом складчатости, сколько пространственным положением и историей развития. Ларамиды — длительно полициклически формировавшиеся системы. Их эвгеосинклинальное развитие началось в раннем палеозое — несколько позже, чем в Алазейско-Олойской системе, но намного раньше, чем в Кордильерской области. После нескольких палеозойских циклов активности, фиксированных проявлениями офиолитового магматизма, в раннем мезозое наступил период тектонического покоя, за которым в поздней юре начался последний, заключительный, цикл развития геосинклинальных систем.

Складчатые системы кайнозойские отличаются как от ларамид, так и друг от друга. Формирование системы Чугач началось, по-видимому, в перми в обстановке привулканического талассо-геосинклинального прогиба. О начальных стадиях развития Олюторско-Камчатской системы практически нет данных. Судя по возрасту субаркозовой формации Укэлаят-Колпаковской зоны, обособление системы в пределах Корьяско-Камчатской области произошло в конце раннего мела. Источниками обломочного материала для этой формации могли быть как внутренние поднятия, так и массив континентальной коры на месте Алеутской впадины. На распределение продуктов размыва существенное влияние могла оказывать Ирунейская вулканическая геоантиклиналь.

Тайгоноская и Ванкуверская эвлиминарные системы как палеогеографически (морфоструктурно), так и по характеру вулканизма представляли собой островные вулканические дуги, существовавшие параллельно с другого типа геосинклинальными системами внешней и внутренней зон Канадско-Колымского сектора. Консервативность развития, независимость его от инверсий тектонических режимов в смежных мезо- и эвгеосинклинальных системах — отличительные особенности этих тектониче-

ских зон, указывающие на большую глубинность эндогенных процессов, регулировавших их развитие. Наложение восточной части кайнозойской Алеутской вулканической дуги на среднемезозойскую дугу Талкитна может также свидетельствовать о больших глубинности и устойчивости эндогенного режима, определяющего развитие андезитового вулканизма островных дуг.

Палеотектонические обстановки на северо-востоке Азии в раннем и среднем палеозое и в Канадских Кордильерах в среднем и позднем палеозое полностью аналогичны современным обстановкам островная (вулканическая) дуга—окаймное море (с глубоководной впадиной и шельфом изменяющейся глубины). Эти признаки, наряду с ранее обсуждавшимися, — решающие аргументы для отнесения Курило-Камчатской и Алеутской вулканических дуг к эвлиминарным, а глубоководных впадин Охотского и Берингова морей к субовальным эвгеосинклинальным системам. Возможно, если не полностью, то в значительной части эти впадины образовались на месте массивов докембрийской континентальной коры [3].

Происхождение окраинно-континентальных тектономагматических поясов не находит удовлетворительного объяснения ни в геосинклинальной концепции, ни в плейттектонической гипотезе. В последнее время было обращено внимание на пространственно временные корреляции между формированием окраинно-континентальных тектономагматических поясов и развитием второго сейсмического слоя дна Тихого океана (океанизацией). Предполагается, что большеобъемные излияния базальтов в океане сопровождались компенсационными опусканиями и частной контракцией тектоносферы, следствием чего была активизация контрастных вертикальных движений по глубинным разломам между внешней и внутренней зонами Тихоокеанского подвижного пояса. Глубинные взрывы литосферы стимулировали мантийное магнеообразование, формирование больших объемов синтетических магм и развитие тектономагматических поясов [8].

Учение о геосинклиналях — крупнейшее эмпирическое обобщение геологии продолжает оставаться методологической основой познания строения и развития структуры континентов. Как и любой другой научный аппарат фактов, оно развивается, пополняется новым содержанием о геологической реальности, позволяет выявлять новые типы структур земной коры. Одновременно определяются границы его применения и различия эндогенных факторов, инициировавших развитие разных типов геосинклиналей.

Эвлиминарные системы обладают только линейной формой и характеризуются устойчивыми тенденциями развития; явления инверсии в них не установлены. Связанные с зонами глубинных взрывов литосферы, проникающими в области «неистощенной» мантии, они формируются в обстановке преобладающего относительного сжатия. Следовательно, *андезитовый вулканизм островных дуг предстает как явление первичное.*

Эвгеосинклинали развивались под воздействием мантийного диапиризма (ультраабиссального магматизма), высокий энергетический уровень которого был причиной плавления верхней («истощенной») мантии. Ранняя стадия мантийного диапиризма сопровождалась деструкцией фундамента будущей эвгеосинклинали. С уменьшением активности диапира и изменениями эндогенного режима (пока еще не вполне ясными) в эвгеосинклинали наступает стадия андезитового вулканизма и синорогенного плутонизма, во время которой происходит регенерация и, возможно, приращение континентальной коры. Таким образом, *андезитовый вулканизм эвгеосинклиналей представляет собой явление вторичное.* Конвергенция признаков

Резюмируя приведенные данные по свойствам коры и верхней мантии Урала, можно сделать вывод, что, по крайней мере, до глубины 400—600 км литосферный слой находится в относительно холодном «невозбужденном» состоянии, чем отличается даже от литосферы окружающих древней и молодой платформ, не говоря уже о таких районах современного активного горообразования, как Тибет и Кавказ. Исходя из наличия таких аномальных свойств, представляется маловероятным, чтобы литосфера Урала могла участвовать в тектонических процессах в виде единого блока с литосферой какой-либо из окружающих ее платформ.

Описанные характеристики Уральской литосферы сформировались не «вчера», а представляют собой результат длительной эволюции Уральского сегмента Земли. Следовательно, представляя собой на неотектоническом этапе развития своеобразную «пограничную полосу повышенной жесткости» между сегментами древней Восточно-Европейской платформы и молодой Западно-Сибирской плиты, литосфера Урала в настоящее время может выступать скорее как «поглотитель» энергии, нежели ее генератор или транслятор, и скорее может отвечать нисходящей ветви гипотетических «мантийных струй», чем их восходящей ветви*. Таким образом, маловероятно, чтобы коровые горообразовательные процессы, происходящие на Урале, имели своим источником литосферу Уральского региона.

Теперь рассмотрим возможность наличия источника (или источников) неотектонических горообразовательных процессов на Урале в удаленных от него регионах Земли. В случае наличия такого источника передача энергии от него к Уралу должна осуществляться в субгоризонтальном направлении. Следовательно, на Урале должно фиксироваться устойчивое по направлению повышенное горизонтальное напряжение.

Обзор современных взглядов на характер горизонтальных напряжений на Урале и в окружающих его областях. В осевой зоне Урала многочисленными измерениями в горных выработках было установлено наличие субширотного горизонтального сжатия, интенсивность которого многократно превышает величину, обусловленную весом вышележащих пород [1]. Наиболее широко распространено мнение, что происхождение этого горизонтального сжатия связано с передачей напряжения с юго-востока через регион Западно-Сибирской плиты. По мнению В.Е.Хаина и Н.А.Яблонской [30], а также Н.М.Куниной и В.Я.Гольтвегера (ФГУНПП «Аэрогеология»), напряжение, передающееся с юго-востока на северо-запад объясняется «внедрением в тело Евразии плит-обломков суперконтинента Гондвана», в частности, Индийской плиты. Второй возможный источник давления на Уральскую складчатую систему с юго-востока — релаксация напряжений, возникающих при раскрытии срединно-океанического хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане (рис. 6).

Менее определенно высказываются мнения о распределении напряжений в теле Восточно-Европейской платформы. Согласно предположениям Н.М.Куниной и В.Я.Гольтвегера, со стороны Восточно-Европейской платформы на регион Урала может действовать избыточное давление с осями сжатия, ориентированными в направлении с северо-запада на юго-восток, связанное с релаксацией напряжений, возникающих при раскрытии Средин-

но-Атлантического хребта. В соответствии с этими предположениями и путем анализа карт неотектонических структур осадочного чехла этими авторами была составлена «Карта мгновенной кинематики литосферных плит и блоков земной коры». Однако существует и другая точка зрения, базирующаяся на результатах применения метода тектоно-динамического анализа разрывных нарушений. Согласно ей, в пределах Приуральской части Восточно-Европейской платформы превалирует субмеридиональное сжатие (см. рис. 6, а), по-видимому, связанное с влиянием альпийского складчатого пояса [21, 34]. Интересно, что единственным отступлением от этого направления в Южном и Среднем Приуралье характеризуется район Перми, где субмеридиональное направление осей сжатия меняется на северо-западное!

Необходимо упомянуть и еще один фактор, который может вносить вклад в существующие поля напряжений. Дело в том, что земная поверхность не является полностью гравитационно уравновешенной. При превышении поверхности геоида над теоретической поверхностью эллипсоида вращения возникает избыточное давление, направленное к периферии этого поднятия. Как полагает С.Ранкорн, по данным о геоиде можно вычислить напряжения, создаваемые конвективными течениями в жесткой оболочке литосферы. Такая работа была проведена и в результате создана карта поля напряжений для территории Северной Евразии [6]. Как следует из этой карты (см. рис. 6, б), в статических условиях Урал в целом должен испытывать интенсивное давление, направленное с востока на запад, а напряжения на Приуральской части Восточно-Европейской платформы характеризуются субмеридиональным направлением осей максимального сжатия.

Итак, краткий обзор существующих взглядов на горизонтальные напряжения Уральского региона и его обрамления позволяет предположить, что, во-первых, Урал испытывает сильное горизонтальное сжатие и, во-вторых, наиболее активное горизонтальное давление на Урал направлено с юго-востока. Что касается вопроса о происхождении и ориентировке горизонтальных напряжений в Приуральской части Восточно-Европейской платформы, то единства взглядов здесь не наблюдается. Тем не менее, весьма вероятно, что при переходе от восточной к западной границе Урала направление простираения осей максимального горизонтального сжатия изменяется от субширотного или северо-западного на субмеридиональное. В этом случае значительная часть давления с юго-востока не передается (или не полностью передается) в пределы Восточно-Европейской платформы, а релаксируется каким-то иным образом. Урал при этом должен выполнять функцию некоего трансформатора или блокировщика напряжений. Исключение составляет район южной части Среднего Урала — «Среднеуральская аномальная зона», в пределах которой, судя по сейсмическим и тектоно-динамическим данным, напряжения активно транслируются от Урала на запад в тело Восточно-Европейской платформы.

Каким же образом происходит на Урале релаксация горизонтального давления, передаваемого с юго-востока? Суммируя приведенные выше факты и построения, выскажем свои предположения на этот счет.

Формулировка гипотезы. По нашему мнению, под восточной окраиной Уральского кряжа на Южном Урале и на севере Среднего Урала существуют мощные тектонические зоны со сдвиго-взбросовой кинематикой типа «левых сдвигоподдвигов» западного падения с углами 30—70° (рис. 7). Вблизи земной поверхности эти зоны представляют собой системы разрывных нарушений и зон трещиноватости, характеризуются повышенной неотектонической и сейсмической активностью, а на глубинах 20—30 км — повышенными градиентами напряженности. По зонам этих «сдвигоподдвигов» тяжелый блок Тагило-Магнитогорского про-

* В качестве своеобразного «поплавок», который не дает уральской литосфере реализовать заложенные в ней тенденции к изостатическому опусканию, может выступать приуроченный к зоне распространения мантийного трога корово-мантийный слой, характеризующийся значительным дефицитом плотности относительно окружающих его мантийных пород.

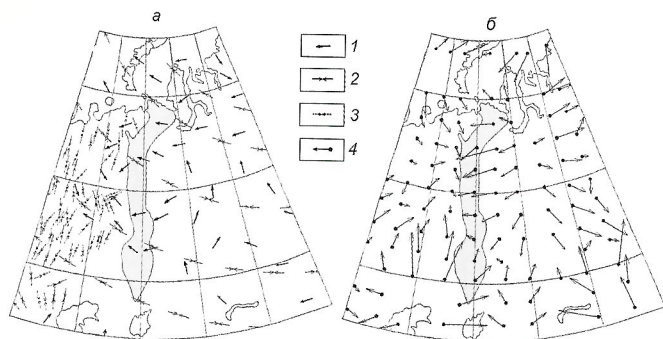


Рис. 6. Ориентировка горизонтальных напряжений в Уральском регионе и на сопредельных территориях:

а — по данным карты мгновенной кинематики, составленной сотрудниками ФГУНПП «Аэрогеология» Н.М.Куниной и В.Я.Гольцвергом (1, 2), и карты горизонтальных напряжений, составленной с применением метода тектоно-динамического анализа из работы [34] (3); б — по данным карты полей напряжений, создаваемых конвективными течениями в жесткой оболочке литосферы из работы [6] (4); 1 — направления горизонтального давления; 2 — ориентировка осей максимального горизонтального напряжения сжатия, создаваемого при раскрытии срединно-океанического хребта Геккеля; 3 — ориентировка осей максимальных горизонтальных напряжений сжатия; 4 — векторы горизонтального давления

гиба, передавая давление с юго-востока на северо-запад, «выдавливает» в целом более легкий блок Центрально-Уральского поднятия (попутно «задирая» и блок «своих собственных» тяжелых пород, находящийся западнее зон «сдвигоподдвигов»), и этим создает асимметрию Уральского кряжа*. Возможность поддвига тяжелого Тагило-Магнитогорского блока подтверждается и общей тенденцией уральской литосферы к опусканию, которая почти не реализуется из-за наличия корово-мантийного «поплавка» и ее общей «зжатости» между Восточно-Европейским и Западно-Сибирским литосферными блоками.

Давление, передающееся с юго-востока на Уральский кряж, частично разряжается при его поднятии на востоке, а частично при формировании «ретронадвигов» его западной окраины. Последние, в частности, образуются путем подновления палеозойских надвигов Западно-Уральской зоны складчатости. С частичной релаксацией давления с юго-востока путем поднятия Уральского кряжа связано и слабое влияние напряжений с юго-восточной ориентировкой осей сжатия на юг Восточно-Европейской платформы. Подобный асимметрично поддвиговый механизм роста современных поднятий предполагается и для других внутриплитных орогенов, в частности, для Тянь-Шаня [2].

Как подчеркивалось ранее, для современной геодинамики Урала характерно приспособление к древнему палеозойскому структурному плану. В этом смысле большое значение имеет угол между направлением современного давления и простираемостью уральских палеозойских структур. Так, при северо-восточном или близком ему простираемости структур Урала (т.е. при простираемости, перпендикулярном направлению предполагаемых осей сжатия) наибольшая часть энергии давления расходуется на «выдавливание» кряжа, т.е. на рост Уральских гор (наблюдается чистый «подвиг»). При развороте структур Урала на север и северо-запад значительная часть энергии давления расходуется уже на сдвиговую компоненту смещения (наблюдается «сдвигоподвиг»), а при северо-западном положении

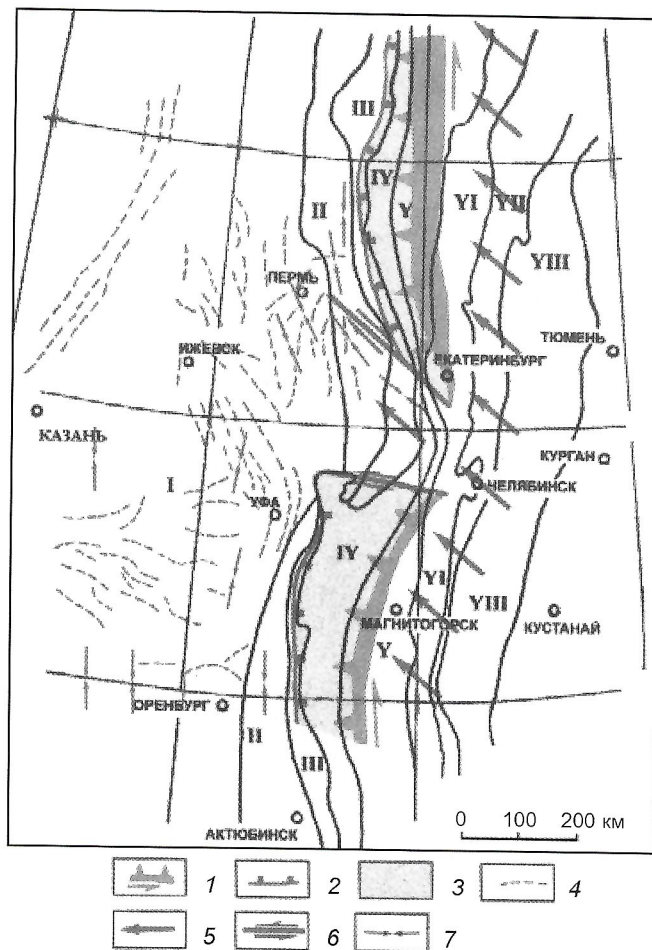


Рис. 7. Схема современной кинематики Среднего и Южного Урала:

зоны развития: 1 — «сдвигоподдвигов», 2 — «ретронадвигов»; 3 — «выталкиваемые» блоки Уральского кряжа; 4 — оси неотектонических поднятий в структуре чехла Восточно-Европейской платформы; 5 — направление горизонтального давления, ответственного за современную кинематику районов Среднего и Южного Урала; 6 — сдвиги; 7 — оси максимальных горизонтальных напряжений сжатия; остальные условные обозн. см. на рис. 1

структур уже вся энергия давления расходуется на сдвиг. Именно этим объясняется связь направления простираемости Уральских гор и их высот. В частности, этим объясняются характерные особенности «Среднеуральской аномальной зоны», в пределах которой при максимальной сейсмической активности отмечается слабое развитие горообразовательных процессов. В этой зоне «сдвигоподвиговая» кинематика Уральского кряжа сменяется ярко выраженной сдвиговой кинематикой, а давление с юго-востока непосредственно через Уральскую складчатую систему полностью транслируется на Восточно-Европейскую платформу. Судя по тому, что в пределах этой зоны почти не происходит разрядки напряжений в виде формирования горного кряжа, в настоящее время она должна характеризоваться на севере правосдвиговой, а на юге левосдвиговой компонентами смещения.

Таким образом, «Среднеуральская аномальная зона» в настоящее время представляет собой как бы зону «вдвига» уральских пород в «тело» Восточно-Европейской платформы. Поскольку эта зона не прослеживается на восток за зону «сдвигоподдвигов» (что видно из распределения сейсмической активности, см. рис. 1), можно согласиться с теми исследователями, которые увязывают повышенную

* При этом возможно «оживление» и участие в данном процессе палеозойских тектонических структур центральной и восточной частей Уральской складчатой области, в частности, зоны Главного Уральского Разлома.

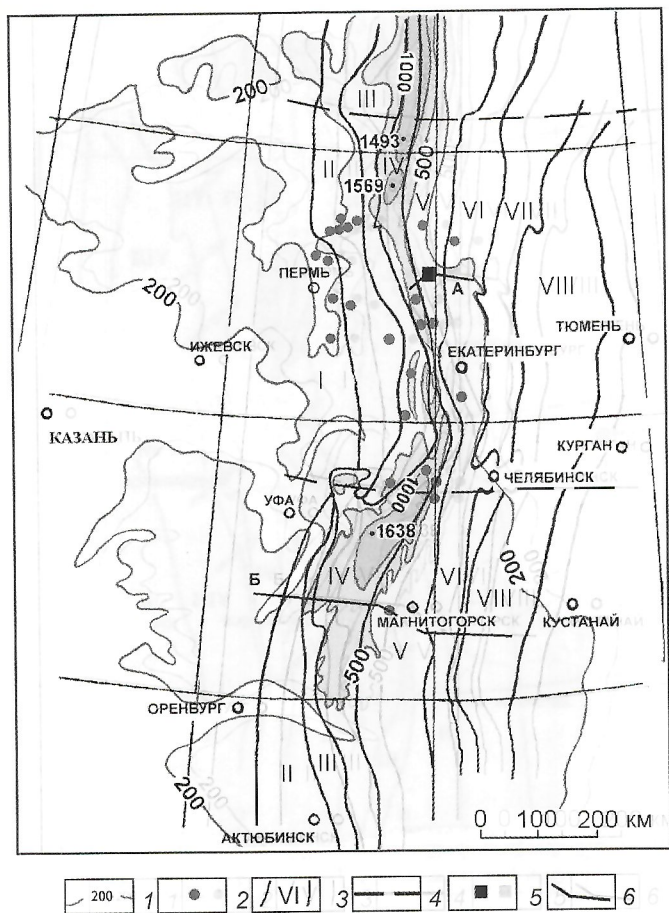


Рис. 1. Схема соотношения топографии Уральского края и тектонических зон Урала:

1 — изолинии высотных отметок, м; 2 — эпицентры землетрясений; 3 — тектоническая зональность (I — восточная окраина Русской платформы, II — Предуральский прогиб, III — Западно-Уральская зона складчатости, IV — Центральное-Уральское поднятие, V — Тагил-Магнитогорский прогиб, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Уральский прогиб, VIII — Зауральское поднятие); 4 — границы Северного, Среднего и Южного Урала; 5 — Уральская сверхглубокая скважина СГ-4; 6 — сейсмические профили МОВ-ОГТ (А — ESRU-93, 95, 96, Б — УРАЛСЕЙС-95)

Шестая особенность Уральского края — высокая степень унаследованности его развития. Уральское горно-складчатое сооружение имеет, по крайней мере, палеозойский или даже вендский [24] возраст, а современный Уральский край расположен, преимущественно, в западной части этого сооружения. Таким образом, процессы горообразования на Урале (т.е. в центре нынешнего Евразийского континента) развивались с перерывами, по крайней мере, с конца палеозоя, и их пространственное положение если и изменялось, то не слишком сильно*.

* Наиболее вероятно, что западная и восточная границы Уральской горной страны неоднократно, хотя и не слишком сильно, смещались в процессе тектонического развития территории. Судя по составу отложений Предуральского прогиба, в поздней перми происходило устойчивое продвижение западной границы Уральских гор с востока на запад — в пределы Предуральского прогиба [20]. В триасе и ранней юре осевая линия и восточная граница Уральских гор, возможно, были расположены на несколько десятков километров восточнее их современного положения. Об этом свидетельствуют анализ береговой линии и состав нижнеюрских осадков Западно-Сибирского бассейна по данным бурения (например, в районе Краснотенинского свода), а также трактовка истории развития Зауральского пенеплена [5].

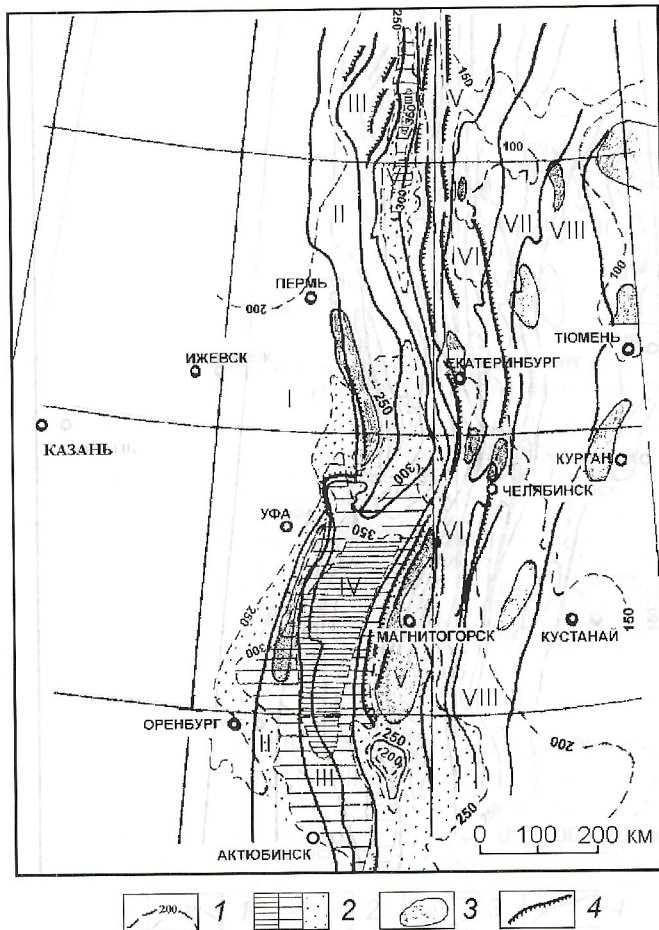


Рис. 2. Схема соотношения элементов неотектонического строения и тектонических зон Урала:

1 — изобазы постэлювиальной поверхности выравнивания, м, по работе [28] с изменениями и дополнениями; 2 — высотные зоны постэлювиальной поверхности выравнивания выше изобазы 250 м; 3 — неотектонические впадины; 4 — неотектонические уступы; остальные условные обозн. см на рис 1

Седьмая особенность Уральского края — наличие явных признаков голоценовой и современной активности тектонических процессов. Район Среднего и Южного Урала — сейсмически активная территория, на которой с 1693 по 1958 гг. произошли 46 землетрясений интенсивностью от 3 до 6 баллов (магнитуды от 2,5 до 5,5) и наиболее частыми глубинами очагов от 3 до 15 км. Показано, что хотя некоторая часть землетрясений объясняется развитием карстовых процессов и различными техногенными явлениями, все же большая часть уральских сейсмических событий относится к разряду тектоногенных [17].

Наиболее частые и закономерные сейсмические события на Урале приурочены к трем сейсмогенным зонам. Одна из них, названная В.С.Дружининым «Восточно-Уральская сейсмогенная зона» [10], протянулась в субмеридиональном направлении от Магнитогорска до Ивделя (см. рис. 1). Для нее характерны землетрясения с магнитудой не более 4. Эта зона пространственно совпадает с восточным ограничением Уральского края, в частности, субмеридиональными кайнозойскими уступами рельефа, фиксирующими восточную границу этого края (см. рис. 2).

Вторая сейсмогенная зона протянулась в северо-западном направлении от Сысерти через Екатеринбург до Перми, является секущей по отношению к главным Уральским структурам и названа В.С.Дружининым «Среднеуральская сейсмогенная зона» (см. рис. 1). Именно к ней приурочены наиболее интенсивные землетрясения с маг-

нитудой до 5,5. С несколько меньшей отчетливостью выделена третья сейсмогенная зона субширотного простирания, протянувшаяся от верховьев р. Миасс на востоке до р. Юрюзань на западе. Важно отметить, что вторая и третья сейсмогенные зоны пространственно совпадают с северной и южной границами упомянутой выше «Среднеуральской аномальной зоны», а также то, что на востоке они резко обрываются в месте пересечения с «Восточно-Уральской сейсмогенной зоной» (см. рис. 1).

Среди других признаков современной тектонической активности следует отметить случаи появления зияющих трещин и деформации зданий вблизи уступов, ограничивающих Уральский кряж и в Зауралье — в районах городов Магнитогорск, Ивдель, Камышлов и др. [28]. Характерны наличие термальных и минерализованных источников, повышенная обводненность главных уральских уступов, а также повышенное содержание в этой воде гелия и радона.

Таким образом, современные Уральские горы на участках северо-восточного и субмеридионального простирания представляют собой крупноблоковое сводовое пост-олигоценовое унаследованное активное в настоящее время поднятие, занимающее западную часть палеозойского Уральского складчатого пояса. Это поднятие характеризуется асимметричным строением (со смещением осевой части к востоку), сложено в западной и центральной частях легкими, а на востоке тяжелыми породами, ограничено с запада и востока уступами и краевыми прогибами, а на Среднем и Южном Урале с востока ограничено сейсмогенной зоной. Участок разворота гор на северо-запад характеризуется резким уменьшением абсолютных высот, снижением интенсивности неотектонических поднятий, высокой сейсмической активностью и другими аномальными свойствами, которые позволяют назвать его «Среднеуральская аномальная зона».

Что же является причиной неотектонической горообразовательной активности Урала и где находится источник этой активности? Ответов на этот вопрос может быть два: либо этот источник находится в литосфере Урала, либо за ее пределами — в удаленных от Урала регионах мира. Для ответа на этот вопрос сначала проанализируем некоторые особенности строения коры и мантии Урала.

Пространственное соотношение положения Уральского кряжа и уральских гравитационных аномалий. В пределах Уральской складчатой системы в целом наблюдается довольно хорошее соответствие между составом выходящих на поверхность пород и характером аномального гравитационного поля. Так, относительно легким терригенным и карбонатным породам Западно-Уральской зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия, как правило, отвечает отрицательное гравитационное поле интенсивностью до 50 мгал, а тяжелым эффузивным и интрузивным базитам и ультрабазитам Тагило-Магнитогорского прогиба — мощная положительная гравитационная аномалия интенсивностью до 90 мгал — так называемый «Уральский Супермаксимум». Сопоставив эту информацию с приведенными выше данными о положении Уральского кряжа, можно сказать, что на Южном и Среднем Урале западная и центральная части кряжа характеризуются, в целом, пониженным уровнем гравитационного поля, а восточная — повышенным (рис. 3). В то же время, на Северном и, особенно, Полярном Урале Уральский кряж почти целиком смещен в область повышенных значений гравитационного поля. Таким образом, устойчивой корреляции между уровнем гравитационного поля, с одной стороны, и положением и высотами Уральских гор, с другой, не наблюдается.

Пространственное соотношение положения Уральского кряжа и Уральского «мантийного трога». По данным сейсмических исследований, в пределах Уральской складчатой

области на границе коры и мантии обнаружен специфический слой с сейсмическими свойствами, переходными от коровых к мантийным. Его мощность составляет 3—20 км, среднепластовая скорость 7,2—8 км/с, глубина залегания кровли (преломляющая сейсмическая поверхность К-М) 35—47 км (в среднем 40 км). За подошву этого слоя принята преломляющая поверхность М, характеризующаяся в районах его развития граничными скоростями 8,3—8,6 км/с, и глубинами залегания 60 км и более [9]. Этот переходный корово-мантийный слой и мог бы быть назван «корнем Уральских гор». Рассмотрим положение его подошвы («мантийного трога») относительно границ Уральской складчатой системы и Уральского кряжа (рис. 4).

С достаточной определенностью границы мантийного трога могут быть выделены с глубин 43—45 км. Именно на этих глубинах на профилях ГСЗ, пересекающих западную часть Уральской складчатой области, наблюдается достаточно четко выраженная флексурная с перепадом глубин 3—5 км, которая и может быть принята за западную границу «трога». Как следует из рис. 4, эта граница проходит в основном в районе восточной части Предуральского прогиба, т.е. близка к западной границе Уральского кряжа. Сложнее обстоит дело с восточным ограничением «мантийного трога». Здесь отсутствует четко выраженный флексурообразный перегиб поверхности М, а глубины ее залегания, как правило, составляют 43—50 км с тенденцией к увеличению под прогибами и уменьшению под поднятиями. Лишь восточнее меридиана 66° глубина залегания поверхности М становится устойчиво меньше 45 км, и «мантийный трог» постепенно выклинивается. Положение осевой части трога с юга на север претерпевает некоторые изменения. Так, на Южном Урале максимальные глубины трога отчетливо соответствуют зоне Магнитогорского прогиба. В пределах южной части Среднего Урала («Среднеуральская аномальная зона») осевая часть трога резко отступает на восток в зону Восточно-Уральского поднятия, а севернее Екатеринбурга снова смещается на запад в зону Тагильского прогиба. В северной части и за пределами рассматриваемой территории — на Северном и Полярном Урале — осевая часть «мантийного трога» постепенно смещается еще дальше на запад в зону Центрально-Уральского поднятия. В целом положение осевой части «мантийного трога» мало отличается от такового Уральского положительной гравитационной аномалии («Уральского Супермаксимума»).

Итак, хотя западная граница «мантийного трога», в целом, близка к западной границе Уральского кряжа, его осевая часть и особенно восточная граница расположены далеко на восток от восточной границы кряжа. Кроме того, не наблюдается корреляции между высотами Уральского кряжа и глубинами залегания «трога». Например, в районе наиболее низменной южной части Среднего Урала («Среднеуральская аномальная зона») глубина залегания «мантийного трога» близка максимальной 60—62 км и почти не изменяется под расположенной южнее наиболее высокой частью Уральского кряжа. Отсюда можно сделать вывод, что происхождение уральского «мантийного трога» нельзя объяснить изостатической компенсацией при поднятии Уральского кряжа и что он не является «корнем гор» в классическом смысле этого слова.

Таким образом, даже самый поверхностный анализ Уральского кряжа показывает, что процесс изостатической компенсации не может быть ведущим в неотектонических процессах на Урале. В пользу этого говорит следующее: во-первых, в поднятие Уральского кряжа вовлечены не только легкие, но и тяжелые породы; во-вторых, к восточной части кряжа (а на Северном и Полярном Урале ко всему кряжу) приурочены интенсивные положительные гравитационные аномалии; в-третьих, происхождение уральского «мантийного трога» не объясняется процессом

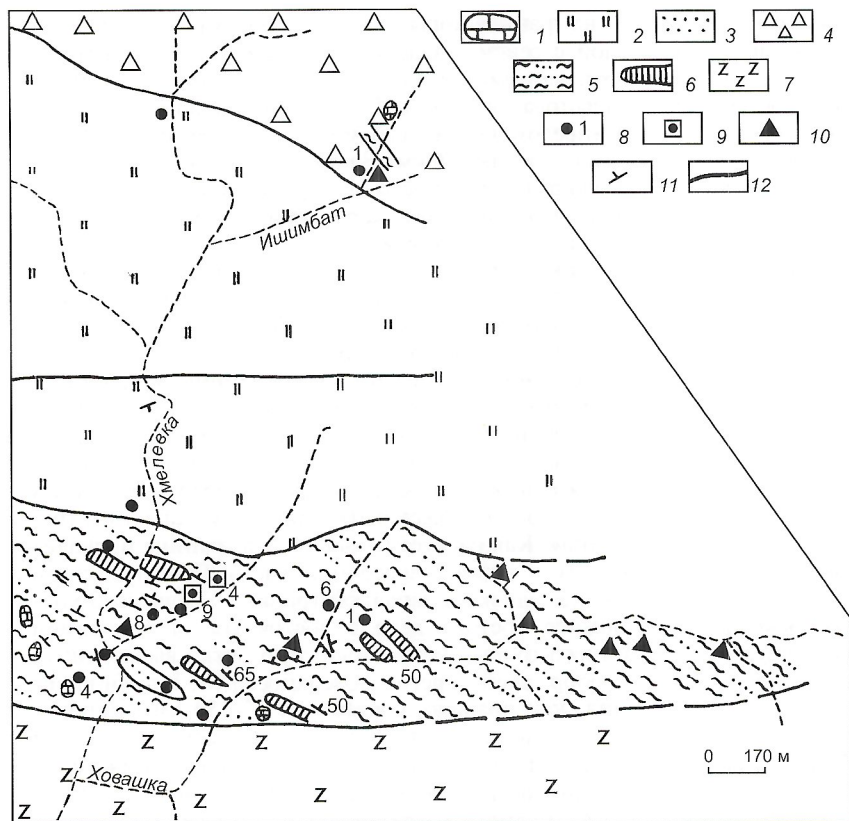


Рис. 1. Геологическая схема участка р.Хмелевка и ее притоков, по В.Г.Кориневскому [7] и нашим данным:

1 — известняки нижнего и среднего девона; 2 — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы нижнего силура; породы нижнего ордовика: 3 — песчаники, 4 — осадочные брекчии с алевритовым цементом, 5 — алевриты с прослоями песчаников; 6 — эффузивы и дайки основного состава; 7 — габбро; 8 — места находок фауны и их номера; 9 — места находок брахиопод *B. akbulakensis*; 10 — места находок акритарх; 11 — элементы залегания пород; 12 — линии разрывных нарушений

тремадокские трилобиты и брахиоподы, а на одном из притоков названной речки отмечены местонахождения *B. akbulakensis* Andr. в верхней части разреза.

Таким образом, и по фауне, и по акритархам «хмелевский горизонт», по крайней мере, в стратотипе, датируется однозначно, а его позднекембрийский возраст исключается. Следует отметить, что часть отложений, относимых к данному «горизонту», возможно, имеет аренигский возраст. Такое предположение возникло в связи с находками в них фауны рода *Leptembolon*, которая, как указано в работе [17], характерна для аренига многих регионов (Эстония, Польша, Германия, Богемия, Сербия).

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что «хмелевского горизонта верхнего кембрия» на Урале не существует. В.Г.Кориневский его выделение назвал «стратиграфической ошибкой» [7] и отнес соответствующие отложения к кидрясовской свите тремадока. С нашей точки зрения, по возрасту они близки ей, но в Приуралтауской и Уралтауской зонах — в стратотипе названного «горизонта» породы отличаются большей метаморфизованностью. Поэтому их целесообразно выделить в самостоятельную *ховашскую свиту (тремадок—ранний арениг?)*.*

Не исключено, что верхнекембрийские отложения в Сакмарской структурно-фациальной зоне (тектоническом покрове) все же существуют. Свидетельство тому — наход-

ки В.Н.Пучкова [11] позднекембрийских конодонтов в кремнях среди базальтов, датированных ранним кембрием по фауне в ксенолитах известняков. Возможно, что подобными образованиями являются и кремни с конодонтами.

Таким образом, уверенно кембрийскими на Южном Урале можно считать только экзотические блоки археоциатовых известняков. Если отложения этого возраста имеются в более северных регионах Урала, то там для них должны быть выделены новые региональные горизонты (вместо «тереклинского» и «хмелевского»).

По разрезам в Сакмарском тектоническом покрове выделены и региональные горизонты тремадока Урала [13] — кидрясовский (нижний тремадок)** и колнабукский (верхний тремадок). Стратотип первого из них находится на увале Тырмантау у дер.Кидрясово южнее г.Медногорск, второго — в бассейне р.Блява, где один из ее притоков — руч.Колнабук.

Типовой разрез куагачского горизонта нижнего аренига расположен в Косистекско-Аксуйском тектоническом покрове (южном продолжении Сакмарского в казахстанской части Южного Урала). Выше лежащий горизонт — индысейский (верхний арениг) выделен на Приполярье Урале, но этот интервал разреза в настоящей статье не рассматривается.

Гипостратотипом нижнего ордовика Южного Урала считается разрез в верховье р.Алимбет, левого притока р.Урал. Он более полный и имеет богатую палеонтологическую характеристику, чем перечисленные стратотипы. На правобережье р.Алимбет имеются, по существу, два разреза, разобщенные необнаженным участком долины речки, полосой выходов серпентинитов,

меланжа и кремнистых пород силура. Один из них — у фермы Алимбет (на старых картах Кок-Тугай), другой — в 2 км юго-восточнее, в истоках р.Алимбет (рис. 2).

Палеонтологическая характеристика первого разреза (Ферма Алимбет) в результате наших исследований дополнилась акритархами, и в этом отношении он является ключевым. Во втором разрезе (Истоки р.Алимбет) акритархи были найдены только в одном пункте.

Разрез у фермы Алимбет расположен в прифронтальной западной части Косистекско-Аксуйского тектонического покрова. Очевидно, отложения ордовика шарьированы здесь на зилайские отложения, как и в некоторых других местах этой и Сакмарской структур, но контакт их не обнажен. Породы имеют субмеридиональное простирание с наклоном на восток-юго-восток и с восточной стороны контактируют по разрывному нарушению с меланжем, включающим глыбы основных эффузивов и кремней силура. В общих чертах можно сказать, что они представлены здесь двумя толщами, одна из которых сложена преимущественно аргиллитами и алевритами, вторая — песчаниками. Их выходы прерываются небольшой наложенной мульдой силурийских кремней (рис. 3).

Наиболее детально с приведением списков фауны разрез у фермы Алимбет описан Б.М.Келлером, Х.С.Розман [5] и В.Г.Кориневским. По их представлению, породы в

* Руч.Ховашка — один из левых притоков р.Хмелевка, где находки фауны и акритарх наиболее многочисленны.

** Как отмечалось выше, в кидрясовскую свиту, но не в стратотипе, включались и «хмелевские» отложения верхнего кембрия.

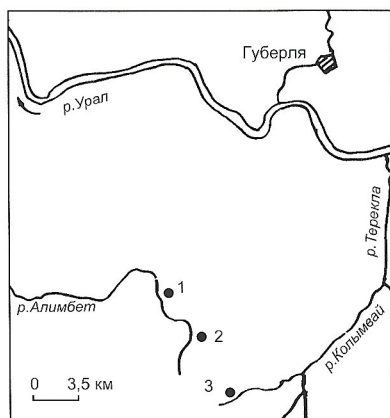


Рис. 2. Схема расположения разрезов:

1 — Ферма Алимбет; 2 — Истоки р. Алимбет; 3 — руч. Акбулаксай

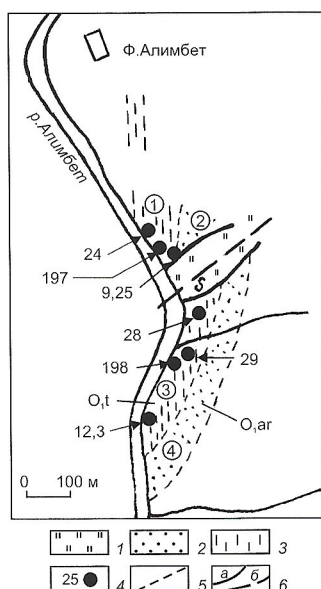


Рис. 3. Схема выходов нижнеордовикских и силурийских пород на правом берегу р. Алимбет (у фермы):

1 — кремнистые породы силура; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — местонахождения образцов с акритархами и их номера; 5 — стратиграфические границы (предполагаемые); 6 — тектонические нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); цифры в кружках — номера толщ

нем залегают в нормальной стратиграфической последовательности, в единой моноклиналии, и песчаниковая толща моложе аргиллитовой. Другие же исследователи, напротив, аргиллитовую толщу считали моложе песчаниковой и делали заключение об опрокинутом залегании пород [2, 9, 10 и др.]. Аргиллитовую толщу Б.М.Келлер и Х.С.Розман [5] подразделили на коктугайские слои нижнего тремадока и сарытугайские — верхнего (см. рис. 3, толщ 1, 3). Н.Ф.Петров [9] объединил те и другие слои в алимбетовский горизонт, а В.Г.Варганов с соавторами [2] отнесли все это к колнабукскому горизонту поздне-тремадока.

В.Г.Кориневский назвал *алимбетской свитой** коктугайские слои Б.М.Келлера, Х.С.Розман. Все другие породы ордовика, обнаженные по р. Алимбет, в т.ч. сарытугайские, он выделил в *акбулакскую свиту*, названную по

ручью в бассейне верховьев р. Колымбай (см. рис. 2). Обе свиты он считал тремадокскими. Если относительно возраста и положения в разрезе аргиллитовой толщи у исследователей были разные точки зрения, то песчаниковую толщу почти все сопоставляли с кидясовской свитой, которая в стратотипе также сложена в основном грубозернистыми терригенными породами.

Как видно на рис. 3, породы аргиллитовой толщи обнажены ниже (по течению р. Алимбет) и выше силурийских кремней. Они обозначены соответственно 1 и 3. В толще 1 в обр. 24 и 197 были обнаружены идентичные комплексы акритарх, в которых преобладают представители родов *Priscogalea*, *Cymatigalea* (с крупным пиллом): *P. decora* (N. Umn.), *P. spectatissima* (Naum.), *P. grumosa* Arist., *Cymatigalea cuvillieri* Deunff, *C. multicaustia* Deunff. Они свидетельствуют о поздне-тремадокском возрасте вмещающих пород [17]. Аналогичные акритархи были встречены в обр. 28 из аргиллитовой толщи 3 (см. рис. 3), обнаженной выше (по течению реки) силурийских кремней. В нижней части толщи 3 (обр. 12, 30) акритархи оказались ранне-тремадокскими. Характерно, что комплекс их почти целиком состоит из видов *Diacromorphitae*: *Acanthodiacrodium angustum* (Downie), *A. comptulum* Rasul, *A. papillare* Timof., *Acanthorythodiacrodium unigeminum* Timof., *A. sp. N1*.

Следует подчеркнуть наличие в данной ассоциации *A. angustum* (Downie), описанного [16] в стратотипической местности тремадокского яруса (сланцы Шинтон в Англии) и широко распространенного в синхроничных отложениях других регионов. В настоящее время данный вид принят за зональный для раннего тремадока. На западе Русской платформы в некоторых разрезах он встречен с конодонтами зоны *Cordilodus proavus* [4], по основанию которой проведена нижняя граница яруса. В рассматриваемой аргиллитовой толще 3 интервал между образцами с ранне- и поздне-тремадокскими акритархами датируется комплексами и тремадоком в целом (см. рис. 3, обр. 29, 198). В вышележащей песчаниковой толще 4 не удалось выделить акритарх, но они были обнаружены в аналогичной толще 2, залегающей на аргиллитовой толще 1 (см. рис. 3). Песчаниковая толща 2 «срезана» силурийскими кремнями, поэтому мощность ее небольшая — около 3 м.

Комплексы акритарх, содержащиеся в обр. 9 и 25 из этой пачки, резко отличаются от таковых из аргиллитов. В них мало форм с крупным пиллом, преобладают представители родов *Baltisphaeridium*, *Michrystidium*, *Goniosphaeridium*. Среди них много представителей вида *B. acanthaceus* (Timof.), который отмечен как один из характерных для аренигских отложений западных районов Русской платформы [14]. Такой комплекс акритарх свидетельствует об аренигском возрасте вмещающих пород. Ими, по трактовке В.Г.Кориневского, начинается акбулакская свита. Акритархи, найденные в разрезе Ферма Алимбет, позволяют внести существенные коррективы в представления о нем.

Породы, слагающие первую аргиллитовую толщу и вышележащую песчаниковую, имеют соответственно тремадокский и аренигский (раннеаренигский?) возраста. Между ними, очевидно, постепенный переход. Третья толща (аргиллитов) датируется возрастом ранний—поздний тремадок включительно. Можно предположить, что вышележащие песчаники — аренигские по аналогии с песчаниками, залегающими на первой толще.

Из сказанного видно, что в рассматриваемом разрезе имеет место повторение разреза нижнеордовикских отложений, вероятнее всего, в двух тектонических чешуях. В каждой из них — алимбетская и перекрывающая ее акбулакская свиты, залегающие моноклинально с наклоном пород на восток-юго-восток. Песчаниковая пачка 2 вследствие «срезания» силурийскими кремнями представляет собой небольшую по мощности нижнюю часть акбу-

* Используя название, данное Н.Ф.Петровым [9], В.Г.Кориневский внес в него орфографическую поправку (*алимбетская*).

балтийский*. В схеме Прибалтики разновозрастные отложения именовались нямунским надгоризонтом. На ВЕП и Северо-Западе они выделены как валдайский надгоризонт.

По петрографическому составу галечного и валунного материала среди отложений балтийского надгоризонта отчетливо выделяются моренные отложения, которые сопоставляются с брандербургской (раннебалтийской) и померанской (позднебалтийской) стадиями оледенения. В основании надгоризонта залегают отложения *неманского* горизонта, представленные моренными образованиями, которые сложены суглинками и супесями чаще всего темно-серого и синеватого оттенков. Верхняя часть моренных пород имеет бурый цвет. Петрографический состав крупнообломочной фракции морены следующий (в %): кристаллические породы 35–40; песчаники и конгломераты 4–5; известняки, доломиты, мергели 45–50; другие осадочные породы 2–3. По данным Р.И.Тарвидаса [11], основные области сноса валунного материала — в основном Средняя Швеция и Аландские острова. Мощность морены изменяется от 1,4 до 37,4 м. Абсолютные отметки ее кровли изменяются от –12,3 до +79,8 м. Иногда морена включает отторженцы палеогена мощностью 2–3 м.

На моренных отложениях залегают водно-ледниковые образования, представленные озерно-ледниковыми бурыми комковатыми и слабослоистыми глинами или флювиогляциальными полевощпатово-кварцевыми разнозернистыми песками с прослоями гравийно-песчаного материала. Общая мощность этих отложений достигает 16 м. По данным палинологического анализа (четыре пробы), спорово-пыльцевой комплекс представлен в основном пылевой древесных растений (38–61%), споры составляют 32–33% и пыльца травянистых растений 3–12%. Среди пыльцы древесных преобладает пыльца березы (45–60%), сосны (15–40%) и ольхи (15–35%). Присутствует также пыльца липы, граба и орешника (1–2%). Пыльца травянистых представлена вересковыми, злаковыми, маревыми и полынью. Споры представлены зелеными и сфагновыми мхами и папоротниковыми. Согласно выводам палинологов, климатические условия формирования водно-ледниковых отложений характеризуются как субарктические.

Отложения *неманского* горизонта балтийского надгоризонта практически не содержат органических остатков. Залегают они на межледниковых отложениях боровиковского горизонта, а там, где эти осадки отсутствуют — на отложениях виштынецкого горизонта или непосредственно на дочетвертичных образованиях. На юго-западе области, а также на юге и востоке Куршского залива отложения *неманского* горизонта отсутствуют.

Залегающие выше отложения *ратненского* горизонта отмечены спорадически. Стратотип — разрез, вскрытый скважиной 59 (пос.Ратное) на глубинах 24,2–29 м. Здесь вскрыты глины темно-серого цвета с коричневатым оттенком, жирные, известковистые, с прослойками и линзами светло-серых алевролитистых глин, редким гравием и галькой кварца, изверженных и осадочных пород. Глины, по всей вероятности, озерного происхождения. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных пород (47–74%), где отмечена пыльца березы (38–48%), ольхи (22–35%) и сосны (14–38%). Количество пыльцы ели не превышает 7%. В небольших количествах встречена пыльца граба, липы и пихты. Пыльца трав не отличается обилием. Из споровых преобладают зеленые и сфагновые мхи. Все это свидетельствует о том, что дает основание рассматривать отрезок времени, в который отложились глины данного горизонта, как межстадиал последнего оледенения

(палинолог М.Кабайлене). Породы данного возраста и генезиса вскрыты предположительно эксплуатационными на воду скважинами в районе г.Калининград.

В основании *куршского* горизонта залегают моренные отложения померанской стадии оледенения. Валунные суглинки и глины, слагающие эту морену, имеют в основном коричневый и буровато-серый цвета. Петрографический состав крупнообломочного материала мало отличается от такового подобной фракции ледникового потока предыдущего стадиала. Однако здесь отмечено более высокое содержание обломков осадочных пород (до 75%).

Ледниковые отложения основной морены распространены почти повсеместно. Исключение составляют долины наиболее крупных рек, прибрежные участки заливов и Балтийского моря. Мощность этих образований составляет 5–10 м и очень редко достигает 30–35 м (на юге области).

К куршскому горизонту отнесены также краевые ледниковые образования (конечные морены), развитые в области довольно широко. На юге они слагают Балтийскую возвышенность (южная граница померанского оледенения), а в других регионах области явились результатом отступления и кратковременных остановок ледника. Выделены эти отложения в основном по геоморфологическим признакам, поскольку слагают холмы и гряды с относительными превышениями до 40 м. Литологический состав конечных моренных отложений довольно разнообразный: преимущественно они представлены тяжелыми валунными глинами и суглинками, а также супесями. Все эти породы содержат включения в виде прослоев и линз песков и безвалунных глин.

Водно-ледниковые отложения краевых образований отмечены в пределах развития конечных морен и слагают камовые холмы, состоящие из песков различной зернистости (от тонко- до крупнозернистых). У краевых образований Балтийской возвышенности отмечены мощные толщ (до 50 м) флювиогляциальных песчано-гравийных отложений.

Водно-ледниковые отложения куршского горизонта широко развиты в области и слагают в основном равнинные районы. Представлены эти отложения преимущественно озерно-ледниковыми пестроокрашенными глинами от слабо до высокопластичных с неясно выраженной слоистостью, а также полевощпатово-кварцевыми мелко- и тонкозернистыми песками. Максимальная мощность глин редко превышает 10 м, обычно составляет 3–4 м. Озерно-ледниковые пески залегают как под глинами, так и перекрывают их. Мощность песков в основном 2–3 м.

К куршскому горизонту отнесены так называемые слои Балтийского ледникового озера, развитые в прибрежной полосе Балтийского моря и представленные песками и глинами, а также аллювиальные отложения, отмечаемые в долинах наиболее крупных рек (Неман, Преголя, Шешупе и др.) и слагающие первые и вторые надпойменные террасы. К этому же горизонту следует относить и встречающиеся довольно редко золотые образования, слагающие небольшие участки на песчаных равнинах Балтийского ледникового озера. К моренам балтийского горизонта приурочены многочисленные крупные отторженцы неогеновых и палеогеновых отложений, с которыми могут быть связаны проявления и небольшие месторождения бурого угля и янтаря [4].

В заключение следует отметить, что нижне- и среднеледниковые отложения довольно хорошо сохранились в наиболее погруженной южной части области и глубоко врезаемых долинах, где и установлены стратотипы отдельных горизонтов и надгоризонтов.

В результате последних оледенений ранее отложившиеся породы подвергались глубокой экзарации и переносились на большие расстояния. Об этом свидетельствует на-

* Решением СЗ РМСК от 14 сентября 2000 г. переименован в *калининградский*.

личие практически во всех ледниковых образованиях отторженцев не только дочетвертичных, но и четвертичных пород. Размеры этих отторженцев самые разнообразные: от десятков сантиметров до десятков и даже сотен метров. Такая «ассимиляция» молодыми четвертичными образованиями более древних затрудняет (но не исключает полностью) использование при расчленении четвертичных отложений минералогических, спектральных и других видов анализов при изучении особенностей их вещественного состава.

Несмотря на то, что литостратиграфическое направление при расчленении плейстоцена начинает широко использоваться, результаты этих исследований могут привести к некорректным выводам. Так, применявшийся в 1977—1990 гг. в Калининградской области циклостратиграфический метод расчленения четвертичных отложений, разработанный научными сотрудниками Санкт-Петербургского горного института (И.А.Одесский и др.) помог «благополучно убраться» с крупномасштабных геологических карт четвертичных отложений ледниковые образования позднеплейстоценового (валдайского, балтийского) оледенения. Отсюда следует, что биостратиграфические методы расчленения квартала пока остаются самыми, относительно конечно, надежными. Хотя в помощь им должны привлекаться и другие виды исследования, которые позволяют широко использовать компьютерные программы.

Схема предлагаемого стратиграфического расчленения плейстоцена Калининградской области приведена в таблице. Все новые стратотипы плейстоцена выделены по буровым картировочным скважинам, выход керна по которым обычно превышал 50%. Керна скважин и его документация хранится на базе Калининградской экспедиции (г.Гусев). Сопоставление некоторых разрезов плейстоцена, вскрытых скважинами, пройденными на территории области, приведено на рис. 3.

Современные (голоценовые) отложения в области распространены довольно широко: побережья моря, заливов, по долинам рек и на пониженных участках дельтовой, моренной и озерно-ледниковой равнин. Они слагают Куршскую и Балтийскую косы. Представлены образования голоцена морскими, озерными, аллювиальными, аллювиально-морскими (дельтовыми), болотными, золовыми, хемогенными и техногенными отложениями. Их мощность составляет 0,5—80 м (Куршская коса), но обычно 10—15 м. Морские отложения распространены вдоль побережий Балтийского моря, Куршского и Калининградского заливов и представлены следующими стадиями: Иольдиевого моря, Анцилового озера и Литоринового моря, осадки которых формировались соответственно в пребореальный, бореальный и атлантический периоды. Представлены они глинами, тонко- и разнозернистыми песками, гиттией, торфами, сапропелями. Морские отложения современного побережья развиты вдоль побережий моря и заливов в виде пляжевых полос шириной до 100 м и мощностью до 5 м и представлены песками, нередко илистыми, с гравием и галькой, многочисленной фауной.

Озерные отложения развиты в западинах моренной, озерно-ледниковой и дельтовой равнин. Представлены они иловатыми суглинками, гумусированными супесями, илом, сапропелем, известковистыми глинами и илистыми песками. По данным спорово-пыльцевого анализа, озерные отложения образовались в атлантическом, суббореальном и субатлантическом климатических периодах.

Аллювиальные отложения слагают поймы и террасы рек. Наиболее мощный аллювий развит в долинах рек Неман, Преголя, Дейма, Инструч и др., выработанных талыми ледниковыми водами. В этих долинах аллювий слагает русло рек и широкую (до 4 км) высокую и низкую поймы. Мощность аллювия достигает 15 м. Представлен он мел-

ко- и тонкозернистыми песками с прослойками глин и разнозернистых песков. Формирование данных отложений проходило в суббореальном и субатлантическом временях.

Дельтовые отложения развиты в устье р.Неман в виде широкой конусообразной (в плане) полосы. В районе г.Советск ширина дельты составляет 4—5 км, а у побережья Куршского залива она расширяется до 65 км. Сложена дельта гумусированными песками, илистыми суглинками и глинами. В основании обычно залегает прослой разнозернистого песка, обогащенного растительными остатками, иногда с прослоем торфа мощностью до 0,3 м. Время образования дельтовых отложений соответствует времени формирования голоценового аллювия.

Болотные отложения наиболее широко развиты вдоль восточного и южного побережий Куршского залива, а также в замкнутых понижениях на равнинах и по долинам рек. Представлены они в основном торфом, гумусированными супесями и тонкозернистыми песками. Наиболее интенсивное торфообразование относится к суббореальному и атлантическому периодам голоцена. Максимальная мощность болотных отложений достигает 13 м, а в среднем она составляет 2—3 м.

Золовые отложения слагают дюны высотой 3—50 м, которые развиты в основном на Куршской и Балтийской косах, а также вдоль р.Неман на дельтовой равнине и в междуречье Неман—Шешупе.

Хемогенные отложения отмечены в основном в пределах развития болотных образований и представлены известковым туфом (луговой мергель) мощностью до 1,5 м и болотными железными рудами мощностью до 4 м (чаще до 0,5 м).

Техногенные отложения представляют собой насыпной грунт в г.Калининград, в районе порта и в пределах других городов и поселков. Техногенными являются также отложения, образовавшиеся при сбросе отходов обогащения янтарного комбината, отвалы карьеров, золоотвалы на крупных ТЭЦ и др.

Среди полезных ископаемых, приуроченных к четвертичным отложениям, в области наиболее известны торф и строительные материалы (глины, пески, песчано-гравийная смесь). Отмечены также проявления болотных руд, известкового туфа, формовочных и стекольных песков, сапропелей. К отторженцам приурочены проявления янтаря, глауконитов и бурого угля. Встречены аномалии цветных и редких металлов. К морским отложениям побережий приурочены отдельные россыпи ильменита и граната. И, наконец, с этими отложениями связаны проявления метана.

Торф. В области известны около 300 торфяных месторождений, которые занимают более 4% ее территории. Среди торфяных месторождений выделяются месторождения низинного, верхового и переходного типов. На долю месторождений низинного типа приходится около 65% площади торфяников, верхового 30% и переходного всего около 5%. По степени разложения запасы торфа разделены примерно на две равные группы: со степенью разложения до 20% и более 20%. Зольность торфов изменяется от 3 до 50%, составляя в основном 15—20%. Наиболее низкой зольностью характеризуются торфяники верхового типа (до 10%). В торфяниках низового типа она может достигать 50%. Теплотворная способность торфа изменяется от 10,48 до 21,62 МДж, составляя в среднем около 16,8 МДж.

Ресурсы торфа в области в настоящее время оцениваются в 1,9 млрд.м³. В последнее время освоение торфяных месторождений несколько оживилось. Однако в целом торфяные ресурсы в области, где отсутствуют эксплуатируемые месторождения угля, используются недостаточно.

Сопоставительная стратиграфическая схема четвертичных отложений

Общая стратиграфическая шкала				Основные гео-хронологические рубежи млн. лет		Межрегиональная схема Восточно-Европейской платформы		Унифицированная схема Севера и Северо-Запада, 1984г.		Региональная стратиграфическая схема Прибалтика, 1979г.		Калининградский субрегион, 1998г.		Местные стратиграфические схемы Литва, 1984г.		Калининградская область 1998г.		Стратиграфическая схема Польши (Е.Рюле, 1965, 1974)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Система	Подраздел (отдел)	Раздел (подотдел)	Звено	Степень	0,01	Валдайский	Надгори-зонт	Горизонт	Надгори-зонт	Горизонт	Надгори-зонт	Горизонт	Свита	Подсвита	Свита	Подсвита	Свита	Подсвита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
																				Четвер-тая	Третья	Вторая	Первая	Четвер-тая	Третья	Вторая	Первая																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
Ч е т в е р т и ч н а я (к в а р т е р)					П л е и с т о ц е н																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
					Н е о п л е и с т о ц е н																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
					0,80	Вильнюсский	Вильнюсский		Вильнюсский	Литовский	Литовский	Литовский	Краснояреченский	Вильнюсский	Вильнюсская	Богатов-ская	Телеленский интергляциал	Претелеленское опеденение																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
						Первая	Покровский	Ильинский												Пайский	Свирский	Окский (лигуский)	Лихвинский (трубайский)	Днепроовский (вологдский)	Московский (сожский)	Михулинский	Подпорожский (нижне-валдайский)	Ленинградский (средне-валдайский)	Осташковский (верхне-валдайский)	Валдайский	Среднерусский	Среднерусский	Среднерусский	Среднерусское опеденение	Северопольское опеденение	Валдайский	Вильнюсский	Сандомирский	Выделено четыре фа-зы и три интерфазы																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
					0,40	Литовский	Литовский		Литовский	Литовский	Литовский	Литовский	Литовский	Литовская	Буте-най-ская	Жемайтйская	Снайгупельская	Мядинская	Нестеровская	Вильнюс-кая	Боро-виов-кин-ская	Неманская	Ратненская	Кушская	Северопольское опеденение	Выделено четыре стадиала и три интерстадиала																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
						Шестая	Пятая	Четвер-тая																				Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья	Четвер-тая	Первая	Вторая	Третья

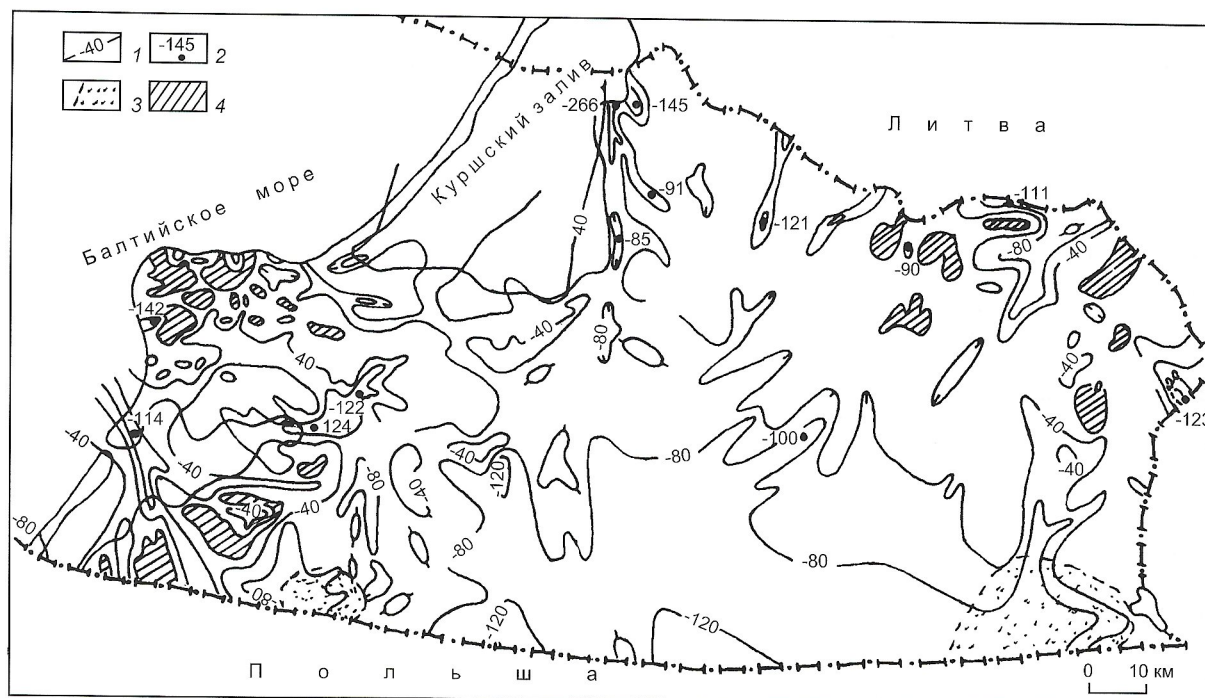


Рис. 1. Схема рельефа дочетвертичной поверхности:

1 — изолинии рельефа поверхности, м; 2 — абсолютные отметки палеоврезов, м; 3 — участки денудационных останцов с положительными отметками; 4 — площадь развития предледниковых отложений (богатовский горизонт)

В составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (70—80%), пыльца травянистых присутствует не во всех комплексах. Споры составляют 12—25% общего состава комплекса. Среди древесно-кустарниковой группы пыльца распределена следующим образом: березовых (береза и ольха) содержится 20—35% и достигает 60—65% в основании нижне-четвертичных отложений. Характерно увеличение количества пыльцы ольхи вверх по разрезу. Содержание пыльцы сосны непостоянно: от 9 до 35% и увеличивается к кровле разреза. Содержание пыльцы ели достигает 4% в низах разреза и уменьшается до единичных зерен в верхней его части. Пыльца широколиственных очень разнообразна и представлена грабом, дубом, вязом, липой, буком, орешником. В основании разреза содержится максимальное количество пыльцы широколиственных (16—20%), к кровле ее содержание уменьшается. Характерно, что с максимумом широколиственных связано наибольшее количество пыльцы пихты (3—4%) и сосны (s/g *Harpoxylon*). Кроме того, в основании разреза также присутствуют элементы мезофильной флоры, такие как *Ophieglossum vulgatum* (ужовник) и др.

Таким образом, в основании разреза, характеризующего определенными спорово-пыльцевыми комплексами, установлены довольно теплые климатические условия, в которых произрастала указанная флора. Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о господстве смешанного (березово-ольхово-соснового) типа лесов с большим участием широколиственных, в т.ч. экзотических элементов — орех (*Junglans*), а также сосны (s/g *Harpoxylon*). Травяной покров был представлен папоротникообразными и цветковыми из семейства сложноцветных. Моховой покров — сфагновые мхи, местами сменяющиеся зелеными мхами. К концу богатовского времени отмечено заметное похолодание. Здесь спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о распространении лесотундровых ассоциаций, связанных с этим похолоданием.

Аналогичный спорово-пыльцевой комплекс был описан в скв. 21 (Уварово) и 26 (Чистые Пруды). Спектры с

максимальным участием широколиственных и значительным содержанием пихты были описаны как раннеплейстоценовые в Литве, Белоруссии, а также северо-западных регионах России (Вологодская область, Онежско-Ладужский перешеек, правобережье р.Мезень и др.). Распространение отложений богатовской свиты показано на рис. 1. Границы распространения межледниковых и межстадиальных отложений, которые при расчленении четвертичных отложений часто используются как репера, приведены на рис. 2.

На отложениях богатовской свиты, но чаще непосредственно на дочетвертичных породах залегают ледниковые отложения первого в данном регионе оледенения. В раннем неоплейстоцене в области выделялись две морены и один межморенный горизонт. По стратиграфической схеме Прибалтики эти образования объединены в литовский надгоризонт с горизонтами (снизу вверх): дзукийский, тургияйский и дайнавский. В предложенной схеме плейстоцена [6] литовский надгоризонт соответствует красноченскому.

Одновозрастные дзукийскому горизонту ледниковые отложения выделены нами в *озерский* горизонт, названный так по типовому разрезу, установленному в южных районах области, центральным из которых является Озерский. Здесь эти отложения имеют наибольшие мощности (обычно 40—50 м) и довольно надежную стратиграфическую привязку: в их подошве залегают подледниковые отложения богатовской свиты, а в кровле межморенные образования, достаточно хорошо палинологически изученные и отнесенные к яковлевскому горизонту раннеплейстоценового межстадиала.

Максимальная мощность отложений озерского горизонта достигает 64,8 м, минимальная 7,2 м. Абсолютные отметки его кровли изменяются от -4,2 до -61,5 м. Отложения горизонта представлены валунными суглинками и супесями серого или темно-серого цвета, нередко с буроватым или зеленоватым оттенком, с включениями гравия, гальки и валунов изверженных, осадочных и метаморфических пород (20—40%). Иногда в ледниковых образова-

тельного вещества и мелкого терригенного материала. По данным химического анализа (две пробы), содержание оксида кальция составляет 35,4—44,8%. С данного проявления была отобрана валовая проба туфов, направленная в областную станцию химизации для изучения как сырья, пригодного для известкования кислых почв. Материал пробы был внесен на опытные деляны. Однако опытные работы не были доведены до конца из-за прекращения их финансирования.

Сапропели. На территории области имеются разведанные месторождения и многочисленные проявления сапропеля. По условиям залегания можно выделить три группы месторождений и проявлений этого вида полезного ископаемого: залегающие на дне современных озер, находящиеся под залежами торфяников и погребенные. Месторождения озерных сапропелей разведано на юге области, в Озерском районе (оз. Брасово). На севере области в Славском районе в результате поисково-оценочных работ выявлено месторождение погребенных сапропелей Верхний Бисер. Месторождение приурочено к дельтовым отложениям (фация стариц), и сапропели здесь залегают на глубине около 3 м. Вскрышные породы — суглинки и супеси. Сапропели, залегающие под торфяниками, практически не изучались. Сапропели могут использоваться как агрохимическое сырье, для производства углещелочного реагента, используемого при бурении скважин, а также для других целей. В настоящее время общие прогнозные запасы сапропелей оцениваются в 150 млн.м³.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вознячук Л.Н.* Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Матер. по стратиграфии Белоруссии. Минск, 1981. С. 137—151.

2. *Вонсавичюс В.П.* Строение четвертичных отложений юго-западной Прибалтики // Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы: Тр. ЛитНИГРИ. 1967. Вып. 5. С. 85—120.
3. *Геологическая карта четвертичных отложений республик Советской Прибалтики.* Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. — Ленинград: Недра, 1980.
4. *Загородных В.А.* Гляциотектоника Калининградской области // Геоинформатика. 1999. № 1. С. 46—49.
5. *Загородных В.А.* Геохимические аномалии в четвертичных отложениях Западного анклава России // Геоинформатика. 1999. № 2. С. 49—51.
6. *Загородных В.А., Мохов В.В.* Стратиграфическое расчленение плейстоцена Калининградской области // Сб. тез. докл. на Всероссийском совещ. «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». Санкт-Петербург, 1998. С. 26—27.
7. *Кондратене О.* Стратиграфия и палеогеография квартала Литвы по палинологическим (палеоботаническим) данным. — Вильнюс: ACADEMIA, 1996.
8. *Кондратене О.П., Ерюхин В.А.* Новые разрезы бутенайского (лихвинского, голыштейнского) межледниковья Калининградской области // Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы: Тр. ЛитНИГРИ. 1974. Вып. 27. С. 123—136.
9. *Решетов В.В.* Самородное золото на Балтийском побережье // Разведка и охрана недр. 1992. № 11. С. 37.
10. *Стратиграфический кодекс.* — С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1992.
11. *Тарвидас Р.И.* Динамика неоплейстоценового ледника на территории Литвы и Калининградской области // Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы: Тр. ЛитНИГРИ. 1967. Вып. 5. С. 161—179.
12. *Шик С.М.* Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. № 4. С. 105—109.
13. *Ruhle E.* Stratigrafia czwartorzędowej Polski // Metodyka badan osadow czwartorzędowych. Warszawa, 1973. S. 31—78.
14. *Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-238. Late Pliocene to latest Pleistocene. Late Quaternary Paleogeography and Paleontology // Geological Society of America Memoir. 1976. Vol. 145. P. 449—464.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.84 (571.53)

© В.А.Романов, 2001

Потоки рассеяния и геохимический баланс вещества

В.А.РОМАНОВ (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН)

Геохимическое картирование больших территорий (в т.ч. и Земли в целом) для составления атласа эколого-геохимических карт в последнее десятилетие получило большое развитие [1—3, 5—7, 16]. При этом при проведении таких работ обязательны для опробования такие компоненты окружающей среды, как лито-гидрогеохимические потоки рассеяния (ПР) и почвы (аллювиальные и «остаточные» — реголиты, по работе [16]). Выбор этих компонентов диктовался тем, что при минимальном количестве проб ПР характеризуют большие территории и оперативно реагируют на антропогенную деятельность [12, 14], а почвы, в особенности их верхние горизонты, — своеобразный индикатор техногенного загрязнения, в частности радионуклидами [9]. В связи с этим вопрос перераспределения элементов в процессе неоднократного перемещения и переотложения вещества в зоне гипергенеза потоками рассеяния вызывает, несомненно, интерес. Решить его можно на основе геохимического баланса [4, 15] вещества в денудированных ПР бассейнах, чему и посвящена настоящая работа.

Для проведения расчетов по балансу вещества в каком-либо денудированном бассейне кроме геохимических данных исследователю необходимо иметь и географические параметры по годовому стоку воды и выносу веществ-

ва в виде взвесей и волочением по дну (учитывая непрерывно-циклический снос вещества — половодья, паводки и периоды межени, такие расчеты можно проводить только за определенный период времени: в данном случае достаточно одного года). Такие географические данные можно получить или самому исследователю, если при геохимическом опробовании проводить соответствующие замеры, или использовать ранее полученные многолетние (мониторинговые) данные по стационарным пунктам наблюдения за гидрологическим режимом рек. В нашем случае всем необходимым требованиям для проведения балансовых расчетов удовлетворяет бассейн р.Иркут: в его пределах расположены четыре стационарных пункта и имеются геохимические данные по опробованию твердой (взвеси) и жидкой (вода) фаз ПР.

Второй по значимости и немаловажный вопрос: с чем проводить баланс выносимого (расходная часть) ПР вещества, т.е. определить, что является приходной частью баланса. Литогенная основа ПР и почв ни у кого не вызывает сомнения, следовательно баланс нужно проводить с коренными породами, слагающими денудированный ПР бассейна р.Иркут. Однако в процессе выветривания и сноса исходное вещество коренных пород претерпевает такие изменения (если в породах «действуют» кристаллохимиче-

ские свойства элементов, то в зоне гипергенеза в большей степени проявляются их химические свойства), которые на данном этапе исследований невозможно оценить однозначно и корректно. Следовательно, мы должны принять ряд допущений, которые бы позволили провести балансовые расчеты. В нашем случае таким допущением является то, что, сколько вещества поступило из коренного источника в зону гипергенеза, столько и должно быть вынесено потоками рассеяния, т.е. вынос вещества осуществляется по типу идеального. Такой вынос возможен на начальный момент времени.

Для проведения балансовых расчетов нам необходимо определить следующее: 1) объем фактически выносимого ПР вещества (в целом) из бассейна р.Иркут за один год; 2) мощность ежегодного слоя денудации; 3) средние содержания элементов (геохимический состав) в этом слое, т.е. количество элемента, которое должно быть вынесено из рассматриваемого дренируемого бассейна (приходная часть баланса — в нашем случае определяется эмпирически); 4) практически выносимое количество элемента (расходная часть баланса: определяется по данным геохимической съемки по ПР в бассейне р.Иркут); 5) сбалансировать теоретические и полученные практически величины выноса элементов.

Главный фактор миграции химических элементов на поверхности Земли, в данном случае в зоне гипергенеза — жидкая вода. Следовательно, вещество переносится в виде раствора, взвешенного в воде материала и волочением по дну. Иркут — река, на которой расположены, как было отмечено выше, четыре стационарных пункта наблюдения за ее гидрологическим режимом, что позволяет практически определить стока вещества как в растворе, так и в виде взвесей. Таким образом, используя в расчетах эти величины, мы определим сток вещества за один год. Мощность ежегодного слоя денудации определяется по следующей формуле:

$$\Delta h = Q/Sd, \quad (1)$$

где Δh — ежегодный слой денудации, мм; Q — практически определяемый сток вещества, т; S — площадь денудированного бассейна, м²; d — плотность выносимого вещества, т/м³.

Практически по бассейну р.Иркут мы можем определить только вынос вещества в растворе и в виде взвесей, а та часть разрушенного материала коренных пород, которая выносится волочением по дну, может быть определена эмпирически. Рассчитав мощность ежегодного слоя денудации по имеющимся данным, мы вправе предположить, что на такую же величину разрушаются и коренные породы. Однако их плотность значительно выше таковой выносимого вещества и, значит, в зону гипергенеза поступает больше разрушенного материала коренных пород, чем выносятся. «Остаток» — это почвы, что не противоречит ландшафтной обстановке бассейна р.Иркут.

Таким образом, проведя расчеты по определению количества вещества, «остающегося» и выносимого за год из бассейна р.Иркут можно, в этом случае, определить и геохимический состав выносимого материала: иначе говоря, количественно оценить вынос каждого отдельно взятого химического элемента. Для этого необходимо знать геохимический состав коренных пород, слагающих бассейн р.Иркут, и занимаемую ими площадь. Последняя определяется по обычным геологическим картам. При отсутствии данных по геохимии коренных пород в пределах исследуемого бассейна можно использовать соответствующий каждой их разновидности кларк.

Средний геохимический состав выносимого из бассейна р.Иркут вещества определяется по следующей формуле:

$$C = (C_{oc}S_{oc} + C_kS_k + C_oS_o)/(S_{oc} + S_k + S_o), \quad (2)$$

где C — среднее содержание элемента (в данном случае, из-за отсутствия геохимических данных, среднекларковая концентрация элемента в исследуемом дренируемом бассейне); C_{oc} , C_k , C_o — кларк элемента в литологической разновидности коренных пород (oc — основные, k — кислые, o — осадочные); S — площадь, занимаемая соответствующей разновидностью коренных пород. Практически выносимое количество каждого химического элемента определяется по данным количественных анализов проб, полученных в результате геохимической съемки по потокам рассеяния (отбирались пробы воды и транспортируемых ею взвесей).

Количество элементов, участвующих в расчетах, и их оптимальный «набор» определялись, исходя из следующего: какие бы разновидности пород не были бы представлены в бассейне р. Иркут или в каком-либо другом исследуемом бассейне главные их минералы — полевые шпаты (плагиоклазы), слюды, пироксены и амфиболы, а это в основном Ca , Mg , Mn , K и Na ; эти элементы составляют более 80% состава растворенных в воде катионов; Ag , Pb , Si и Zn — наиболее распространенные рудные элементы, которые анализируются как в воде, так и во взвесах; мы ставили задачу разработки методики балансовых расчетов, по результатам которой может быть рассчитан баланс любого элемента таблицы Д.И. Менделеева (кроме элементов атмосферы).

Сток вещества из бассейна р.Иркут определяется по следующим формулам:

$$Q_{ж} = SvTp; \quad (3)$$

$$Q_t = R_0T; \quad (4)$$

$$Q_{пр} = Q_{ж} + Q_t, \quad (5)$$

где $Q_{ж}$ — количество вещества, выносимого в растворе водной фазой ПР, т; S — площадь денудированного бассейна, км²; v — модуль стока, л/с с 1 км²; T — 1 год ($31,536 \cdot 10^6$ с); p — масса сухого остатка растворенного в воде вещества, г/л; Q_t — количество вещества, выносимого твердой (взвеси) фазой ПР, т; R_0 — сток вещества в виде взвешенных наносов, кг/с; $Q_{пр}$ — вещество в целом, выносимое ПР, т.

Географические данные по модулям стока, площади бассейна и стока взвесей взяты из работы [11], а результаты расчетов по формулам (3)—(5) приведены в табл. 1.

Из табл.1 следует, что отношение стока вещества во взвесах к стоку в растворе в целом для бассейна р.Иркут составляет 3,5 ($539,171/153,946=3,502$), что полностью согласуется с данными работы [8]: если в растворе выносятся 1,0 вещества, то во взвесах 3,5, а волочением по дну 0,35. Следовательно, общий сток вещества из бассейна р.Иркут составляет 747 034 т (волочение по дну 53 917 т). Исходя из этого, можно предположить, что ежегодный слой денудации будет составлять 0,03155 мм в год (расчет проведен по формуле (1), где плотность принята равной 1,6 т/м³, по работе [10]). Следовательно, объем выносимого вещества будет равен 466 940 м³, а масса разрушенного выветриванием материала коренных пород составит (при d 2,5 т/м³, по работе [13]) 1 167 350 т. Таким образом, разность между количеством разрушенного материала и стоком вещества составит 420 316 т ($1\,167\,350 - 747\,034 = 420\,316$). Этот остаток — почвообразующий материал: при средней плотности почв 2 т/м³ [13] в бассейне р.Иркут «прирост» почвенного слоя на начальный момент времени будет составлять 0,0142 мм/год.

Необходимые для расчетов геохимические данные по содержаниям элементов во взвесах и растворе представлены в табл. 2, 3.

Какой-либо единой закономерности в содержаниях элементов в обеих фазах ПР, как следует из табл. 2, 3, не наблюдается для Cu , Na и K ; для Ag , Zn и Mg зависимость обратная: если в твердой фазе ПР мы наблюдаем увеличе-

(Калинино), 26 (Чистые Пруды), 67 (Сосновка) и др. Для суждения о том, был ли в домновское время один озерный водоем или несколько, пока нет достаточно убедительных данных. На Самбийском полуострове у пос. Романово, а также на юго-востоке области (пос. Уварово) были установлены предположительно морские отложения домновского надгоризонта. М. Кобайлене в обоих разрезах отмечает наличие в небольшом количестве солоноватоводных и морских форм диатомовых водорослей, таких как *Campylodiscus clypeus* Ehr., *C. eheneis* Ehr., *Diploneis smifhii* (Breb.) Cl., *Coscinodiscus* sp., *Thalassiosira* sp. Наличие солоноватых и морских форм в озерных отложениях дает основание предполагать, что пресноводный водоем временами мог иметь связь с морским водоемом. Возможно, морские воды проникали в проточные озера через долины рек.

Отложения домновского горизонта развиты в области довольно широко (см. рис. 2) и представляют собой опорный горизонт для расчленения четвертичных отложений. Мощность горизонта 0,8—61,4 м. Абсолютные отметки его кровли изменяются от +23,9 м (скв. 21) до -46,8 м (скв. 69). При этом отметки могут резко изменяться даже на небольшом расстоянии. Это связано с тем, что неотектонические движения на данной территории проявились очень активно, за счет чего усложнилось строение плейстоценовой толщи.

На межледниковых отложениях домновского горизонта залегают ледниковые и водно-ледниковые образования первого в среднем неоплейстоцене ледниковья. Эти образования выделяются как *мариновский* горизонт. Стратотип этого горизонта установлен в юго-восточной части области в районе оз. Мариново. Сложен он в основном валунными глинами, суглинками и супесями буровато- и темно-серого цветов. Вскрыты эти образования на большей части территории области, но наибольшие мощности установлены в стратотипической местности (скв. 21, 25, 26 и др.). Мариновский горизонт коррелируется с днепровским (ВЕП), днепровским и вологодским (Северо-Запад), нижнеугандским (Прибалтика), а также с жямайтиской подсвитой (Литва). Мощность горизонта 3—36 м. Абсолютные отметки его кровли 31—42 м.

Содержание гравия, гальки и валунов в морене 25—40%, кристаллических пород обычно более 30%. Среди валунов часто отмечены крупнокристаллические граниты и граниты-рапакиви. Большинство валунов и крупной гальки кристаллических пород из Южной Финляндии. Внутри моренных образований встречены крупные отторженцы неогеновых пород мощностью более 20 м (скв. 65). Для спорово-пыльцевого комплекса этих отложений (скв. 53) характерны следующие особенности: полное отсутствие пыльцы хвойных растений; значительное содержание пыльцы кустарниковых берез и ольхи; пыльца травянистых и споры встречены в незначительном количестве.

На моренных образованиях довольно часто встречаются водно-ледниковые отложения, представленные кварцевым песком тонко- и мелкозернистым, желтоватым и светло-серым. Минеральный состав песков (в %): кварц 80—85; полевой шпат 6—8; глауконит 7—8; карбонаты 1—2. В составе спорово-пыльцевых комплексов этих отложений наблюдается смена пыльцы березовых (ольха, береза) с участием широколиственных, где преобладает пыльца липы и немного пыльцы граба и вяза, на сосновый спектр с участием ели и пихты. Вверх по разрезу резко уменьшается количество пыльцы березовых и особенно широколиственных. Мощность водно-ледниковых отложений редко превышает 10 м.

Отложения межстадиала среднего неоплейстоцена выделены нами как *уваровский* горизонт, который не имеет широкого развития. Данный горизонт коррелируется со шкловским (ВЕП), горкинским горизонтами (Северо-За-

пад) и снайпутельской подсвитой Литвы. Стратотип горизонта установлен в скв. 21 (пос. Уварово). Здесь межстадиальные образования вскрыты на глубинах 140,6—147,2 м и представлены озерными отложениями, сложенными кварцевыми тонко- и мелкозернистыми песками буровато-серого цвета. Встречается детрит раковин моллюсков.

Палинологически проанализированы семь проб (аналитик В. Карпушина). Все изученные образцы содержали пыльцу и споры. В спорово-пыльцевом комплексе преобладают споры и пыльца травянистых. Пыльца древесных пород составляет 19—34%. Среди древесных пород господствует сосна (50—70%), много березы (до 25%). Пыльца ели присутствует постоянно и примерно в равных количествах во всех образцах (3—4%). Среди травянистых растений преобладает пыльца осоковых (80—90%). Кроме того, отмечены рогозовые, злаковые, вересковые, маревые, полынь и пыльца мезофильного разнотравья. В группе споровых доминируют зеленые мхи (50—55%), широко распространены папоротниковые (20—30%), сфагновые мхи (8—20%). В двух образцах обнаружены плауны.

По результатам спорово-пыльцевого анализа сделан вывод о том, что в период осадконакопления уваровского горизонта территория была мало залесена. В лесных группах преобладали сосново-березовые леса с примесью ели и пихты. Широкое развитие осоковых и спор *Selaginella selaginoides* указывает на влажные, но довольно суровые климатические условия. Наряду с этим большое количество хвойных (*Pinus*, *Picea*, *Abies*) и присутствие широколиственных пород — показатель благоприятных для растительного мира условий, но с тенденцией к концу осадконакопления толщи песков к похолоданию. В результате анализа спорово-пыльцевого комплекса В. Карпушина пришла к выводу, что исследуемая толща относится к межстадиальным образованиям и соответствует шкловскому (единцовскому) межстадиалу.

Второй стадиял среднего неоплейстоцена отмечен не всеми исследователями, особенно в северной части области. Уверенно образования данного стадияла можно выделить только в южной части региона, где он вскрыт скв. 2, 21, 25, 26, 53, 54, 65 и др. Эти отложения объединены нами в *виштынецкий* горизонт, названный так потому, что его стратотип находится в районе крупного оз. Виштынецкое. Горизонт коррелируется с московским (сожским) горизонтом ВЕП, московским (бабушкинским) Северо-Запада, верхнеугандским Прибалтики и мядининской подсвитой Литвы. Мощность отложений горизонта изменяется от 4,9 до 39,5 м, обычно же составляет 10—20 м. Абсолютные отметки кровли положительны и изменяются от 30 до 70 м. Сложен горизонт ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Есть данные о выходе ледниковых отложений этого горизонта на дневную поверхность в береговых обрывах р. Шешупе.

Виштынецкая морена представлена грубым валунным суглинком, реже супесями серого и темно-серого цветов, нередко с бурым или зеленоватым оттенками, с включением гравия, гальки и валунов изверженных, метаморфических и осадочных пород, содержание которых составляет 20—30%. Содержание кристаллических пород обычно 30—35%. На долю местных пород (меловые мергели, алевролиты и фосфориты) приходится 2—3%. Остальная часть представлена палеозойскими песчаниками, аргиллитами, доломитами, известняками с севера Прибалтики. Происхождение изверженных и метаморфических пород, предположительно, из Швеции. Среди морены встречены небольшие линзы (до 0,5 м) песков.

Отобранные из моренных отложений пробы на палинологический анализ (скв. 53, инт. 99,9—109,3 м) показали наличие в них довольно богатого спорово-пыльцевого комплекса. Преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (60—90%). Пыльца травянистых содержится в не-

значительном количестве, а споры составляют 15—35%. В древесно-кустарниковой группе преобладает пыльца сосны, постоянно присутствует пыльца широколиственных (2—4%), в т.ч. орешника. Характер споровых спектров смешанный, вверх по разрезу вначале происходит смена преобладающих спор зеленых мхов на сфагновые, а затем, наоборот, при постоянном присутствии спор папоротниковых. В целом для виштынецкого ледникового характерны следующие палинологические особенности: преобладание пыльцы сосны; увеличение вверх по разрезу количества пыльцы кустарниковых берез; единичная пыльца широколиственных и травянистых; значительное (до 35%) содержание спор разнообразного состава. Как и для всех ледниковых отложений, характерно присутствие переотложенных спор и пыльцы. На морене спорадически залегают водно-ледниковые отложения, представленные озерно-ледниковыми глинами и флювиогляциальными песками с гравием и галькой мощностью 5—6 м.

Описанные выше стадияльные и межстадияльные образования среднего неоплейстоцена (мариновский, уваровский и виштынецкий горизонты) объединены в нестеровский надгоризонт (г.Нестеров — административный центр района, на территории которого в основном и установлены стратотипы горизонтов).

Разрез верхнеолейстоценовых отложений начинается межледниковыми образованиями. Палинологически хорошо изученные разрезы этого межледникового вскрыты картировочными скв. 22 и 23, пройденными на Балтийской косе, а также скв. 6, 21, 26, 53, 75 и др. Данные межледниковые отложения выделены нами как *боровиковский* горизонт. Наиболее полный разрез горизонта был вскрыт скв. 21 (пос.Уварово) на глубинах 63,2—86,9 м и рассматривается в качестве стратотипического. Свое название свита получила по оз.Боровиково, расположенного вблизи данной скважины. Здесь отложения описываемого стратона залегают на водно-ледниковых отложениях виштынецкого горизонта среднего неоплейстоцена, представленных песками полевошпатово-кварцевой состава мелко- и среднезернистыми, плохо сортированными, а перекрыты моренными суглинками виштынецкого горизонта. Приведем описание разреза надгоризонта (сверху вниз):

63,2—63,8 м — песок полевошпатово-кварцевый разнозернистый, серый, различной степени окатанности, глинистый, известковистый;

63,8—74,5 м — песок полевошпатово-кварцевый мелкозернистый, буровато-желтый, с редким включением гравия;

74,5—79 м — песок полевошпатово-кварцевый, тонкозернистый, серый, со слабо выраженной слоистостью;

79—86,9 м — глина серая, пластичная, тонкослоистая (ленточная), по плоскостям слоистости тонкозернистый песок.

По генезису описанные отложения озерные. Они богаты спорами и пыльцой. В породах представленного разреза палинологом Г.С.Абакуменко выделены два спорово-пыльцевых комплекса. Нижний комплекс установлен на глубине 82,5—81,9 м. Основные особенности данного комплекса следующие.

1. В общем составе пыльцы и спор преобладает пыльца древесных пород (50—85%). Содержание пыльцы травянистых растений составляет 7—18%; количество спор 15—37%.

2. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (21—50%). Много пыльцы сосны (15—45%). Ель присутствует постоянно, но содержание ее не превышает 6%. В виде единичных зерен отмечена пыльца пихты и клена. Пыльца широколиственных пород представлена грабом, дубом, липой, вязом (1—8%). Наиболее распространена липа. Значительно присутствие пыльцы ольхи, особенно в нижней части свиты (до 49%). Количество пыльцы орешника составляет 1—14%.

3. Пыльца травянистых растений отмечена не во всех пробах. Преобладает пыльца осоковых (до 32%). Значительно также содержание пыльцы вересковых, злаковых и разнотравья. Полынь составляет 1—1,5%, маревые 10%.

4. В группе споровых растений доминируют сфагновые мхи (до 62%). Папоротникообразные составляют 29—49,5%, зеленые мхи 13—27%. Споры плаунов отмечены почти во всех образцах примерно в равных количествах (до 2%). В отдельных образцах отмечены споры *Hepaticae*, *Ophoglossaceae*, *Selaginella selaginoides*.

Второй спорово-пыльцевой комплекс выделен в интервале 63,5—81,5 м. Основные особенности данного комплекса следующие.

1. В его составе преобладает пыльца древесных пород (42—69%). Пыльца травянистых растений составляет 3—19%, споры 24—25%. Среди древесных пород доминирует пыльца сосны (28,5—17,0%), березы (8,5—28%), ели (1,2—15,5%). Количество пыльцы ели увеличивается по разрезу снизу вверх. Сумма пыльцы широколиственных пород также увеличивается вверх по разрезу и достигает 17%. Широколиственные породы представлены грабом, дубом, вязом и липой. Последняя преобладает. Количество пыльцы ольхи наоборот уменьшается снизу вверх от 63,5 до 21%. Содержание пыльцы орешника увеличивается вверх по разрезу и достигает 13,5%.

2. Пыльца травянистых растений отмечена не во всех образцах. Представлена она осоковыми, злаковыми, вересковыми, маревыми, полынью и разнотравьем.

3. В группе споровых растений преобладают зеленые мхи (34—66%), затем следуют папоротникообразные (18,5—71%). Споры сфагновых мхов составляют 5—40%. Почти во всех образцах встречены плауны (в среднем 2—3%).

Выделены две фазы в развитии растительности, которая существовала в период формирования осадков. Первая — березово-сосновые леса с широколиственными породами и примесью ели. Пыльца березы и сосны присутствует примерно в равных количествах. Значительно распространение ольхи. Существовавший в то время климат континентальный, теплый. Вторая фаза — хвойно-широколиственные леса. Характеризуется высоким содержанием пыльцы сосны, увеличением количества пыльцы ели и максимумом пыльцы липы. Несколько увеличивается количество пыльцы орешника. По характеру спорово-пыльцевого комплекса и стратиграфическому положению в разрезе описанные отложения можно уверенно отнести к поздне-неоплейстоценовому межледниковью. Согласно межрегиональной схеме ВЕП и унифицированной схеме Северо-Запада, они относятся к микулинскому горизонту, в Прибалтике это мяркинский горизонт, а в Польше — земский интерстадиал.

Следует отметить, что выделенные ранее на Самбийском полуострове лихвинские (бутенайские), по данным спорово-пыльцевого анализа (Кондратене, 1963—1965), озерно-морские отложения отнесены нами к боровиковскому горизонту. На более молодой возраст указывают результаты диатомового анализа и положение их на более высоком гипсометрическом уровне.

В боровиковских отложениях у г.Калининград под 3-метровым слоем залегающей выше морены были встречены кости млекопитающих: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros ontiguatus*, *Equus caballus*, *Bos* sp. Мощность выделенного в Калининградской области боровиковского горизонта изменяется от первых до 62,4 м (скв. 23), обычно же она составляет 10—15 м. Абсолютные отметки кровли горизонта изменяются от -8,9 до +124,2 м.

Последнее позднечетвертичное оледенение охватило всю территорию Калининградской области. Ледниковые и водно-ледниковые отложения этого оледенения выделены нами в надгоризонт, который рекомендуется именовать

балтийский*. В схеме Прибалтики разновозрастные отложения именовались нямунским надгоризонтом. На ВЕП и Северо-Западе они выделены как валдайский надгоризонт.

По петрографическому составу галечного и валунного материала среди отложений балтийского надгоризонта отчетливо выделяются моренные отложения, которые сопоставляются с брандербургской (раннебалтийской) и померанской (позднебалтийской) стадиями оледенения. В основании надгоризонта залегают отложения *неманского* горизонта, представленные моренными образованиями, которые сложены суглинками и супесями чаще всего темно-серого и синеватого оттенков. Верхняя часть моренных пород имеет бурый цвет. Петрографический состав крупнообломочной фракции морены следующий (в %): кристаллические породы 35–40; песчаники и конгломераты 4–5; известняки, доломиты, мергели 45–50; другие осадочные породы 2–3. По данным Р.И.Тарвидаса [11], основные области сноса валунного материала — в основном Средняя Швеция и Аландские острова. Мощность морены изменяется от 1,4 до 37,4 м. Абсолютные отметки ее кровли изменяются от –12,3 до +79,8 м. Иногда морена включает отторженцы палеогена мощностью 2–3 м.

На моренных отложениях залегают водно-ледниковые образования, представленные озерно-ледниковыми бурыми комковатыми и слабослоистыми глинами или флювиогляциальными полевошпатово-кварцевыми разнотелыми песками с прослоями гравийно-песчаного материала. Общая мощность этих отложений достигает 16 м. По данным палинологического анализа (четыре пробы), спорово-пыльцевой комплекс представлен в основном пылью древесных растений (38–61%), споры составляют 32–33% и пыльца травянистых растений 3–12%. Среди пыльцы древесных преобладает пыльца березы (45–60%), сосны (15–40%) и ольхи (15–35%). Присутствует также пыльца липы, граба и орешника (1–2%). Пыльца травянистых представлена вересковыми, злаковыми, маревыми и полынью. Споры представлены зелеными и сфагновыми мхами и папоротниковыми. Согласно выводам палинологов, климатические условия формирования водно-ледниковых отложений характеризуются как субарктические.

Отложения неманского горизонта балтийского надгоризонта практически не содержат органических остатков. Залегают они на межледниковых отложениях боровиковского горизонта, а там, где эти осадки отсутствуют — на отложениях виштынецкого горизонта или непосредственно на дочетвертичных образованиях. На юго-западе области, а также на юге и востоке Куршского залива отложения неманского горизонта отсутствуют.

Залегающие выше отложения *ратненского* горизонта отмечены спорадически. Стратотип — разрез, вскрытый скв. 59 (пос.Ратное) на глубинах 24,2–29 м. Здесь вскрыты глины темно-серого цвета с коричневатым оттенком, жирные, известковистые, с прослойками и линзами светло-серых алевритистых глин, редким гравием и галькой кварца, изверженных и осадочных пород. Глины, по всей вероятности, озерного происхождения. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных пород (47–74%), где отмечена пыльца березы (38–48%), ольхи (22–35%) и сосны (14–38%). Количество пыльцы ели не превышает 7%. В небольших количествах встречена пыльца граба, липы и пихты. Пыльца трав не отличается обилием. Из споровых преобладают зеленые и сфагновые мхи. Все спектры холодного типа, что дает основание рассматривать отрезок времени, в который отложились глины данного горизонта, как межстадиал последнего оледенения

(палинолог М.Кабайлене). Породы данного возраста и генезиса вскрыты предположительно эксплуатационными на воду скважинами в районе г.Калининград.

В основании *куршского* горизонта залегают моренные отложения померанской стадии оледенения. Валунные суглинки и глины, слагающие эту морену, имеют в основном коричневый и буровато-серый цвета. Петрографический состав крупнообломочного материала мало отличается от такового подобной фракции ледникового потока предыдущего стадиала. Однако здесь отмечено более высокое содержание обломков осадочных пород (до 75%).

Ледниковые отложения основной морены распространены почти повсеместно. Исключение составляют долины наиболее крупных рек, прибрежные участки заливов и Балтийского моря. Мощность этих образований составляет 5–10 м и очень редко достигает 30–35 м (на юге области).

К куршскому горизонту отнесены также краевые ледниковые образования (конечные морены), развитые в области довольно широко. На юге они слагают Балтийскую возвышенность (южная граница померанского оледенения), а в других регионах области явились результатом отступления и кратковременных остановок ледника. Выделены эти отложения в основном по геоморфологическим признакам, поскольку слагают холмы и гряды с относительными превышениями до 40 м. Литологический состав конечно-моренных отложений довольно разнообразный: преимущественно они представлены тяжелыми валунными глинами и суглинками, а также супесями. Все эти породы содержат включения в виде прослоев и линз песков и безвалунных глин.

Водно-ледниковые отложения краевых образований отмечены в пределах развития конечных морен и слагают камовые холмы, состоящие из песков различной зернистости (от тонко- до крупнозернистых). У краевых образований Балтийской возвышенности отмечены мощные толщи (до 50 м) флювиогляциальных песчано-гравийных отложений.

Водно-ледниковые отложения куршского горизонта широко развиты в области и слагают в основном равнинные районы. Представлены эти отложения преимущественно озерно-ледниковыми пестроокрашенными глинами от слабо до высокопластичных с неясно выраженной слоистостью, а также полевошпатово-кварцевыми мелко- и тонкозернистыми песками. Максимальная мощность глин редко превышает 10 м, обычно составляет 3–4 м. Озерно-ледниковые пески залегают как под глинами, так и перекрывают их. Мощность песков в основном 2–3 м.

К куршскому горизонту отнесены так называемые слои Балтийского ледникового озера, развитые в прибрежной полосе Балтийского моря и представленные песками и глинами, а также аллювиальные отложения, отмечаемые в долинах наиболее крупных рек (Неман, Преголя, Шешупе и др.) и слагающие первые и вторые надпойменные террасы. К этому же горизонту следует относить и встречающиеся довольно редко золотые образования, слагающие небольшие участки на песчаных равнинах Балтийского ледникового озера. К моренам балтийского горизонта приурочены многочисленные крупные отторженцы неогеновых и палеогеновых отложений, с которыми могут быть связаны проявления и небольшие месторождения бурого угля и янтаря [4].

В заключение следует отметить, что ниже- и среднеплейстоценовые отложения довольно хорошо сохранились в наиболее погруженной южной части области и глубоко врезанных долинах, где и установлены стратотипы отдельных горизонтов и надгоризонтов.

В результате последних оледенений ранее отложившиеся породы подвергались глубокой экзарации и переносились на большие расстояния. Об этом свидетельствует на-

* Решением СЗ РМСК от 14 сентября 2000 г. переименован в *калининградский*.

личие практически во всех ледниковых образованиях отторженцев не только дочетвертичных, но и четвертичных пород. Размеры этих отторженцев самые разнообразные: от десятков сантиметров до десятков и даже сотен метров. Такая «ассимиляция» молодыми четвертичными образованиями более древних затрудняет (но не исключает полностью) использование при расчленении четвертичных отложений минералогических, спектральных и других видов анализов при изучении особенностей их вещественного состава.

Несмотря на то, что литостратиграфическое направление при расчленении плейстоцена начинает широко использоваться, результаты этих исследований могут привести к некорректным выводам. Так, применявшийся в 1977—1990 гг. в Калининградской области циклостратиграфический метод расчленения четвертичных отложений, разработанный научными сотрудниками Санкт-Петербургского горного института (И.А.Одесский и др.) помог «благополучно убрать» с крупномасштабных геологических карт четвертичных отложений ледниковые образования позднеплейстоценового (валдайского, балтийского) оледенения. Отсюда следует, что биостратиграфические методы расчленения квартера пока остаются самыми, относительно конечно, надежными. Хотя в помощь им должны привлекаться и другие виды исследования, которые позволяют широко использовать компьютерные программы.

Схема предлагаемого стратиграфического расчленения плейстоцена Калининградской области приведена в таблице. Все новые стратотипы плейстоцена выделены по буровым картировочным скважинам, выход керна по которым обычно превышал 50%. Керна скважин и его документация хранится на базе Калининградской экспедиции (г.Гусев). Сопоставление некоторых разрезов плейстоцена, вскрытых скважинами, пройденными на территории области, приведено на рис. 3.

Современные (голоценовые) отложения в области распространены довольно широко: побережья моря, заливов, по долинам рек и на пониженных участках дельтовой, моренной и озерно-ледниковой равнин. Они слагают Куршскую и Балтийскую косы. Представлены образования голоцена морскими, озерными, аллювиальными, аллювиально-морскими (дельтовыми), болотными, эоловыми, хемогенными и техногенными отложениями. Их мощность составляет 0,5—80 м (Куршская коса), но обычно 10—15 м. Морские отложения распространены вдоль побережий Балтийского моря, Куршского и Калининградского заливов и представлены следующими стадиями: Иольдиевого моря, Анцилового озера и Литоринового моря, осадки которых формировались соответственно в пребореальный, бореальный и атлантический периоды. Представлены они глинами, тонко- и разнозернистыми песками, гиттией, торфами, сапропелями. Морские отложения современного побережья развиты вдоль побережий моря и заливов в виде пляжевых полос шириной до 100 м и мощностью до 5 м и представлены песками, нередко илистыми, с гравием и галькой, многочисленной фауной.

Озерные отложения развиты в западинах моренной, озерно-ледниковой и дельтовой равнин. Представлены они иловатыми суглинками, гумусированными супесями, илом, сапропелем, известковистыми глинами и илистыми песками. По данным спорово-пыльцевого анализа, озерные отложения образовались в атлантическом, суббореальном и субатлантическом климатических периодах.

Аллювиальные отложения слагают поймы и террасы рек. Наиболее мощный аллювий развит в долинах рек Неман, Преголя, Дейма, Инструч и др., выработанных талыми ледниковыми водами. В этих долинах аллювий слагает русло рек и широкую (до 4 км) высокую и низкую поймы. Мощность аллювия достигает 15 м. Представлен он мел-

ко- и тонкозернистыми песками с прослойками глин и разнозернистых песков. Формирование данных отложений проходило в суббореальном и субатлантическом временах.

Дельтовые отложения развиты в устье р.Неман в виде широкой конусообразной (в плане) полосы. В районе г.Советск ширина дельты составляет 4—5 км, а у побережья Куршского залива она расширяется до 65 км. Сложена дельта гумусированными песками, илистыми суглинками и глинами. В основании обычно залегает прослой разнозернистого песка, обогащенного растительными остатками, иногда с прослоем торфа мощностью до 0,3 м. Время образования дельтовых отложений соответствует времени формирования голоценового аллювия.

Болотные отложения наиболее широко развиты вдоль восточного и южного побережий Куршского залива, а также в замкнутых понижениях на равнинах и по долинам рек. Представлены они в основном торфом, гумусированными супесями и тонкозернистыми песками. Наиболее интенсивное торфообразование относится к суббореальному и атлантическому периодам голоцена. Максимальная мощность болотных отложений достигает 13 м, а в среднем она составляет 2—3 м.

Эоловые отложения слагают дюны высотой 3—50 м, которые развиты в основном на Куршской и Балтийской косах, а также вдоль р.Неман на дельтовой равнине и в междуречье Неман—Шешупе.

Хемогенные отложения отмечены в основном в пределах развития болотных образований и представлены известковым туфом (луговой мергель) мощностью до 1,5 м и болотными железными рудами мощностью до 4 м (чаще до 0,5 м).

Техногенные отложения представляют собой насыпной грунт в г.Калининград, в районе порта и в пределах других городов и поселков. Техногенными являются также отложения, образовавшиеся при сбросе отходов обогащения янтарного комбината, отвалы карьеров, золоотвалы на крупных ТЭЦ и др.

Среди полезных ископаемых, приуроченных к четвертичным отложениям, в области наиболее известны торф и строительные материалы (глины, пески, песчано-гравийная смесь). Отмечены также проявления болотных руд, известкового туфа, формовочных и стекольных песков, сапропелей. К отторженцам приурочены проявления янтаря, глауконитов и бурого угля. Встречены аномалии цветных и редких металлов. К морским отложениям побережий приурочены отдельные россыпи ильменита и граната. И, наконец, с этими отложениями связаны проявления метана.

Торф. В области известны около 300 торфяных месторождений, которые занимают более 4% ее территории. Среди торфяных месторождений выделяются месторождения низинного, верхового и переходного типов. На долю месторождений низинного типа приходится около 65% площади торфяников, верхового 30% и переходного всего около 5%. По степени разложения запасы торфа разделены примерно на две равные группы: со степенью разложения до 20% и более 20%. Зольность торфов изменяется от 3 до 50%, составляя в основном 15—20%. Наиболее низкой зольностью характеризуются торфяники верхового типа (до 10%). В торфяниках низового типа она может достигать 50%. Теплотворная способность торфа изменяется от 10,48 до 21,62 МДж, составляя в среднем около 16,8 МДж.

Ресурсы торфа в области в настоящее время оцениваются в 1,9 млрд.м³. В последнее время освоение торфяных месторождений несколько оживилось. Однако в целом торфяные ресурсы в области, где отсутствуют эксплуатируемые месторождения угля, используются недостаточно.

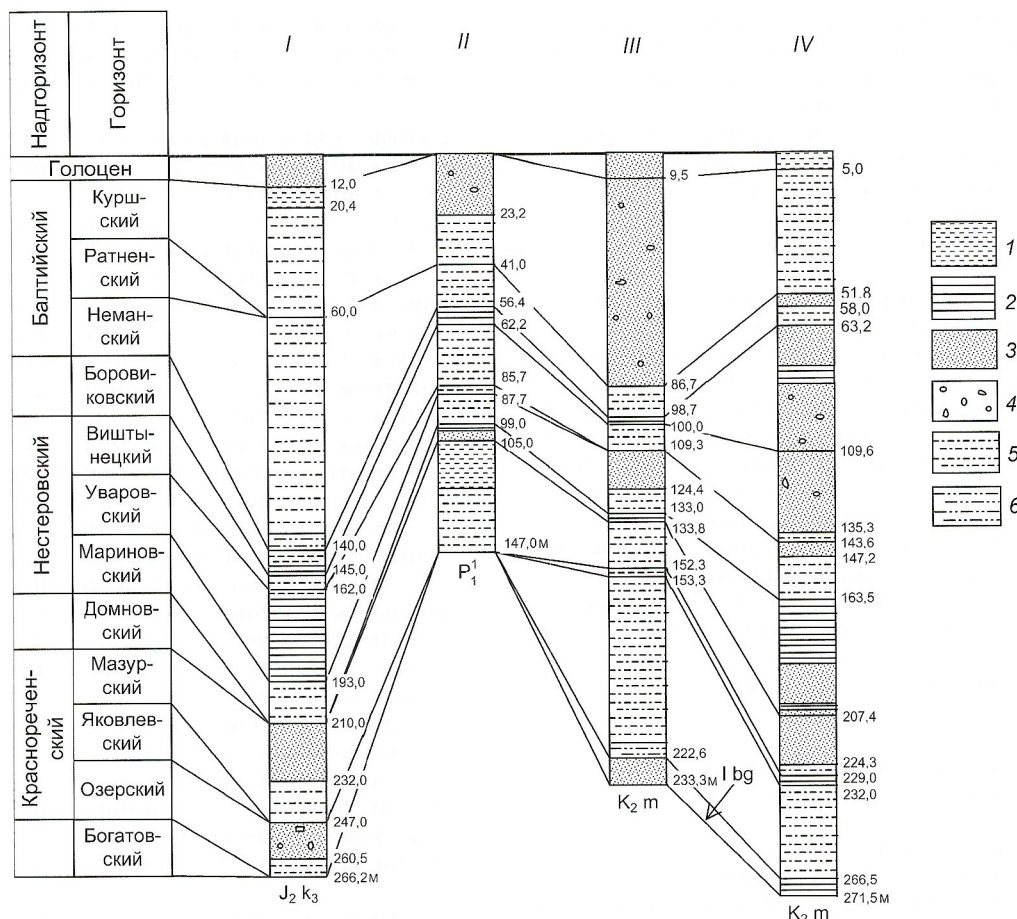


Рис. 3. Сопоставление разрезов плейстоцена по скважинам Калининградской области:

I — скв. 3 (Мысовка), абс. отм. 0,9 м; II — скв. 56 (Домново), абс. отм. 72 м; III — скв. 53 (Богатово), абс. отм. 149,7 м; IV — скв. 21 (Уварово), абс. отм. 187,4 м; 1 — глина; 2 — глина ленточная; 3 — песок; 4 — гравий и галька; 5 — суглинок валунный; 6 — супесь валунная

Бурый уголь. На западе Самбийского полуострова в четвертичных отложениях встречаются многочисленные крупные отторженцы неогеновых пород, которые нередко включают пласты бурого угля. Так, картировочной скв. 26 вскрыт бурый уголь на глубине 8 м мощностью 4,7 м. Уголь содержит обломки плохо разложившейся древесины (лигнит).

Газопрооявления. Сведения о газонасности четвертичных отложений Прибалтики появились уже давно. Так, на оз.Прангли в Эстонии и у пос.Нида на Куршской косе, на территории, относящейся к Литве, проводились работы для изучения возможности использования газа четвертичных отложений при эксплуатации маяков-мигалок. Проведенные работы показали, что дебит газа недостаточен для бесперебойного обеспечения маяков. На Куршской косе (у пос.Нида) свободное выделение газа было установлено в нескольких случаях. В одном из них в скважине с глубины 10 м был получен фонтан газированной воды, а затем свободно выделяющийся газ, который содержал метан (71—80%) и азот (13—21%). Образование метана проходило в межморенных отложениях, представленных илистыми глинами, богатыми органическим веществом.

На территории Калининградской области газопрооявление было зафиксировано в Озерском районе. Здесь в эксплуатационной скважине на воду, пробуренной в 1958 г. у пос.Суворовка, из первого межледникового горизонта (домновского) вместе с водой интенсивно выделялся газ. Проба газа, проанализированная в лаборатории ВНИГРИ, показала, что он состоит из метана без примеси тяжелых углеводородов. Выделение газа продолжалось в течение полугода.

Болотные железные руды залегают в виде линзообразных включений и прослоев среди болотных отложений. Наиболее часто встречаются в южной части Самбийского полуострова, а также в долинах рек Неман и Преголя. Небольшие проявления отмечены на юго-западе области, где при проведении геолого-съемочных работ были установлены два рудопроявления: Минино и Дорожное. Глубина залегания руд 0,2—0,3 м, мощность не более 0,3 м. Содержание Fe_2O_3 составляет 45,1—52,1%. Данные руды, вероятно, можно использовать в качестве сырья для получения минеральных пигментов (охры). В Краснознаменском районе установлены проявления болотных руд мощностью до 4 м. Руды практически не имеют вскрышных пород. Химический состав руд не изучался.

Прибрежно-морские россыпи. В прибрежной части Куршской косы (по обе ее стороны) изучались ильменит-гранатовые россыпи, в которых содержатся ильменит до 40 кг/м³, гранат до 60 кг/м³. В небольшом количестве (0,2—0,5 кг/м³) присутствуют рутил, циркон и монацит. В работе В.В.Решетова [9] приведены сведения о наличии в прибрежных отложениях миниатюрных россыпей золота, содержание которого достигает 1—3 г/м³. Золото могло быть перенесено ледниковыми потоками с Балтийского щита, т.к. его наличие зафиксировано в ледниковых и флювиогляциальных отложениях последнего (балтийского) ледникового [5]. В шлиховых пробах, отобранных в 1999 г. из флювиогляциальных отложений, установлено видимое золото, а в одной из проб обнаружен мелкий самородок золота, размером 6×5×2 мм.

Янтарь и глауконит. Находки янтаря в четвертичных отложениях не редкость. Отдельные куски янтаря и даже их

небольшие скопления были обнаружены во флювиогляциальных и аллювиальных отложениях. Но наряду с этими находками известны проявления янтаря, связанные с палеогеновыми отторженцами [5]. В последнее время (1994—1995 гг.) выполнены поисково-оценочные работы на Надеждинском месторождении янтаря. В пределах месторождения установлены два отторженца, включающие почти полный разрез прусской свиты. Янтареносная «голубая земля» имеет мощность от 2,5 до 10 м. Мощность вскрышных пород изменяется от 1 до 20 м. Содержание янтаря в «голубой земле» (в среднем по выработкам) составляет 250—2445 г/м³. Запасы янтаря Надеждинского проявления подсчитаны по категории С₂, и его ресурсы оценены по категории Р₁.

Еще одно проявление янтаря — Марьинское, связанное с отторженцами, установлено вблизи г. Калининград. Длина отторженца составляет около 2 км, а ширина 0,4—0,8 км. Глубина залегания «голубой земли» 25—30 м. Среднее содержание янтаря по визуальной оценке составляет около 300 г/т. Янтаресодержащие отложения — глауконит-кварцевые алевролиты, в которых содержание глауконита составляет 25—40%. Сцементированы алевролиты глинисто-фосфатным веществом. Содержание фосфатного вещества в породе 10—25%. Фосфаты встречаются в виде рыхлого тонкодисперсного коллоидного вещества темного-бурого цвета.

В связи с этим глауконитсодержащие алевролиты можно рассматривать как естественное калийно-фосфатное удобрение. В пределах Надеждинского месторождения эти отложения содержат мелкие обломочки янтаря, которые могут продуцировать янтарную кислоту, способствующую росту растений. Это обстоятельство еще более повышает ценность глауконитсодержащих пород как комплексного удобрения. Глубина залегания их, как уже отмечалось, — 1 м и более, поэтому затраты на вскрышные работы здесь будут небольшими.

Керамзитовые глины. В области разведаны два месторождения керамзитовых глин: Яблоневское и Лермонтово. Полезная толща месторождений приурочена к озерно-ледниковым отложениям куршского горизонта. Сложена она красновато- и буровато-серыми глинами. Глины отнесены к группе средне- и высокопластичных. В естественном состоянии глины вспучиваются недостаточно хорошо. Только при добавке (0,5—1%) солярового масла из глин можно получать керамзитовый гравий марок 300 и 500. Месторождения эксплуатировались. В настоящее время добыча керамзитовых глин резко сократилась.

Глины для производства грубой и строительной керамики. В области детально разведаны около 15 месторождений глин, пригодных для производства строительного кирпича, черепицы и дренажных труб (Сокольники, Владимирово, Лунино, Принеманское и др.). Полезная толща также приурочена к озерно-ледниковым отложениям куршского горизонта. Глины этого горизонта средне- и высокопластичные, дисперсные, с содержанием крупнозернистых карбонатных частиц до 0,3%. При производстве керамических изделий требуется добавка отошителя, в качестве которого используются мелкозернистые пески. Кроме детально разведанных в области имеются пять предварительно разведанных месторождений. Они приурочены к тем же отложениям и характеризуются примерно одинаковым качеством. Общий недостаток глинистого сырья всех месторождений — изменчивый состав крупнозернистых карбонатных включений и неравномерная пластичность.

Песчано-гравийные отложения. Месторождения песка и гравия в области приурочены в основном к флювиогляциальным отложениям куршского горизонта. Здесь разведаны 15 месторождений песчано-гравийного материала. Наиболее крупные месторождения приурочены к ледниковой долине р.Преголя (Комсомольское, Каменское,

Пушкарево и др.). Среднее содержание гравия (зерна крупнее 5 мм) составляет 30—35%. Песчаная составляющая представлена крупно- и среднезернистыми зернами кварца, полевого шпата и карбонатных пород. Модуль крупности в основном 1,5—2,5. Петрографический состав гравия: кварц, известняк, песчаник, гранит, гранитогнейсы. По содержанию вредных частиц и слабых зерен гравий соответствует требованиям существующих стандартов.

Строительные пески. В качестве строительных в области чаще всего используют пески-отсевы песчано-гравийных месторождений. Однако эти пески пригодны в основном только в качестве мелкого наполнителя бетонов. Пески, пригодные для штукатурных и кладочных растворов, приурочены к озерно-ледниковым и флювиогляциальным отложениям куршского горизонта (Степное, Шешупское). В области разведаны два месторождения песков, пригодных для производства силикатного кирпича и ячеистых бетонов (Лесное II, Взморье). В качестве отошающей добавки при производстве изделий строительной и грубой керамики используются мелкозернистые пески озерно-ледникового происхождения (месторождения Неманское, Никитино, Полевое и др.).

Валуны. В области ощущается острый недостаток высококачественного крупного наполнителя бетонов, строительного камня (бутовый, бордюрный и т.д.). Частично этот дефицит мог бы быть восполнен добычей крупных валунов, скопление которых в виде широкоразвитой «отмостки» отмечен в пределах прибрежной акватории Балтийского моря (северное побережье Самбийского полуострова). Здесь мощность валунного материала 2—5 м, а площадь развития несколько квадратных километров. Находятся валуны на глубине 5—10 м. Петрографический состав валунов: изверженные и метаморфические породы (граниты, гранитогнейсы, диориты, габбро, амфиболиты), осадочные породы (известняки, песчаники, мергели). Последняя группа пород составляет не более 30%. При решении вопроса о добыче валунов необходимо рассмотреть эту проблему с экологической точки зрения, т.к. возможно негативное влияние на экзогенные геологические процессы и рыбные нерестилища.

Формовочные и стекольные пески. Формовочные пески и пески, пригодные для получения низкосортного стекла, установлены на Куршской косе. Приурочены они к современным эоловым отложениям. Здесь было предварительно разведано месторождение «22 км Куршской косы». Позднее было принято решение об организации на косе природного заповедника, поэтому пески оказались недоступными для дальнейшего изучения и промышленного освоения. Участки развития современных эоловых песков установлены на левобережье р.Неман и юго-западе Самбийского полуострова. Здесь установлены разности песков, характеризующихся равномерным гранулометрическим составом, с преобладанием фракции 0,16—0,315 мм. Содержание кремнезема 93—95%. Оксиды железа присутствуют в довольно большом количестве (0,5—0,8%). В связи с этим пески в естественном виде могут применяться только для получения низкосортного стекла.

Известковые туфы. Пресноводные карбонатные породы обычно тяготеют к площадям развития болотных отложений, залегая чаще всего под торфяниками. Изучением этих интересных образований в области практически не занимались, хотя известны более 10 проявлений этих туфов. Нами были отобраны пробы с одного из них, расположенного в Озерском районе. Мощность известковых туфов здесь составляет 0,5—1 м. Обнажены туфы в мелиоративных канавах и нередко содержат большое количество раковин моллюсков, которые иногда залегают в виде мелких линзообразных включений ракушечника. Представлены туфы рыхлыми землястыми образованиями, состоящими из мелких кальцитовых агрегатов с примесью расти-

тельного вещества и мелкого терригенного материала. По данным химического анализа (две пробы), содержание оксида кальция составляет 35,4—44,8%. С данного проявления была отобрана валовая проба туфов, направленная в областную станцию химизации для изучения как сырья, пригодного для известкования кислых почв. Материал пробы был внесен на опытные поля. Однако опытные работы не были доведены до конца из-за прекращения их финансирования.

Сапропели. На территории области имеются разведанные месторождения и многочисленные проявления сапропеля. По условиям залегания можно выделить три группы месторождений и проявлений этого вида полезного ископаемого: залегающие на дне современных озер, находящиеся под залежами торфяников и погребенные. Месторождения озерных сапропелей разведано на юге области, в Озерском районе (оз.Брасово). На севере области в Славском районе в результате поисково-оценочных работ выявлено месторождение погребенных сапропелей Верхний Бисер. Месторождение приурочено к дельтовым отложениям (фашия стариц), и сапропели здесь залегают на глубине около 3 м. Вскрышные породы — суглинки и супеси. Сапропели, залегающие под торфяниками, практически не изучались. Сапропели могут использоваться как агрохимическое сырье, для производства углещелочного реагента, используемого при бурении скважин, а также для других целей. В настоящее время общие прогнозные запасы сапропелей оцениваются в 150 млн.м³.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вознячук Л.Н.* Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Матер. по стратиграфии Белоруссии. Минск, 1981. С. 137—151.

2. *Вонсавичюс В.П.* Строение четвертичных отложений юго-западной Прибалтики // Вопросы геологии и палеографии четвертичного периода Литвы: Тр. ЛитНИГРИ. 1967. Вып. 5. С. 85—120.
3. *Геологическая карта четвертичных отложений республик Советской Прибалтики.* Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. — Ленинград: Недра, 1980.
4. *Загородных В.А.* Гляциотектоника Калининградской области // Геоинформатика. 1999. № 1. С. 46—49.
5. *Загородных В.А.* Геохимические аномалии в четвертичных отложениях Западного анклава России // Геоинформатика. 1999. № 2. С. 49—51.
6. *Загородных В.А., Мохов В.В.* Стратиграфическое расчленение плейстоцена Калининградской области // Сб. тез. докл. на Всероссийском совещ. «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». Санкт-Петербург, 1998. С. 26—27.
7. *Кондратене О.* Стратиграфия и палеогеография квартала Литвы по палинологическим (палеоботаническим) данным. — Вильнюс: ACADEMIA, 1996.
8. *Кондратене О.П., Ерюхин В.А.* Новые разрезы бутенайского (лихвинского, гольштейнского) межледникового Калининградской области // Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы: Тр. ЛитНИГРИ. 1974. Вып. 27. С. 123—136.
9. *Решетов В.В.* Самородное золото на Балтийском побережье // Разведка и охрана недр. 1992. № 11. С. 37.
10. *Стратиграфический кодекс.* — С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1992.
11. *Тарвидас Р.И.* Динамика неоплейстоценового ледника на территории Литвы и Калининградской области // Вопросы геологии и палеографии четвертичного периода Литвы: Тр. ЛитНИГРИ. 1967. Вып. 5. С. 161—179.
12. *Шук С.М.* Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. № 4. С. 105—109.
13. *Ruhle E.* Stratigrafia czwartorzędu Polski // Metodyka badan osadow czwartorzędowych. Warszawa, 1973. S. 31—78.
14. *Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-238. Late Pliocene to latest Pleistocene. Late Quaternary Paleogeography and Paleontology // Geological Society of America Memoir. 1976. Vol. 145. P. 449—464.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.84 (571.53)

© В.А.Романов, 2001

Потоки рассеяния и геохимический баланс вещества

В.А.РОМАНОВ (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН)

Геохимическое картирование больших территорий (в т.ч. и Земли в целом) для составления атласа эколого-геохимических карт в последнее десятилетие получило большое развитие [1—3, 5—7, 16]. При этом при проведении таких работ обязательны для опробования такие компоненты окружающей среды, как лито-гидрогеохимические потоки рассеяния (ПР) и почвы (аллювиальные и «остаточные» — реголиты, по работе [16]). Выбор этих компонентов диктовался тем, что при минимальном количестве проб ПР характеризуют большие территории и оперативно реагируют на антропогенную деятельность [12, 14], а почвы, в особенности их верхние горизонты, — своеобразный индикатор техногенного загрязнения, в частности радионуклидами [9]. В связи с этим вопрос перераспределения элементов в процессе неоднократного перемещения и переотложения вещества в зоне гипергенеза потоками рассеяния вызывает, несомненно, интерес. Решить его можно на основе геохимического баланса [4, 15] вещества в денудированных ПР бассейнах, чему и посвящена настоящая работа.

Для проведения расчетов по балансу вещества в каком-либо денудированном бассейне кроме геохимических данных исследователю необходимо иметь и географические параметры по годовому стоку воды и выносу веществ

ва в виде взвесей и волочением по дну (учитывая непрерывно-циклический снос вещества — половодья, паводки и периоды межени, такие расчеты можно проводить только за определенный период времени: в данном случае достаточно одного года). Такие географические данные можно получить или самому исследователю, если при геохимическом опробовании проводить соответствующие замеры, или использовать ранее полученные многолетние (мониторинговые) данные по стационарным пунктам наблюдения за гидрологическим режимом рек. В нашем случае всем необходимым требованиям для проведения балансовых расчетов удовлетворяет бассейн р.Иркут: в его пределах расположены четыре стационарных пункта и имеются геохимические данные по опробованию твердой (взвеси) и жидкой (вода) фаз ПР.

Второй по значимости и немаловажный вопрос: с чем проводить баланс выносимого (расходная часть) ПР вещества, т.е. определить, что является приходной частью баланса. Литогенная основа ПР и почв ни у кого не вызывает сомнения, следовательно баланс нужно проводить с коренными породами, слагающими денудированный ПР бассейна р.Иркут. Однако в процессе выветривания и сноса исходное вещество коренных пород претерпевает такие изменения (если в породах «действуют» кристаллохимиче-

ские свойства элементов, то в зоне гипергенеза в большей степени проявляются их химические свойства), которые на данном этапе исследований невозможно оценить однозначно и корректно. Следовательно, мы должны принять ряд допущений, которые бы позволили провести балансовые расчеты. В нашем случае таким допущением является то, что, сколько вещества поступило из коренного источника в зону гипергенеза, столько и должно быть вынесено потоками рассеяния, т.е. вынос вещества осуществляется по типу идеального. Такой вынос возможен на начальный момент времени.

Для проведения балансовых расчетов нам необходимо определить следующее: 1) объем фактически выносимого ПР вещества (в целом) из бассейна р.Иркут за один год; 2) мощность ежегодного слоя денудации; 3) средние содержания элементов (геохимический состав) в этом слое, т.е. количество элемента, которое должно быть вынесено из рассматриваемого дренируемого бассейна (приходная часть баланса — в нашем случае определяется эмпирически); 4) практически выносимое количество элемента (расходная часть баланса: определяется по данным геохимической съемки по ПР в бассейне р.Иркут); 5) сбалансировать теоретические и полученные практически величины выноса элементов.

Главный фактор миграции химических элементов на поверхности Земли, в данном случае в зоне гипергенеза — жидкая вода. Следовательно, вещество переносится в виде раствора, взвешенного в воде материала и волочением по дну. Иркут — река, на которой расположены, как было отмечено выше, четыре стационарных пункта наблюдения за ее гидрологическим режимом, что позволяет практически определить стока вещества как в растворе, так и в виде взвесей. Таким образом, используя в расчетах эти величины, мы определим сток вещества за один год. Мощность ежегодного слоя денудации определяется по следующей формуле:

$$\Delta h = Q / Sd, \quad (1)$$

где Δh — ежегодный слой денудации, мм; Q — практически определяемый сток вещества, т; S — площадь денудированного бассейна, м²; d — плотность выносимого вещества, т/м³.

Практически по бассейну р.Иркут мы можем определить только вынос вещества в растворе и в виде взвесей, а та часть разрушенного материала коренных пород, которая выносится волочением по дну, может быть определена эмпирически. Рассчитав мощность ежегодного слоя денудации по имеющимся данным, мы вправе предположить, что на такую же величину разрушаются и коренные породы. Однако их плотность значительно выше таковой выносимого вещества и, значит, в зону гипергенеза поступает больше разрушенного материала коренных пород, чем выносится. «Остаток» — это почвы, что не противоречит ландшафтной обстановке бассейна р.Иркут.

Таким образом, проведя расчеты по определению количества вещества, «остающегося» и выносимого за год из бассейна р.Иркут можно, в этом случае, определить и геохимический состав выносимого материала: иначе говоря, количественно оценить вынос каждого отдельно взятого химического элемента. Для этого необходимо знать геохимический состав коренных пород, слагающих бассейн р.Иркут, и занимаемую ими площадь. Последняя определяется по обычным геологическим картам. При отсутствии данных по геохимии коренных пород в пределах исследуемого бассейна можно использовать соответствующий каждой их разновидности кларк.

Средний геохимический состав выносимого из бассейна р.Иркут вещества определяется по следующей формуле:

$$C = (C_{oc}S_{oc} + C_kS_k + C_0S_0) / (S_{oc} + S_k + S_0), \quad (2)$$

где C — среднее содержание элемента (в данном случае, из-за отсутствия геохимических данных, среднекларковая концентрация элемента в исследуемом дренируемом бассейне); C_{oc} , C_k , C_0 — кларк элемента в литологической разновидности коренных пород (oc — основные, k — кислые, o — осадочные); S — площадь, занимаемая соответствующей разновидностью коренных пород. Практически выносимое количество каждого химического элемента определяется по данным количественных анализов проб, полученных в результате геохимической съемки по потокам рассеяния (отбирались пробы воды и транспортируемых ею взвесей).

Количество элементов, участвующих в расчетах, и их оптимальный «набор» определялись, исходя из следующего: какие бы разновидности пород не были бы представлены в бассейне р.Иркут или в каком-либо другом исследуемом бассейне главные их минералы — полевые шпаты (плагиоклазы), слюды, пироксены и амфиболы, а это в основном Ca, Mg, Mn, K и Na; эти элементы составляют более 80% состава растворенных в воде катионов; Ag, Pb, Si и Zn — наиболее распространенные рудные элементы, которые анализируются как в воде, так и во взвешях; мы ставили задачу разработки методики балансовых расчетов, по результатам которой может быть рассчитан баланс любого элемента таблицы Д.И.Менделеева (кроме элементов атмосферы).

Сток вещества из бассейна р.Иркут определяется по следующим формулам:

$$Q_{ж} = SvTp; \quad (3)$$

$$Q_t = R_0T; \quad (4)$$

$$Q_{пр} = Q_{ж} + Q_t, \quad (5)$$

где $Q_{ж}$ — количество вещества, выносимого в растворе водной фазой ПР, т; S — площадь денудированного бассейна, км²; v — модуль стока, л/с с 1 км²; T — 1 год (31,536·10⁶ с); p — масса сухого остатка растворенного в воде вещества, г/л; Q_t — количество вещества, выносимого твердой (взвеси) фазой ПР, т; R_0 — сток вещества в виде взвешенных наносов, кг/с; $Q_{пр}$ — вещество в целом, выносимое ПР, т.

Географические данные по модулям стока, площади бассейна и стока взвесей взяты из работы [11], а результаты расчетов по формулам (3)–(5) приведены в табл. 1.

Из табл.1 следует, что отношение стока вещества во взвешах к стоку в растворе в целом для бассейна р.Иркут составляет 3,5 (539,171/153,946=3,502), что полностью согласуется с данными работы [8]: если в растворе выносится 1,0 вещества, то во взвешах 3,5, а волочением по дну 0,35. Следовательно, общий сток вещества из бассейна р.Иркут составляет 747 034 т (волочение по дну 53 917 т). Исходя из этого, можно предположить, что ежегодный слой денудации будет составлять 0,03155 мм в год (расчет проведен по формуле (1), где плотность принята равной 1,6 т/м³, по работе [10]). Следовательно, объем выносимого вещества будет равен 466 940 м³, а масса разрушенного выветриванием материала коренных пород составит (при d 2,5 т/м³, по работе [13]) 1 167 350 т. Таким образом, разность между количеством разрушенного материала и стоком вещества составит 420 316 т (1 167 350–747 034=420 316). Этот остаток — почвообразующий материал: при средней плотности почв 2 т/м³ [13] в бассейне р.Иркут «прирост» почвенного слоя на начальный момент времени будет составлять 0,0142 мм/год.

Необходимые для расчетов геохимические данные по содержаниям элементов во взвешах и растворе представлены в табл. 2, 3.

Какой-либо единой закономерности в содержаниях элементов в обеих фазах ПР, как следует из табл. 2, 3, не наблюдается для Cu, Na и K; для Ag, Zn и Mg зависимость обратная: если в твердой фазе ПР мы наблюдаем увеличе-

1. Годовой сток вещества из бассейна р.Иркут

Станция	Площадь, км ²	Модуль стока, л/с с 1 км ²	Годовой сток воды, л · 10 ⁹ л	Сток взвесей, кг/с	Масса сухого остатка, мг/л	Сток вещества во взвесах, т	Сток вещества в растворе, т
Монды	1200	10	378,43	1,39	44,4815	43 716,6	16 833,2
Тунка	6560	8	1655,01	7,58	39,5902	238 983,9	65 522,1
Тибельти	11 600	9,9	3621,59	13,40	40,2444	422 593,5	145 749,9
Смоленщина	14 800	9,4	4387,29	17,097	35,0891	539171	153 946

2. Средние содержания элементов в литогеохимическом потоке рассеяния, г/т

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K
Монды	0,027	9,7	17,7	43,3	724	23 800	20 800	52 600	12 600
Тунка	0,025	16,5	21,6	48,5	711	36 100	18 300	78 900	10 900
Тибельти	0,025	15	20,6	48,9	741	31 400	18 500	69 300	11 800
Смоленщина	0,024	14,1	21,7	58,5	800	26 200	18 100	56 100	8900

Примечание: анализы проб выполнены в Институте геохимии им. А.П.Виноградова методом РФА, аналитик Т.Н.Гуничева; пробы воды: химанализ — аналитик Т.Н.Галкина, спектральный количественный анализ сухого остатка — аналитик А.И.Кузнецова.

3. Средние содержания элементов в гидрогеохимическом потоке рассеяния, мкг/л

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K
Монды	0,013	0,187	3,41	22,67	Нет данных	7200	1110	24 530	770
Тунка	0,021	0,204	4,04	20,55	6,18	5730	1090	25 720	1010
Тибельти	0,023	0,210	4,17	20,24	5,63	5030	1130	23 270	980
Смоленщина	0,037	0,208	3,62	17,75	7,86	5204	1214	22 043	941

ние содержания элемента, например для Zn, то в растворе, наоборот, уменьшение; только для Pb, Mn и Ca зависимость прямая — увеличение содержания или их уменьшение синхронно в обеих фазах.

Последовательность расчетов по геохимическому балансу вещества, его приходной и расходной составляющих приведена на примере серебра для стационарного гидрологического пункта Монды. Денудиремая р.Иркут площадь, расположенная выше стационарного гидрологического пункта наблюдения в пос.Монды, сложена на 29,46% породами кислого состава, а на 70,54% — основного. Следовательно, согласно формуле (2), «средневзвешенный» кларк для Ag будет составлять 0,0853 г/т. Общая масса разрушенного вещества коренных пород (принята плотность 2,5 т/м³, см. выше) составит здесь 94 650 т (содержания элементов по результатам анализов даны в %—г/т, следовательно для расчетов удобнее пользоваться массой, а не объемом вещества). В табл. 1 показано, что потоками рассеяния из этого бассейна вынесено материала разрушенных коренных пород: в растворе 6833,2 т, во взвесах 43 716,6 т, волочением по дну 4371,7 т, а в сумме 64 921,5 т. Разность между фактическим сносом вещества и тем веществом, которое поступило из разрушенных коренных пород в зону гипергенеза и должно быть вынесено, составляет 29 728,5 т (94 650–64 921,5=29 728,5). Этот «остаток» — почвы.

Фактические данные мы имеем только по сносу вещества в растворе и во взвесах. Следовательно, из дальнейших расчетов мы должны исключить то количество элементов в веществе, которое остается в почвах и выносится речным потоком волочением по дну. Количество «остающегося» материала в этом случае составит 34 100,2 т.

Количество Ag, поступающего за год в зону гипергенеза из коренных пород, составит 8073,6 г (0,0853 г/т · 94 650 т = 8073,6 г), а «остается» 2908,7 г, следовательно должно быть вынесено 5164,9 г.

Водой (в растворе) за год выносятся 16 833,2 т вещества, а содержания Ag мы получаем из анализа в микрограмм на литр (по сухому остатку), значит мы должны «перевести» их в граммы на тонну сухого остатка. Масса сухого остатка для станции Монды составляет 0,0444815 г (с учетом стока по месяцам, т.к. колебания стока воды по месяцам влияет только, на наш взгляд, на содержания элементов в растворе), а содержание Ag 0,013 мкг/л, или, если мы принимаем массу 1 л воды равным 1 кг, — 0,013 мкг/кг. Следовательно, содержание серебра в тонне сухого остатка будет составлять 0,292 г/т и в растворе его будет вынесено 4919,3 г (0,292 г/т · 16 833,2 т = 4919,3 г). Литогеохимическим потоком рассеяния (во взвесах) серебра выносятся 1180,3 г (0,027 г/т · 43 716,6 т = 1180,3 г), а всего потоками рассеяния (расходная часть баланса) 6099,6 г.

Из этих расчетов следует, что серебра выносятся больше в растворе, чем во взвесах, а его общий вынос превышает «лимит» (сколько должно быть вынесено) в 1,2 раза. Расчеты по остальным элементам и другим станциям проводился аналогично приведенному выше примеру расчетов по серебру, а их результаты показаны в табл. 4—8.

Расчетные содержания элементов по бассейнам, характеризующимся станциями Тунка, Тибельти и Смоленщина близки между собой, т.к. соотношения разновидностей коренных пород, составляющих эти территории, также одинаковы; площадь бассейна р.Иркут выше станции Монды выделяется более высокими содержаниями Cu, Zn, Mn, Mg, Na, Ca, и более низкими Ag, Pb и K (см. табл. 4).

4. Расчет «среднекларкового» содержания элементов в коренных породах, слагающих бассейн р.Иркут, г/т

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K
Монды	0,08530	11,54	76,43	109,4	1587,6	3,339	2,164	5,206	1,569
Тунка	0,08713	13,76	70,45	101,2	1353,2	2,805	1,860	4,494	1,788
Тибельти	0,08611	13,46	70,15	101,7	1375,3	2,845	1,924	4,549	1,785
Смоленщина	0,08665	13,45	70,60	102	1377,8	2,858	1,904	4,565	1,771

Примечание: соотношение пород основного, кислого составов и осадочных по станциям от Монд до Смоленщины составляет соответственно (в %) 70,54—29,46—0; 52,72—25,74—21,54; 54,49—27,79—17,72; 54,62—26,71—18,67.

5. Перерасчет средних содержаний элементов в гидрогеохимическом потоке рассеяния из мкг/л в г/т сухого остатка

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K
Монды	0,292	4,20	76,7	509,7	Нет данных	161 685	24 954	551 465	17 311
Тунка	0,530	5,15	102,05	519,1	156,1	144 733	27 532	649 656	25 511
Тибельти	0,646	5,22	103,62	502,9	139,9	124 986	28 078	578 217	24 351
Смоленщина	1,054	5,93	103,17	505,9	224	148 308	34 598	628 201	26 817

6. Расчет приходной части баланса — теоретического выноса элементов из бассейна р.Иркут, т

Станция	Вещество, т	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K
Монды*	94 650	0,0081	1,092	7,234	10,353	150,263	3161,6	2048,1	4927,3	1485,4
Тунка	517 420	0,0451	7,120	36,297	52,369	700,152	14 513,6	9624	23 252,9	9251,5
Тибельти	914 950	0,0788	12,315	64,184	93,039	1258,29	26 030,3	17 603,6	41 621,1	16 331,9
Смоленщина	1 167 350	0,1012	15,701	82,420	119,032	1608,32	33 362,9	22 226,3	53 289,5	20 673,8
Монды**	34 100,2	0,0029	0,394	2,606	3,730	54,361	1138,7	737,9	1775,2	535,2
Тунка	212 914	0,0186	2,930	14,936	21,549	288,107	5972,2	3960,2	9568,4	3806,9
Тибельти	346 606,6	0,0298	4,665	24,314	35,245	476,67	9861,0	6668,7	15 767,1	6187
Смоленщина	474 233	0,0411	6,378	33,483	48,357	653,38	13 553,6	9029,4	21 648,7	8398,7
Монды***	60 549,8	0,0052	0,699	4,628	6,623	96,126	20 121,9	1310,2	3152,1	950,2
Тунка	304 506	0,0265	4,190	21,361	30,820	412,045	8541,4	5663,8	13 684,5	5444,6
Тибельти	568 343,4	0,0489	7,650	39,869	57,793	781,62	16 169,3	10 934,9	25 854,0	10 144,9
Смоленщина	693 117	0,0601	9,322	48,937	70,676	954,94	19 809,3	13 196,9	31 640,8	12 275,1

*Теоретически всего должно быть вынесено каждого элемента.

**Количество элементов, «остающихся» в почвах и транспортируемых волочением по дну реки.

***Количество элементов, которое должно быть вынесено потоком рассеяния.

7. Расходная часть баланса — фактический вынос элементов потоками рассеяния, т

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K
Монды*	0,00118	0,4241	0,7738	1,8929	31,651	1040,5	909,3	2299,5	550,8
Тунка	0,00597	3,9432	5,1621	11,5907	169,918	8627,3	4373,4	18 855,8	2604,9
Тибельти	0,01056	6,3389	8,7054	20,6648	313,142	13 269,4	7818	29 285,8	4986,6
Смоленщина	0,01294	7,5915	11,7000	31,5415	431,337	14 126,3	9759	30 247,5	4798,6
Монды**	0,00492	0,0707	1,2894	8,5790	—	2724,7	420,1	9282,9	291,4
Тунка	0,03473	0,3374	6,6865	34,0106	10,228	9483,2	1804	42 566,8	1671,6
Тибельти	0,09415	0,7608	15,1026	73,3020	20,390	18 216,7	4195,3	84 275,1	3549,2
Смоленщина	0,16226	0,9129	15,5883	77,8751	34,484	22 831,4	5326,2	96 709	4128,4

*Вынос элементов во взвешях.

**Вынос водой в растворе.

Из табл. 8 видно, что рассматриваемые элементы по «балансу» разделились на следующие группы: Na, Pb, K — близки балансу; Zn, Mg — в 1,5—2 раза превышают теоретически рассчитанную величину сноса, а Mn, Cu выносятся в 2 раза меньше. Особое место занимают Ag и Ca: количество выносимого серебра по станции Монды близко

расчетному (превышает баланс в 1,18 раза), а затем постоянно возрастает от станции к станции (соответственно, в 1,54; 2,14 и 2,92 раза); кальций — в 4 раза и более превышает расчетную (приходную) величину выноса.

Естественно, что проведенные расчеты не могут претендовать на абсолютную точность — очень многие пара-

8. Геохимический баланс вещества в бассейне реки Иркут

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K
Монды	$\frac{6,0956}{5,1648}$	$\frac{494,750}{698,745}$	$\frac{2063,206}{4627,942}$	$\frac{10\,471,969}{6622,815}$	$\frac{—}{96,12}$	$\frac{3765,2}{2021,9}$	$\frac{1329,4}{1310,2}$	$\frac{11\,582}{3152,1}$	$\frac{842,2}{950,3}$
Тунка	$\frac{40,701}{26,532}$	$\frac{4280,7}{4190}$	$\frac{11\,848,6}{21\,361,1}$	$\frac{45\,601,3}{30\,819,7}$	$\frac{180,14}{412,04}$	$\frac{18\,111}{36\,518}$	$\frac{6177,4}{5663,8}$	$\frac{61\,423}{13\,685}$	$\frac{4276,5}{5444,6}$
Тибельти	$\frac{104,719}{48,94}$	$\frac{7099,7}{7649,9}$	$\frac{23\,808}{39\,869,3}$	$\frac{93\,966,8}{57\,793,1}$	$\frac{333,53}{781,62}$	$\frac{31\,486}{16\,169}$	$\frac{12\,013}{10\,935}$	$\frac{113\,561}{25\,854}$	$\frac{8535,8}{10\,145}$
Смоленщина	$\frac{175,199}{60,059}$	$\frac{8504,4}{9322,4}$	$\frac{27\,582,6}{48\,936,8}$	$\frac{109\,417}{70\,675,8}$	$\frac{465,82}{954,94}$	$\frac{36958}{19\,809}$	$\frac{15\,085}{13\,197}$	$\frac{126\,957}{31\,641}$	$\frac{8927,1}{12\,275}$

Примечание: в числителе — фактический вынос (расход), в знаменателе — теоретически должно быть вынесено (приход); количество Ag, Pb, Cu, Zn — в кг, остальных элементов в т.

метры теоретические и из области допущений, что, в принципе, не всегда очевидно, но тем не менее они показали хорошую сбалансированность некоторых элементов. Дисбаланс других элементов может быть обусловлен различными причинами (их объяснение — задача дальнейших исследований), которые могут получить корректное объяснение после детального изучения всех компонентов окружающей среды (включая биоту) в каком-либо речном бассейне, имеющем небольшую площадь; геологическое строение этой площади значения не имеет — опробование коренных пород должно войти в комплекс работ на этой территории.

В заключение сделаем следующие выводы.

1. Предложен вариант расчета геохимического баланса вещества, основанный на геолого-геохимических и географических данных с учетом приходной и расходной его частей: последние в процессе дальнейшего изучения будут дополняться как в приходной (вклад атмосферы, в т.ч. и в результате эолового переноса, и подземного стока и т.д.), так и в расходной (биота, подземный сток и т.д.); показано поведение элементов в динамике (возрастают содержания серебра в растворе и снижаются во взвешях и т.д., см. табл. 2, 3) при их сносе, т.е. в зависимости от денудированной площади.

2. По результатам выноса элементов в твердой фазе ПР и растворе можно определить способность элемента к растворению в ландшафтно-геохимической обстановке бассейна р.Иркут и, как следствие, определить ряд подвижности, который в данном случае следующий (в скобках указан средний по бассейну р.Иркут процент выноса элемента в растворе, среднее по табл. 7): Ag(87)—Zn(76)—Ca(75)—Cu(65)—Mg(61)—K(40)—Na(33)—Pb(11)—Mn(6).

3. До сих пор уровни содержаний элементов в потоке рассеяния не имеют под собой теоретического обоснования, в особенности порообразующих элементов, т.к. метод потоков изначально развивался как геохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых: потоки рассеяния — единственное самостоятельное геологическое образование, которое не имеет кларков (имеется в виду литогеохимический поток рассеяния).

4. Не имея обоснования для уровня содержаний элементов в ПР на основе геохимического баланса, нельзя говорить, на наш взгляд, об уровне техногенной составляющей и аномалиях: последние могут быть ложными [12].

5. Для корректности оценки ежегодного слоя денудации в каком-либо изучаемом речном бассейне пробы компо-

нентов окружающей среды следует отбирать по объему [12], что позволит практически определить их плотность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренков Э.К., Головин А.А., Филатов Е.И. Принципы и возможности многоцелевого геохимического картирования // Разведка и охрана недр. 1994. № 5. С. 28—29.
2. Буренков Э.К., Морозова И.А., Гуляева Н.Г., Головин А.А. Ландшафтная информация в решении задач регионального геохимического картирования // Разведка и охрана недр. 1997. № 6. С. 5—11.
3. Буренков Э.К., Филатов Е.И., Кочетков М.В., Морозов А.Ф. Оценка минерагенического состояния территории России на основе комплексного картографирования // Разведка и охрана недр. 1998. № 3. С. 2—3.
4. Ветров В.А., Кузнецова А.И. Микроэлементы в природных средах региона озера Байкал. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997.
5. Геоэкологическое картографирование // Тез. докл. 4 Всероссийской научно-практической конференции. Т. 1—3. М., 1998.
6. Головин А.А., Морозова И.А., Ачкасов А.И. Многоцелевое геохимическое картирование территории России в масштабе 1:1 000 000 // Разведка и охрана недр. 1996. №3. С. 4—9.
7. Коваль П.В., Белоголова Г.А., Буренков Э.К., Памтура В.Д. Геохимическое картирование и мониторинг природной среды на Байкальском полигоне // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10—11. С. 238—252.
8. Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. — М.: Географгиз, 1952.
9. Медведев В.И., Мясников А.А., Коршунов Л.Г. Радиоэкологическое состояние территории Байкальского региона // Разведка и охрана недр. 1998. № 3. С. 9—12.
10. Овчинников А.А., Карнаухова Г.А. Прибрежные наносы и донные отложения Братского водохранилища. — Новосибирск: Наука, 1985.
11. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Вып. 2. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972.
12. Романов В.А. Потоки рассеяния и их использование при проведении эколого-геохимического картирования // Современные проблемы экологии, природопользования и ресурсосбережения Прибайкалья: Тез. докл. материалов юбилейной конференции. Иркутск, 1998. С. 262—264.
13. Справочник по геохимии / Г.В.Войткевич и др. — М.: Недра, 1990.
14. Соловьев А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.
15. Черногаева Г.М., Петрухин В.А., Громов С.А. Баланс загрязняющих веществ в речных бассейнах некоторых фоновых районов СССР // Мониторинг фоновых загрязнений природных сред. Вып. 6. Л., 1990. С. 171—174.
16. Damley A.G., Bjorklund A., Bolviken B. et. al. A global geochemical database for environmental and resource management: recommendations for international geochemical mapping // Science Report 19, UNESCO, Paris, 1995.

Геодинамические условия проявления позднедевонского магматизма Припятской зоны рифтогенеза

Р.Е.Айзберг (Институт геологических наук НАН Беларуси), В.Н.Бескопыйный (Управление геологоразведочных работ ПО «Беларуснефть»), Т.А.Старчик (Институт геологических наук НАН Беларуси), Т.Х.Цекоева (Управление геологоразведочных работ ПО «Беларуснефть»)

В Припятскую зону рифтогенеза входят в основном Припятский грабен, Северо-Припятское плечо и Брагинско-Лоевская седловина. Грабен и южная часть Северо-Припятского плеча обычно рассматриваются в составе Припятского палеорифтового прогиба. В пределах этой зоны рифтогенеза выявлены верхнедевонские вулканогенные породы, площадь распространения которых очерчивает Припятскую палеовулканическую область — западное звено протяженного (1200 км) вулканического пояса на юго-западе Восточно-Европейского кратона (ВЕК), связанного с формированием в позднем девоне внутриплитного Припятско-Донецкого авлакогена (ПДА). Магматические образования Припятской палеовулканической области занимают площадь около 2000 км², а их суммарная мощность достигает 2—2,3 км.

Основной вклад в изучение магматизма Припятского прогиба внесли В.И.Гоньшакова, В.П.Корзун, А.С.Махнач, Н.В.Веретенников и другие исследователи [3, 7, 8 и др.]. Сравнительный анализ магматических формаций Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов проведен З.М.Ляшкевич [11]. Исследования В.Н.Бескопыйного и Т.Х.Цекоевой вулканогенных пород, вскрытых многочисленными скважинами ПО «Белоруснефть», позволили наметить зональность этих образований в пределах Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины. Е.А.Никитин, Л.В.Штефан и другие сотрудники БелНИГРИ дали наиболее полную характеристику магматических пород диатрем Северо-Припятского плеча [12]. Некоторые геодинамические аспекты проявления позднедевонского магматизма Припятско-Донецкого авлакогена рассмотрены Р.Е.Айзбергом, Р.Г.Гарецким, Т.А.Старчик [2, 14].

Магматические породы Припятского прогиба относятся к щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формации [7]. В настоящее время выявлены два поля развития формации (рис. 1). Основное поле занимает северо-восточную часть Припятского грабена, Брагинско-Лоевскую седловину и прилегающую к ним территорию северного плеча палеорифта. Формация состоит из трех толщ: верхнефранской евлановско-домановичской, нижнефаменской елецкой и верхнефаменской лебедянской. Последняя развита локально на крайнем северо-востоке Брагинско-Лоевской седловины (район дер. Шарпиловка). Толщи сложены эффузивно-пирокластическими породами (лавы, лавобрекчии, туфы) — продуктами извержения вулканов центрального и трещинного типов. Это средние, основные и ультраосновные породы: субщелочные и щелочные трахиты, трахибазальты, нефелиниты, лейцититы, лимбургиты, анкаратрит-пикриты. Кроме собственно вулканических пород, вблизи палеовулканов среди осадочных образований среднего и верхнего девона скважинами вскрыты многочисленные пластовые интрузии (силлы и, возможно, дайки), представленные сиенит-порфирами, порфировыми пикритами, вогезитами, шонкинитами.

Второе поле развития верхнедевонских вулканогенно-магматических образований приурочено к территории Северо-Припятского плеча и зоне его сочленения со Жло-

бинской седловиной. Ранний щелочно-ультраосновной магматизм проявлен здесь в виде диатрем. Геофизическими методами выявлены около 100 аномалий трубчатого типа, 30 из которых уже подтверждены бурением как диатремы с отдельными находками в них мелких кристаллов алмаза [12].

Верхнефранская и нижнефаменская вулканогенные толщи в пределах основного поля развития формации имеют схожее строение и близкие контуры распростране-

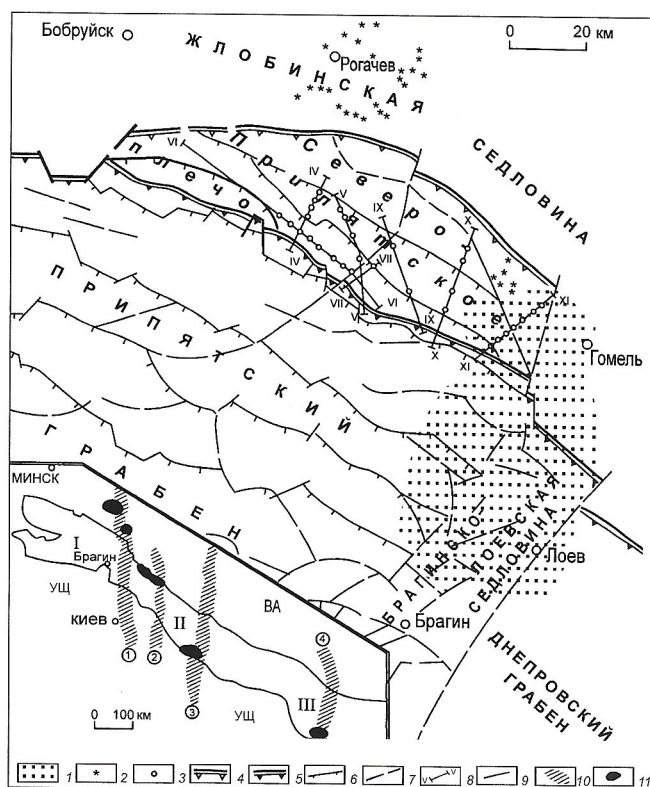


Рис. 1. Схема размещения верхнедевонской вулканогенной формации Припятской зоны рифтогенеза:

1 — область развития верхнефранско-фаменской вулканогенной формации Припятского прогиба; 2 — трубки взрыва, установленные бурением (по данным Н.В.Веретенникова, В.П.Корзуна, Е.А.Никитина и др.); 3 — субвулканические тела, установленные сейсморазведкой (по данным С.В.Клушина и др.); разломы, ограничивающие: 4 — Припятский прогиб, 5 — Припятский и Днепровский грабены, 6 — ступени Припятского прогиба; 7 — прочие разломы; 8 — сейсмические профили; на врезке — схема проявления франского щелочно-ультраосновного магматизма Припятско-Донецкого авлакогена (по З.М.Ляшкевич, 1987; с нашими дополнениями); 9 — краевые глубинные разломы ПДА, 10 — зоны древних допозднепротерозойских поперечных глубинных разломов (цифры в кружках: 1 — Одесский, 2 — Знаменско-Пирятинский, 3 — Криворожский, 4 — Кальмиусско-Айдарский), 11 — поля развития щелочно-ультраосновных пород; тектонические элементы: ВА — Воронежская антеклиз, УЩ — Украинский щит, ПДА — Припятско-Донецкий авлакоген: I — Припятский прогиб, II — Днепровско-Донецкий прогиб, III — Донецкое складчатое сооружение

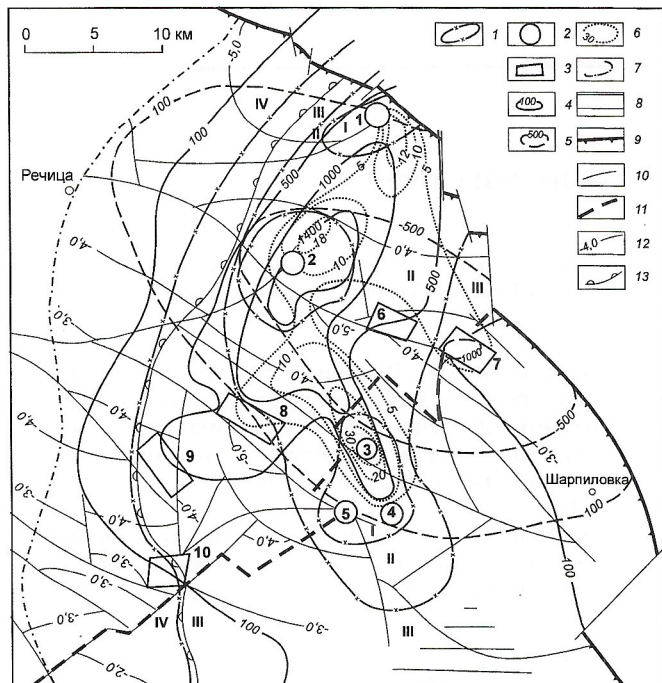


Рис. 2. Распространение вулканогенных образований в эйфельско-франских отложениях Припятской зоны рифтогенеза:

1 — границы литолого-фациальных зон вулканогенных пород (I — жерловая и прижерловая, II — эффузивно-эксплозивная, III — осадочно-вулканогенная, IV — вулканогенно-осадочная); 2 — вулканы центрального типа (1 — Шербовский, 2 — Александровский, 3 — Северо-Михальковский, 4 — Михальковский, 5 — Западно-Михальковский); 3 — вулканы трещинного типа (6 — Борщевский, 7 — Мирный, 8 — Васильевский, 9 — Ветхинский, 10 — Надвинский); изолинии: 4 — суммарной мощности евановско-домановичских (верхнефранских) вулканогенных пород, м, 5 — суммарной мощности интрузивных образований в доевлановских девонских отложениях, м, 6 — равного количества силлов в доевлановских девонских отложениях; 7 — западная граница распространения интрузивных тел; 8 — область распространения франских нерасчлененных вулканогенных пород в Днепровско-Донецком прогибе; разломы: 9 — Северный краевой Припятского и Днепровско-Донецкого грабенов, 10 — прочие; 11 — западная граница Брагинско-Лоевской седловины; 12 — изогипсы основания син-рифтового комплекса (подошвы речичского горизонта франского яруса), км; 13 — восточная граница распространения соляных прослоев в верхнефранской соленосной толще

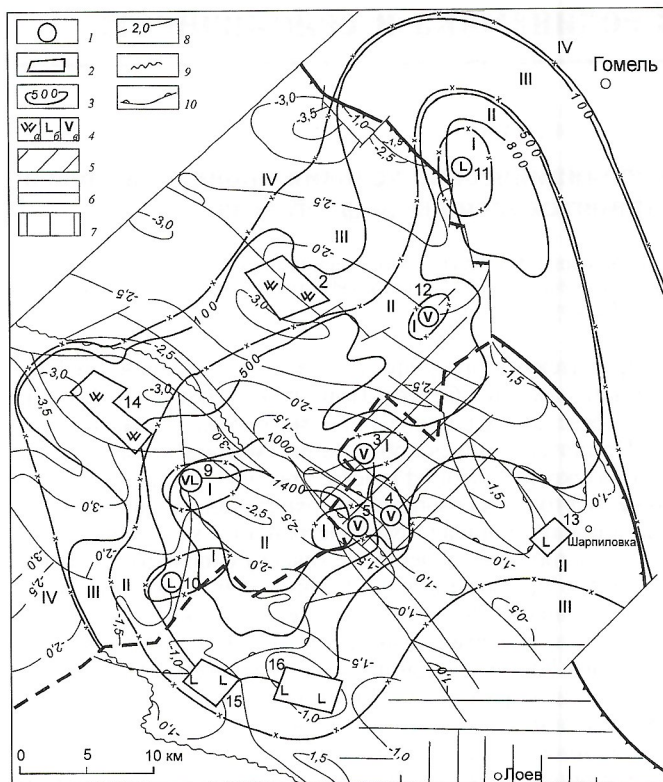


Рис. 3. Распространение нижнефамениских вулканогенных отложений Припятской зоны рифтогенеза:

1 — вулканы центрального типа (9 — Ветхинский, 10 — Надвинский, 11 — Гомельский, 12 — Восточно-Борщевский); 2 — вулканы трещинного типа (2 — Александровский, 13 — Шарпиловский, 14 — Западно-Ветхинский, 15 — Ястребовский, 16 — Лоевский); 3 — изолинии суммарной мощности елехских вулканогенных пород, м; 4 — преобладающий состав вулканогенных пород (а — ультраосновной, б — основной, в — средний); 5 — площадь развития вулканогенных пород задонского горизонта; площади распространения вулканогенных пород в Днепровско-Донецком прогибе: 6 — нерасчлененные верхнедевонские (предполагаемые), 7 — лебедянско-полевские (верхнефамениские); 8 — изогипсы поверхности нижнефамениской межселевой толщи, км; 9 — граница отсутствия нижнефамениской межселевой толщи; 10 — восточная граница развития верхнефамениской соленосной толщи; остальные условные обозн. см. на рис. 2

ния (рис. 2, 3). На основании анализа вулканогенного материала в обеих толщах выделено несколько фациальных зон: жерловая и прижерловая, эффузивно-эксплозивная, осадочно-вулканогенная и вулканогенно-осадочная.

Жерловая и прижерловая зоны сопряжены с вулканами центрального типа; эффузивно-эксплозивная охватывает территорию, примыкающую к вулканам центрального и трещинного типов. Две последние из перечисленных фациальных зон объединяют разрезы, в которых присутствуют прослои вулканогенных и нормально-осадочных пород в разных процентных соотношениях.

В позднефранское время магматическая деятельность была связана с Шербовским, Александровским и тремя вулканами центрального типа в районе Михальковской площади (см. рис. 2). Действовали также вулканы трещинного типа: Борщевский, Васильевский, Мирный, Ветхинский и Надвинский. Продукты извержения этих вулканов преимущественно среднего состава (субщелочные и щелочные трахиты, трахибазальты, сиенит-порфиры) представлены в эксплозивной, эффузивной, жерловой и субвулканической фациях. Лишь в скв. 1 Межинская вскрыт покров нефелинитов, что указывает на возможное присутствие где-то рядом еще одного трещинного вулкана с лавами щелочно-базальтоидного состава.

В раннефамениское время при сохранении фациальных типов проявления и щелочного характера магматизма формировались более разнообразные по составу породы, представленные средними, основными и ультраосновными разностями (см. рис. 3). Продолжали действовать сквозные вулканы центрального типа на Михальковской площади, которые на протяжении двух фаз вулканизма сформировали самые крупные вулканические постройки, периодически возвышавшиеся над уровнем моря. Отмечено перерождение некоторых вулканов центрального типа в трещинные (Александровский) и, наоборот, из трещинных в центральные (Ветхинский, Надвинский). Некоторые вулканы (Шербовский, Борщевский, Васильевский, Мирный) в раннефамениское время уже не возобновляли свою деятельность. Появились новообразованные вулканы трещинного типа: Ястребовский, Лоевский, Западно-Ветхинский и Шарпиловский и центрального типа: Восточно-Борщевский и Гомельский (возможно, сквозной). Следует отметить, что стратиграфическое положение вулканогенной толщи на участке Гомельского вулкана (скв. Центролит 2К) остается неясным. Подошва этой толщи здесь не вскрыта: она залегает под пермско-триасовыми отложениями. В соответствии с представлениями В.П.Корзуна [9], вулканогенные породы скв. Центролит

2К отнесены к нижнефранским образованиям, хотя не исключен их позднефранский возраст.

Пирокластические продукты извержения вулканов центрального типа, распространяясь на десятки километров, формировали толщи и прослои вулканических туфов преимущественно смешанного базальтоидно-трахитового состава. Дальность распространения лавовых потоков от центров излияния, видимо, не превышала 10 км. В зависимости от состава излившихся продуктов выделены зоны развития лейцититовых, нефелинитовых, трахитовых лав, или двух—трех разновидностей с преобладанием одной из них. Лавы гипербазитового состава в объемном отношении уступают названным выше. Они развиты в основном по западной периферии палеовулканической области, где действовали Александровский и Западно-Ветхинский трецинные вулканы, формировавшие потоки лав лимбургитов и анкартит-пикритов. Учитывая гипербазитовый состав туфов в скв. 1 Шарпиловская, не исключена возможность существования подобного вулкана и вблизи этой площади. В целом же, при площадной мозаичности распространения вулканогенных пород разного петрографического состава второй фазы магматизма намечается некоторая закономерность в их размещении. Кроме названного поля развития пород ультраосновного состава на западной периферии палеовулканической области, в ее центральной части более широко развиты породы среднего (трахитового), а по южной периферии — основного (нефелинитового) составов.

Еще одна особенность Припятской палеовулканической области — обилие вскрытых скважинами интрузивных образований, внедренных в осадочные породы в основном доевлановской части разреза девона. По морфологии они отнесены к пластовым интрузиям — силлам. Максимальное число силлов (27) выявлено в разрезе скв. 1 Михальковская. Вертикальная мощность интрузивных тел изменяется от 15 см (скв. 1 Шарпиловская) до десятков метров. Некоторые, возможно, представляют собой тела субвертикальных штоков и даек. Так, максимальная мощность двух интрузий, вскрытых скв. 1 Мирная, составляет 700 и 300 м, а скв. 2 Борщевская — более 380 м. В обоих случаях скважины остановлены бурением в интрузивных породах.

Большинство интрузий залегает в старооскольской (живетский ярус) и ланской (франский ярус) частях разреза, а второй максимум встречаемости приурочен к речичко-воронежской части разреза (франский ярус). Единичные интрузии зафиксированы в витебско-наровских (эйфельский ярус) и саргаевско-семилукских (франский ярус) отложениях. Выявлено плановое совпадение участков с большим числом силлов в разрезах скважин и зоны увеличенной мощности подсолевой эффузивно-туфогенной толщи. Возможно, это косвенное свидетельство синхронности и генетической связи массового внедрения интрузий с франской фазой вулканизма, хотя этот процесс, несомненно, продолжался и в раннем фамене. На это указывает наличие пластовых интрузий среди осадочных пород задонского горизонта, например, в разрезе скв. 2 Лоевская, а также данные сейсморазведки. На территории северного плеча палеорифта на временных сейсмических разрезах зафиксирован разный уровень проникновения интрузий — от верхней части фундамента до фаменских отложений включительно. Вполне вероятно, что объем таких интрузивных вулканогенных тел на верхних уровнях консолидированной коры значительно превышает объем магматических образований, входящих в состав платформенного чехла, как это предполагается для большинства древних и современных континентальных рифтов.

Магматические комплексы в ряду геологических индикаторов геодинамических обстановок — одни из наиболее

информативных. Вулканогенные образования зон внутриконтинентального рифтогенеза, дифференцированные по составу, времени проявления и площади развития, несут важную информацию о стадийности и уровне глубинности тектонических процессов.

Согласно И.И.Абрамовичу [5], общая закономерная изменчивость латеральных и эволюционных рядов магматических формаций дивергентных границ литосферных плит отражает стадийность развития тектоно-магматических структур: от изолированных ультрамафических диатрем через сложно построенные рифтогенные магматические провинции к обширным трапповым полям — «несостоявшимся океанам» и далее к срединным рифтовым хребтам «состоявшихся океанов». Особенности изменения вещественного состава и пространственного размещения магматических формаций Припятско-Донецкого авлакогена позволяют подтвердить достоверность подобной геодинамической схемы [2]. На примере анализа распределения магматических формаций в пределах ПДА и петрохимических особенностей однотипных пород (содержание K_2O и показателя щелочности) было показано, что с востока на запад вглубь ВЕК в позднем девоне затухали процессы, связанные с формированием дивергентных границ плит. Так, в строении крайнего восточного сегмента ПДА принимает участие верхнедевонская трапповая формация низкокальциевых базальтов, развитая на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы. Излияние базальтов здесь связано с проявлением процессов рифтогенеза на плечах ПДА. Низкокальциевые базальты континентов рассматриваются как аналоги толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов [6]. Наличие такой формации свидетельствует о близости восточного окончания ПДА к окраине позднепалеозойского океанского бассейна — центра трехлучевой рифтовой системы, в которой Припятско-Донецкий луч был тупиковым. Западное же окончание этого луча — Припятский сегмент остался (в соответствии с названной выше теоретической схемой И.И.Абрамовича) на стадии развития криптодивергентной границы с полями ультрамафических диатрем и сложно построенной рифтогенной магматической провинцией с щелочной ультраосновной-базальтоидной специализацией.

Химический состав магматических пород, помимо всего прочего, коррелируется с глубинами магнообразования и соответственно структуроформирующих процессов. Те же низкокальциевые толеиты Донбасса — производные примитивных базальтовых магм. В соответствии с представлениями Д.Тёркота и Дж.Шуберта [15], базальты выплавлялись при декомпрессии в условиях низких температур и небольших глубин, определяемых первыми десятками километров. Эти породы — своего рода маркеры контура палеоплюма под зоной континентального рифтогенеза в начальный момент раскола литосферы и «снятия» давления. По положению в латеральном ряду магматитов они стоят ближе всего к центру спрединга. По мере удаления от него поступление магмы, вероятно, будет постепенно происходить из более глубоких уровней с более высокими давлениями, что и отражается в петрохимических характеристиках пород. Происходит закономерное увеличение показателей общей щелочности пород, содержания K_2O , при одновременном обеднении их кремнекислотой.

Крайними значениями перечисленных показателей характеризуются вулканы Припятского прогиба — замыкающее звено латерального ряда, наиболее удаленное от центра спрединга. По мнению В.П.Корзуна [8], это продукты исходной щелочно-ультраосновной магмы, поднимающейся с больших глубин верхней мантии, чем глубины выплавления базальтовых магм, т.е. более 150 км. Очевидно, это свидетельствует о погружении границы магнооб-

разования и «корней» структуроформирующих процессов ПДА в позднем девоне с востока на запад.

Не менее интересна, чем распределение магматитов латерального ряда вдоль затухающей дивергентной зоны ПДА, вертикальная и площадная зональность развития пород Припятской палеовулканической области. Прежде всего, это относится к миграции во времени начальной фазы проявления магматической деятельности в направлении от периферии к центру Припятского прогиба.

К самым древним магматическим образованиям, связанным с началом стадии формирования Припятского палеорифта, отнесены отдельные диатремы, закартированные в зоне сочленения Северо-Припятского плеча со Жлобинской седловиной. Возраст их датируется как раннеречицкий (начало позднефранского времени). Среди поля развития диатрем, расположенного в 60 км южнее зоны сочленения Северо-Припятского плеча и Жлобинской седловины и ближе к Северному краевому разлому, наиболее ранние внедрения отнесены к поздневоронежско-раннеевланскому (средняя фаза позднефранского времени) [10]. В пределах же самого Припятского грабена и Лоевской седловины вулкано-магматическая деятельность началась еще позже — в евлановско-ливенское время (завершение позднего франа).

Такая миграция начальных проявлений магматизма в пространстве и времени вполне согласуется со стадийностью процесса грабенообразования, обусловленного мантийным диапиризмом. Подобная закономерность отмечена на примере строения и развития многих континентальных рифтовых зон и подтверждена результатами кинематического моделирования. На начальных стадиях рифтинга деструкции подвергались обширные площади, значительно превышающие ширину будущего Припятского грабена.

На территории грабена также сохранялась тенденция миграции вулканизма по направлению к центру этой структуры. Максимальная мощность верхнефранских вулканитов (1900 м и более) характерна для ее северной части (район Щербовского, Александровского, Васильевского, Северо-Михальковского вулканов) (см. рис. 2). Поле же с максимальной мощностью нижнефаменских вулканитов (до 1400 м) расположено южнее (район Ветхинского, Надвинского и Михальковской группы вулканов) (см. рис. 3). Граница развития фаменских вулканических построек также проходит значительно южнее, чем франских — в районе Ястребовского и Лоевского (скв. 3) вулканов трещинного типа.

В том же направлении — от северной периферии к центру Припятского палеорифта — намечена некоторая направленность в изменении состава верхнефранских вулканических образований. Среди наиболее ранних (раннеречицких) и удаленных от оси палеорифта диатрем присутствуют трубки взрыва, выполненные ксенотуфобрекчиями щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород. Развитые на Северо-Припятском плече в непосредственной близости к Северному краевому разлому грабена магматические образования евлановско-ливенского возраста (район п. Урицкое и Васильевка) по составу отнесены к субщелочным основным и средним породам. По мнению Н.В.Веретенникова и В.П.Корзуна, по своей природе это не диатремы, а покровы, вулканические купола, другие субвулканические тела. Среди разнообразных по составу вулканитов Припятского грабена и Лоевской седловины преобладают средние разности — трахиты. Таким образом, тенденцию изменения состава пород первой (франской) фазы вулканизма можно рассматривать как поперечный к оси палеорифта своеобразный латеральный ряд. От периферии к центру наблюдается постепенная смена преобладающих разностей пород: ультраосновно-

го—основного—среднего состава. В распределении пород второй (раннефаменской) фазы вулканизма такая выраженная латеральная зональность по составу не отмечена.

Увеличение петрографического разнообразия магматических пород было подчинено нарастанию пространственно-временной деструкции земной коры в Припятской зоне рифтогенеза. В этом ряду закономерен щелочно-ультраосновной состав вулканокластиков, выполняющей наиболее ранние диатремы. Согласно теории зачаточного сдвига [4], короткий процесс раскрытия глубинных трещин отрыва, уходящих на большие расстояния в недра, может сопровождаться взрывообразной вертикальной миграцией подкорового (слабо дифференцированного) вещества с образованием трубок взрыва. В Припятской зоне рифтогенеза по мере формирования все более разветвленной сети разломов — магмовыводящих путей происходила дифференциация исходной щелочно-ультраосновной магмы (родоначальницы всех магматических пород региона) в промежуточных камерах на разных глубинах. Это определило разнообразие пород ультраосновного, основного и среднего составов по всей площади их развития, особенно характерного для второй (раннефаменской) фазы вулканизма.

Магматическая деятельность, связанная с формированием герцинского Припятско-Донецкого авлакогена, имеет тенденцию дискретной приуроченности к участкам его пересечения с древними глубинными разломами. Этот факт отмечен всеми исследователями. Узлы пересечения разновозрастных глубинных разломов в геодинамических обстановках растяжения служили зонами повышенной проницаемости земной коры.

Среди разнообразных магматических формаций, развитых в зоне ПДА, особый интерес представляют проявления раннего щелочно-ультраосновного магматизма. Кроме Припятского прогиба они известны еще в двух местах: на Белоцерковском выступе Днепровско-Донецкого прогиба и в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита [11]. В первом случае этот участок приурочен к месту пересечения Южного краевого разлома ПДА с зоной Криворожского, а во втором — с зоной Кальмиусско-Айдарского глубинных разломов, возможно, допротерозойского заложения.

В Припятском прогибе щелочно-ультраосновная—щелочно-базальтоидная формация развита на площади пересечения зоны динамического влияния Северного краевого разлома с древним субмеридиональным Ядловско-Трактемировским, или Одесским (по А.В.Чекунову) глубинным разломом. Среди поля развития магматических пород на северном плече Припятского прогиба и в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком (покрово-киреевский комплекс) выявлены трубки взрыва, выполненные брекчиями щелочно-ультраосновных пород. Проявления щелочно-ультраосновного магматизма в названных районах совпало с начальной фазой формирования палеорифта. К щелочно-ультрамафитовой формации первого позднефранского этапа вулканизма З.М.Ляшкевич [11] относит также породы, развитые вблизи пересечения Северного краевого разлома Днепровско-Донецкого прогиба с древним Знаменско-Пирятинским разломом (см. рис. 1, врезка).

Характерно, что поля развития пород описываемой формации отмечены не по всей длине отрезков пересечения ПДА с зонами древних глубинных разломов, а концентрируются в определенных узлах. Ранее обращалось внимание на то, что при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена большое значение имело не только рассредоточенное растяжение земной коры, но и раздвижение мегаблоков фундамента с вероятным их горизонтальным разворотом относительно друг друга [16]. Шарни-

рами такого вращения служили выступы в местах пересечения палеорифта с зонами древних глубинных разломов. Подробный анализ строения, развития и реконструкция синрифтовых напряжений Брагинско-Лоевской седловины — зоны сочленения Припятского и Днепровского прогибов подтверждают это предположение [1, 14].

Механизм тектонических деформаций и связанных с ними геологических явлений на участках изломов линейных структур подчинен распределению напряжений, действующих в горизонтальной плоскости при формировании структур поперечного изгиба, или структур штампа. Поле напряжений таких структур разделено на два принципиально разных сектора. Сектор, примыкающий к вогнутой стороне изгиба структуры, характеризуется повышенным всесторонним сжатием, а к выпуклой — продольным растяжением. Очевидно, что участки изломов, попадающие в сектора локального продольного растяжения, в геодинамической обстановке регионального поперечного растяжения палеорифта будут обладать свойствами наиболее высокой проницаемости земной коры, в т.ч. и для магм. Такая ситуация особенно важна на начальных стадиях раскола, когда разветвленная сеть разломов зоны рифтогенеза еще не сформирована. Как видно на схеме (см. рис. 1), именно к таким участкам — выпуклым дугам изломов линейной структуры палеорифта — приурочены очаги проявления раннего щелочного ультрабазитового магматизма.

В Припятском поясе рифтогенеза роль поперечной штамповой структуры играл Брагинский блок фундамента [14]. Тенденция горизонтального перемещения Брагинского штампа с вектором активного усиления, направленного на север, определила дугообразный излом линейной структуры ПДА в этом направлении с левосторонним поворотом Припятского и правосторонним Днепровского звеньев относительно друг друга. Концентры этой дуги совпадают с серией субширотных герцинских разломов, сформировавших структуру Северо-Припятского плеча палеорифта. Участок их пересечения с трассой Одесского трансрегионального разлома закономерно стал узлом разрядки первых избыточных напряжений растяжения с выбросом первых порций глубинного вещества в трубках взрыва.

Синтез данных о позднедевонском магматизме Припятского прогиба и сопредельных участков позволяет сделать вывод, что развитие здесь вулканогенные образования характерны для типичных континентальных рифтовых зон, выделенных И.Рамбергом и П.Морганом [13]. Признаки рифтового магматизма Припятской зоны включают: наличие пород повышенной щелочности, в т.ч. и ультраосновных щелочных; многообразие форм проявления, включающих как взрывной характер вулканических извержений, так и массовые внедрения интрузий в платформенный чехол и на разных уровнях консолидированной коры; миграцию вулканической активности от периферии к осевой части рифта.

Вместе с тем, тектоническая позиция Припятской палеовулканической области на участке затухания криптодивергентной границы Припятско-Донецкого авлакогена отражена неполным набором магматических комплексов-индикаторов геодинамической обстановки внутриконтинентального рифтогенеза. Это касается отсутствия толеитовых базальтов, а также бимодальной вулканической серии, обычно включающей поздние кислые дифференциаты щелочной ассоциации пород.

С ультраосновным—щелочным магматизмом Припятской зоны рифтогенеза связана возможность открытия на территории Беларуси новой алмазоносной провинции

[12]. Предпосылками этому служат находки в отдельных трубках взрыва кристаллов алмаза, а также выявленные по данным аэромагнитной съемки в пределах Северо-Припятского плеча, кроме двух известных участков развития диатрем, еще трех участков с аномалиями трубчатого типа.

Магматическая деятельность повлияла и на формирование залежей нефти в девонских отложениях Припятского бассейна. Прежде всего, это проявилось в образовании ловушек углеводородов, связанных с органогенными постройками атоллового типа в задонском и петриковском горизонтах над вулканическими конусами. На некоторых площадях в таких ловушках открыты залежи нефти. Определенные перспективы связаны также с нетрадиционными ловушками углеводородов, в строении которых могут принимать участие прослои вулканокластики с повышенными емкостными свойствами и (или) покрывки и боковые экраны, сложенные слабопроницаемыми эффузивными и интрузивными породами. Следует отметить еще один аспект связи магматизма с нефтегазоносностью. Внедрение высокотемпературных расплавов и гидротерм могли способствовать повышенной прогретости окружающих осадочных пород и интенсификации процессов нефтеобразования даже на участках с небольшими глубинами залегания нефтегенерирующих горизонтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е., Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю., Старчик Т.А. Геодинамическая модель Припятского палеорифтового бассейна // Геофизический журнал. 1991. Т. 13. № 3. С. 17—29.
2. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Старчик Т.А. Геодинамическая природа вендского и девонского магматизма юга Восточно-Европейского кратона // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Матер. XXXII Тектонического совещ. Т. 1. М., 1999. С. 31—35.
3. Веретенников Н.В., Корзун В.П., Корнейчик А.В. и др. Диатремы Беларуси (петрологическая специализация, перспективы алмазоносности) // Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы. Минск, 1997. С. 101—102.
4. Воронов П.С. Сдвиги и планетарная трещиноватость // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1969. Т. 58. Вып. 2. С. 16—27.
5. Геодинамические реконструкции / И.И.Абрамович, А.И.Бурдэ, В.Д.Вознесенский и др. — Л.: Недра, 1989.
6. Гладких В.С., Гусев Г.С. Низкокальциевые толеиты континентов: геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия // Геотектоника. 1993. № 5. С. 44—60.
7. Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного—щелочно-базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии // Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968. С. 156—168.
8. Корзун В.П. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятского прогиба // Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, 1974. С. 178—183.
9. Корзун В.П. Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г.Гомеля // Докл. АН БССР. 1982. Т. 26. № 9. С. 831—834.
10. Кручек С.А., Обуховская Т.Г. Детальная стратиграфия девонских отложений Жлобинской седловины и сопредельных районов в связи с поисками полезных ископаемых // Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы. Минск, 1997. С. 19—21.
11. Ляшкевич З.М. Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. — Киев: Наукова думка, 1987.
12. Никитин Е.А., Дроздов В.А., Штефан Л.В. и др. Оценка алмазоносности территории Беларуси // Проблемы алмазоносности Беларуси. Минск, 1999. С. 24—33.
13. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // Тектоника. Матер. 27 Междунар. геол. конгресса. Т. 7. М., 1984. С. 78—109.
14. Старчик Т.А. Синрифтовое поле напряжений Брагинско-Лоевской седловины // Докл. НАН Беларуси. 1999. Т. 43. № 6. С. 98—101.
15. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1. — М.: Мир, 1985.
16. Чекунов А.В. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геологический журнал. 1976. № 1. С. 123—127.

Условия локализации, строение и возраст кобальтоносных железомарганцевых корок на подводных горах

В.М.ЮБКО, М.Е.МЕЛЬНИКОВ, Т.И.ЛЫГИНА (ГНЦ «Южморгеология» НИПИокеангеофизика)

Проблема изучения и освоения одного из видов минеральных ресурсов дна Мирового океана — кобальтоносных железомарганцевых корок — на сегодняшний день достигла такого состояния, когда вопрос об их разведке и добыче имеет все основания быть рассмотренным не только в теоретическом, но и практическом аспектах. Современный уровень сведений об этом виде полезных ископаемых океанского дна обеспечен обширными результатами специализированных научно-исследовательских работ, особенно активно проводившихся с конца 70-х годов научными и производственными организациями Франции, Германии, Японии, России и США. Этот уровень позволяет не только охарактеризовать масштабы распространения коркового оруденения в Мировом океане, но и достаточно надежно обосновать критерии прогнозирования и поисков месторождений кобальтоносных корок, а в отдельных случаях предварительно оценить их экономическую значимость.

Первые российские исследования по проблеме кобальтоносных железомарганцевых корок были проведены на отдельных гайотах хр.Маркус-Неккер Центрально-Тихоокеанских гор в 1968 и 1970 гг. в 43 и 48 рейсах НИС «Витязь» Российской Академии наук [2]. В дальнейшем, в процессе более 30 морских экспедиций, осуществлявшихся Академией наук и Министерством природных ресурсов России в различных районах Мирового океана, был получен весьма значительный объем информации о распространенности, условиях залегания, особенностях строения и состава железомарганцевых корок, развитых на подводных горах и поднятиях [1, 3, 4].

К настоящему времени систематизация всей накопленной информации, а также доступного объема опубликованных данных завершена. Анализ и обобщение полученной информации позволили создать многослойную графическую базу данных по кобальтоносным железомарганцевым коркам дна Мирового океана, используемую для дальнейших исследований. По состоянию на текущий момент, база данных содержит сведения о параметрах рудоносности 20 рудных провинций и 64 рудных районов корок, оцененных по результатам их опробования в 2217 точках. Одновременно в базе хранятся в виде цифровых слоев батиметрические, геологические, прогнозно-металлогенические и другие карты, составленные для районов развития рудных объектов различного ранга.

Всего выделены пять рангов таких объектов:

рудные провинции — потенциально рудоносные крупные вулcano-тектонические и сводово-глыбовые поднятия океанского дна, обычно расположенные вдоль границ абиссальных котловин;

рудные районы — фрагменты вулcano-тектонических и сводово-глыбовых поднятий с прямо доказанными перспективами рудоносности коркового типа;

рудные поля — приуроченные к конкретным гайотам скопления кобальтоносных железомарганцевых корок, степень изученности которых допускает оценку их качественных и количественных характеристик;

месторождения — скопления кобальтоносных железомарганцевых корок, запасы и качество руд которых удов-

летворяют требованиям рентабельной эксплуатации на условиях, определяемых МОД ООН;

рудопроявления — предположительно локальные скопления кобальтоносных железомарганцевых корок, установленные на основе прямых единичных наблюдений.

Расположение рудных провинций кобальтоносных железомарганцевых корок в Мировом океане показано на рис. 1. Параметры, содержащиеся в базе данных, приведены ниже. Аналогичная цифровая карта составлена для рудных районов. Для рудных полей КМК и более высоких таксономических единиц такие карты в мировом масштабе пока не могут быть составлены вследствие отрывочности и недостаточности первичных данных, неравномерности изученности различных объектов, зачастую отсутствия данных о методологии и методике исследований.

В то же время, отдельные площади ряда объектов изучены российскими исследованиями достаточно детально, что позволяет создать идеализированную модель рудного поля. Модель составлена для северо-западной приэкваториальной части Тихого океана, в которой локализованы наиболее перспективные кобальтоносные провинции коркового оруденения: Маркус-Неккер, Восточно-Марианская, Микронезийская. Такой выбор района для построения модели обусловлен тем, что этот участок дна — наиболее древнее океаническое образование, корки в его пределах характеризуются наиболее полным разрезом и высокими параметрами оруденения.

Возраст коренного ложа, на котором развиты эти горные системы средне-позднеюрский [7]. Рудные поля приурочены к конкретным горным сооружениям — гайотам и островвершинным горам, которые могут группироваться в вулcano-тектонические массивы или быть отдельно стоящими. Типичный пример для рассмотрения модели рудного поля — отдельно стоящий гайот, подножие которого оконтурено изобатой 5000 м (рис. 2). В контурах этой изобаты основание имеет размеры 120×80 км. Вершинная поверхность расположена на глубинах 1300—1500 м, бровка склона приурочена к отметке 1500 м. Форма вершинного плато в целом повторяет форму основания и имеет размеры в контурах изобаты 1500 м 65×35 км. Гайот осложнен сателлитной постройкой, основание которой оконтурено изобатой 3000 м, а диаметр постройки в этом контуре составляет около 15 км. Общая крутизна склонов на глубинах 1500—3000 м изменяется от 20 до 30°, глубже склоны выполаживаются до уклонов 5—10°. Однако такие уклоны характерны для интегральных поверхностей. В реальности склоны имеют ступенчатый профиль, созданный сочетанием субгоризонтальных или полого наклоненных ступеней и круто падающих уступов.

Оруденение подводных гор в целом концентрически-зональное. Центр зональности — вершинная поверхность. Наиболее часто она покрыта рыхлыми карбонатными плиоцен-четвертичными осадками и в системе оруденения представляет собой безрудную зону. В нашей модели мы выбрали именно такой вариант. Однако возможны случаи, когда вершинное плато свободно от осадков и на всей его поверхности на обнаженных коренных породах

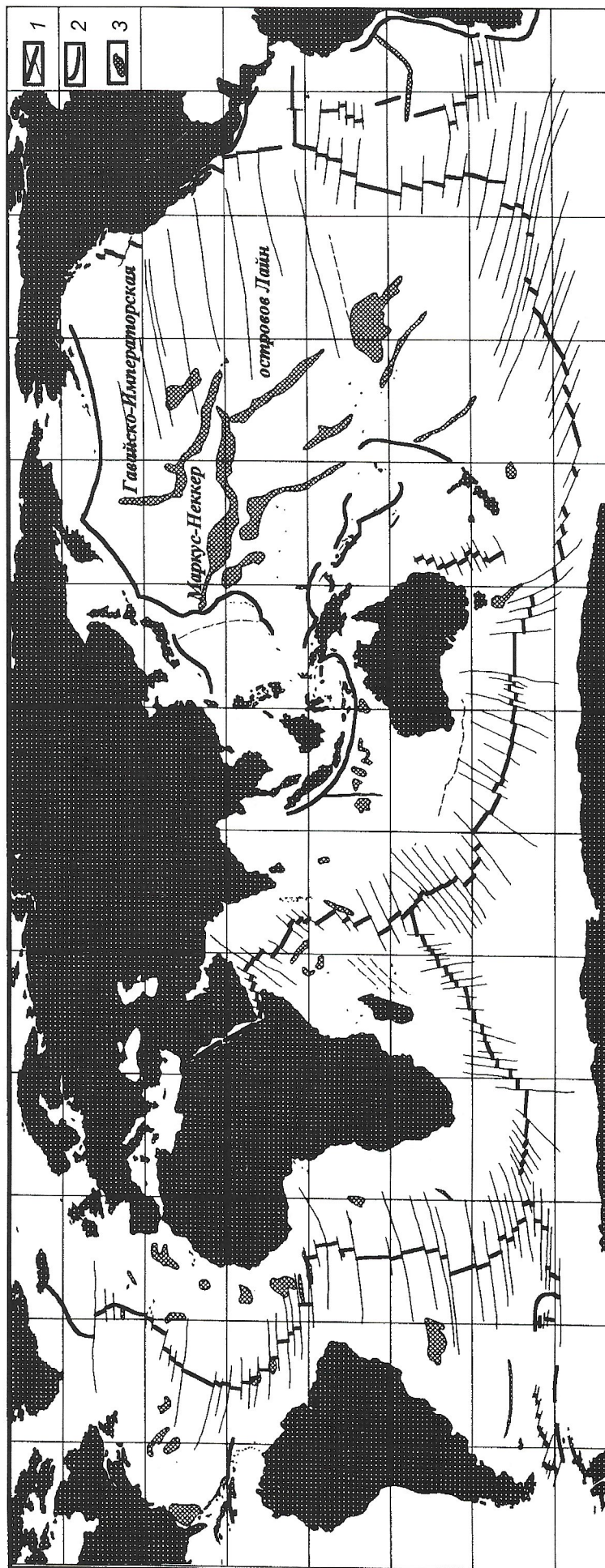


Рис. 1. Провинции кобальто-марганцевых корок Мирового океана:

1 — система СОХ; 2 — глубоководные желоба; 3 — провинции КМК; приведен фрагмент базовой таблицы «Провинции КМК»

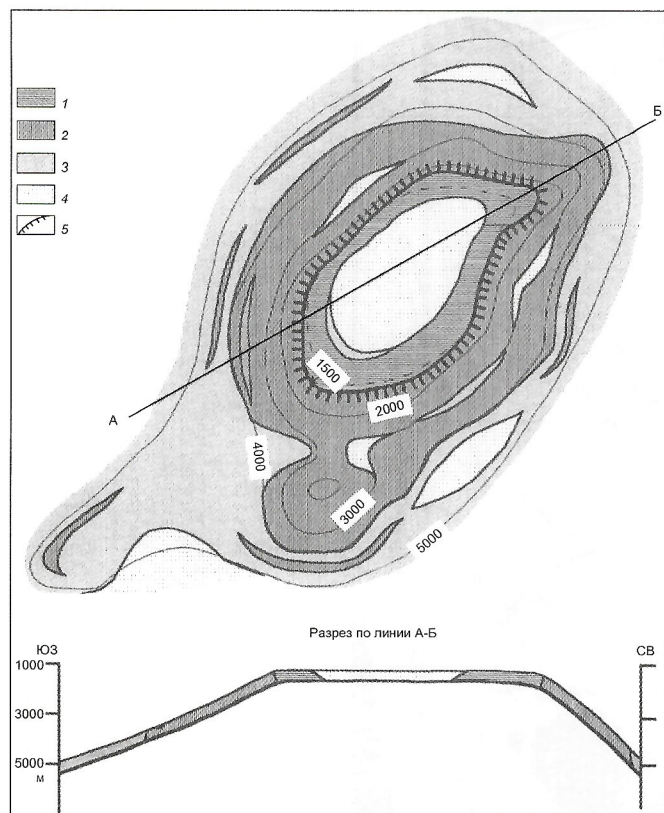


Рис. 2. Модель кобальтоносного марганцевого оруденения подводных гор:

корки фаций: 1 — вершинной, 2 — склоновой; 3 — зоны развития конкреций; 4 — безрудные зоны; 5 — бровка склона

развиты корки. В темных гидродинамических зонах все-таки могут отмечаться небольшие поля осадков, но они не могут быть отождествлены с безрудными зонами, поскольку на них обычно развиты железомарганцевые конкреции размерностью от первых сантиметров до глыбовой. Практически на каждой постройке краевые зоны вершинного плато, полого наклоненные к бровке склона, покрыты конкрециями фракций от 2 до 10 см, массовая концентрация которых не превышает 15 кг/м². Такие поля отражены и на нашей модели (см. рис. 2).

Основная зона развития корок охватывает кольцо склоны и периферические части вершинной поверхности. В этом кольце могут быть выделены две фации оруденения: приуроченная к полого наклонным и субгоризонтальным поверхностям; приуроченная к склонам гайота, средняя крутизна которых составляет 10—30° и более. В первом случае речь идет преимущественно о периферической части вершинного плато. В нашей модели интервал глубин, в которых развита эта фация, составляет 1400—1500 м, понижаясь на отрогах до 1600—1700 м. Уклоны в данной области изменяются от 1,5 до 3°, редко достигая 5°. Для корок такой фации оруденения характерно развитие их сплошных покровов. Обычно они не нарушены либо затронуты деструктивными процессами в самой незначительной степени, что выражено в образовании редких трещин, иногда дроблении на крупные плиты. Зоны первичной дезинтеграции отмечены на участках повышенной расчлененности мезорельефа дна. Корочные покровы этой фации оруденения обычно присыпаны рыхлыми неконсолидированными осадками — теми же, что покрывают центральные части вершинного плато. Степень присыпанности изменяется от 20—80%, на некото-

рых участках может происходить полное погребение корок. С корками этой фации оруденения часто ассоциируют железомарганцевые конкреции различных фракций. Последние могут залегать как на перекрывающих корки осадках, так и непосредственно на корках. Характерная деталь корок субгоризонтальных и полого наклоненных участков — ботриoidalные, каракулевидные поверхности. В реальных условиях данная фация оруденения отмечена не только в пределах вершинного плато. Обычно она прослеживается на гребневых поверхностях отрогов, субгоризонтальных площадках седловин и широких ступенях склонов, если последние свободны от осадков.

Вторая фация оруденения приурочена к верхним и средним частям склонов, характеризующимся наибольшей крутизной. Верхняя граница развития корок данной фации — бровка склона; для представленной модели глубина около 1500 м, нижняя граница — перегиб склона, глубже которого крутизна склонов резко уменьшается (до 5°), что приводит к широкому развитию осадочных покровов и перекрытию возможных поверхностей формирования корок. Чаше всего этот уровень приурочен к глубинам около 3000 м, хотя известны случаи, когда нижняя граница сплошного коркового оруденения опускается до 4000—4500 м или ограничена 2500 м.

Как уже отмечалось, реальные склоны имеют ступенчатый профиль, образованный сочетанием пологих ступеней и крутопадающих уступов. Эта особенность и определяет строение рудного поля в пределах второй фации оруденения. Поле состоит из узких полос, протянувшихся вдоль склона, в пределах которых отмечены различные параметры оруденения либо различные условия локализации корок. Так, изменяются степень присыпанности покровов, степень их дезинтеграции, наличие или отсутствие конкреционных образований. Со ступенями, перекрытыми неконсолидированными осадками, связаны безрудные зоны (см. рис. 2). Протяженность полос с различными условиями локализации многократно превышает их ширину. Они могут протягиваться вдоль одного батиметрического интервала по всему периметру гайота, но чаще охватывают около его трети. Ширина зон может изменяться от первых сотен метров до первых километров.

Корки, приуроченные к наклонным поверхностям, характеризуются сглаженными поверхностями. В то же время их мезорельеф как функция рельефа субстрата может быть в значительной степени расчлененным. В пределах развития второй фации оруденения покровы корок обычно в той или иной степени дезинтегрированы. В верхних частях склонов процесс проявлен в растрескивании покровов, образовании крупных плит. Ниже отмечается средняя степень дезинтеграции, что выражено в смещении образовавшихся плит, т.е. их отслоении от субстрата, последовательное дробление. В нижней части развития этой фации оруденения нередко отмечаются участки максимально дезинтегрированных корок. В таких случаях наибольшие размеры обломков корок не превышают первых десятков сантиметров по наибольшей оси. Обломки перемешаны с конкрециями, фрагментами субстрата, донными осадками. Фактически эти образования представляют собой акваколлювиальные осыпи.

Степень присыпанности осадками контролируется уклонами поверхностей; на крутых участках она минимальна, на ступенях может быть значительна. Здесь большую роль играет и придонная гидродинамика. В застойных зонах на пологих поверхностях корки могут полностью перекрываться осадками, при высокой гидродинамической активности субгоризонтальные ступени свободны от осадков. Конкреционные образования ассоциируют с корками на пологих ступенях.

Система	Отдел	Ярус	Индекс		Возраст, млн. лет	Мощность, см	Характеристика
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	N ₂ -Q	III	2,0	2,0	Плиоцен-четвертичный. Слой III. Массивный облик, цвет черный с бурым оттенком, текстура столбчатая
				II	5,0 6,0	3,5	Миоцен. Слой II. Пористый слой, пестроокрашен, текстура радиально-столбчатая. Заполнение интерстиций -неполное. Материал заполнения - глинистый, карбонатно-глинистый
				I-2	15,0		
Палеогеновая	Эоцен	Верхний	P ₂ ²³	I-2	24,6 38,0	3,5	Средний-верхний эоцен. Слой I-2. Слой пятнистого облика, пестроокрашен, текстура гиганто-столбчатая. Рудный материал - иссиня-черный. Фосфатный материал заполнения интерстиций - серо-бежевый
				I-1	48,0 50,0		
	Палеоцен	Верхний	P ₁ ² -P ₂ ¹	I-1	53(?)		Верхний палеоцен - нижний эоцен. Слой I-1. Облик слоя антрацитовидный, цвет иссиня-черный, текстура тонко-слоистая. Высокое содержание бежевых фосфатных прожилков - межслоевых и секущих
				R _b	?	До 8,0	Верхний палеоцен (?). Реликтовый слой. Пестро-окрашенный слой. Рудный материал - интенсивно черный. Текстура - мозаично-блоковая. Многочисленные фосфатные включения, прожилки, линзы серо-бежевого цвета
Меловая	Верхний	Маастрихт	K ₂ km-m	R _a	60,0 65,0	3,0	Верхний мел. Кампан-маастрихт. Реликтовый слой. Пестро-окрашенный слой. Рудный материал -интенсивно черный. Текстура - мозаично-блоковая. Фосфатные включения, прожилки, линзы серо-бежевого цвета

Рис. 3. Разрез корок Магеллановых гор и поднятия Маркус-Уэйк

В пределах данной фации оруденения отмечена высокая изменчивость мощностей корок. Работами с подводных аппаратов было выявлено, что мощность корок максимальна на полого наклоненных и субгоризонтальных ступенях, на крутопадающих поверхностях она не велика [3]. Не исключено, что при достижении вполне адекватных представлений о рельефе дна рудные залежи распадутся на серии горизонтальных поверхностей, расположенных на различных уровнях, покрытых наиболее мощными корками, разделенных крутопадающими уступами, практически свободными от оруденения. Такое предположение однако требует подтверждения при более детальных работах.

Ниже описанной зоны некоторые исследователи выделяют фацию оруденения пьедестала, приуроченную к резко выположенным поверхностям нижних склонов горного сооружения. Здесь преобладают конкреции фракций от 2 до 12 см. Однако на встречающихся выступах фундамента

отмечены участки развития корок (см. рис. 2). Граница между фациями оруденения пьедестала и относительно крутых склонов, с одной стороны, имеет плавающую глубину, с другой, постепенную. В нижней части фации склонов на отдельных ступенях встречены тела конкреций, в верхней части фации пьедестала часты выходы корок. К зонам наиболее интенсивной склоновой аккумуляции приурочены безрудные участки.

Мощности (толщины) корок изменяются в широких диапазонах — от первых миллиметров до 15 см, в единичных случаях установлены мощности корок до 24 см. Зоны развития корок мощностью менее 1 см обычно рассматривают как безрудные. По имеющимся оценкам, промышленный интерес в настоящее время представляют корки со средней мощностью не менее 4 см [6]. Строгих закономерностей в распределении мощностей корок не установлено. Существуют лишь некоторые тенденции, среди которых

можно отметить следующие: наиболее мощные корки отмечены в фации субгоризонтальных и полого наклоненных поверхностей, менее мощные — на отдельных выходах в пределах фации пьедестала; в фации склонов, как отмечалось, субгоризонтальные ступени покрыты мощными корками, крутопадающие уступы — маломощными.

Соотнося мощности корок с абсолютными глубинами дна, можно отметить лишь, что корки на глубинах менее 2500 м более мощные, чем глубже этой отметки. Зависимости мощности корок от субстрата не существует — мощные корки растут на тех субстратах, которые обнажены в наиболее благоприятных условиях. В то же время существуют лимитирующие параметры, в частности степень литификации субстрата и его возраст. Чем старше субстрат, тем больше вероятность обнаружения на нем мощных корок. Чем ниже степень литификации субстрата, тем менее мощные корки на нем развиты. Наконец, важная закономерность — приуроченность мощных корок к выступам рельефа дна. В первую очередь это относится к гребням отрогов, а также осложняющим поверхность донного рельефа положительным мезоформам.

Параметры оруденения контролируются характером строения и составом корок. Текстура корок слоистая. Сводный разрез корок для выбранной модели характерен для обширного региона северо-западной приэкваториальной части Тихого океана. Каждый слой имеет устойчивые текстурно-структурные, вещественные и возрастные признаки (рис. 3). В основании разреза залегает слой I—1 антрацитовидного облика — в сколе обладает интенсивно-черным цветом, алмазным блеском, раковистым изломом, часто слоистой отдельностью. В срезе цвет металлически-серый, блеск полуметаллический. Текстура слоя тонкослоистая. Характерная особенность — наличие многочисленных межслоевых и секущих фосфатных прожилков, мощностью от долей до первых миллиметров. Типичный минеральный состав представлен ассоциацией вернадита, ферроксигита и апатита. Для химического состава характерны повышенные концентрации фосфора и кальция и пониженные за счет разубоживания фосфатным материалом содержания полезных компонентов. По данным видового анализа кокколитофорид, возраст слоя датируется поздним палеоценом—ранним эоценом (здесь и далее датировки возраста слоев приведены по определениям, выполненным И.А.Пуляевой).

Выше по разрезу залегает слой I—2, отличающийся от предыдущего текстурно-структурными характеристиками. Интерстиции между крупными столбцами гидроксидов марганца и железа заполнены фосфатным материалом. Минеральный и химический составы сходны с нижележащим слоем. Возраст слоя датирован средним—поздним эоценом. Для слоев I—1 и I—2 в целом характерна высокая степень преобразования вещества.

Слой II перекрывает нижележащие слои с резким контактом. Обладает радиально-столбчатым строением рудного вещества. Крупные поры между столбцами частично заполнены нерудным компонентом. Это обуславливает низкую плотность, высокую пористость и влажность вещества слоя. В минеральном составе преобладают вернадит, ферроксигит и комплекс эдафогенных и аутигенных минералов. Для химического состава характерно резкое снижение содержания фосфатов и высокие концентрации полезных компонентов. Возраст слоя определен как миоценовый.

Венчает разрез слой III. С подстилающим слоем он может иметь как постепенные, так и резкие контакты. Слой массивного облика, буровато-черного цвета. Строение чаще всего радиально-столбчатое, возможны и тонкослоистые разновидности. Основная минеральная ассоциация

вернадит—ферроксигит—кварц. Химический состав характеризуется максимальными концентрациями полезных компонентов, в первую очередь марганца и кобальта, а также повышенной железистостью. Возраст слоя плиоцен—четвертичный.

Часто корки обладают неполным разрезом, из которого могут выпадать те или иные слои. При этом возможны как локальные, так и региональные вариации. Например, на поднятии Маркус-Уэйк в корках практически не развит слой I—2 [5]. Сокращение разреза приводит и к сокращению мощности, что имеет ряд последствий для параметров оруденения. Так, сокращение нижней фосфатизированной части разреза в корках поднятий Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик приводит как к уменьшению средней мощности корок, так и повышению в них средних содержаний полезных компонентов в сравнении с корками Магеллановых гор. В редких случаях в основании разреза отмечены реликты древних корок от позднемиоценового до позднепалеоценового возраста, обладающие определенными отличиями от современных в строении и составе (см. рис. 3). Рассматривая распределение полезных компонентов, следует отметить их наибольшую концентрацию в корках фации полого наклоненных и субгоризонтальных поверхностей. В то же время на склонах в локальных ареалах также могут отмечаться высокие содержания марганца и никеля. Существование строгих закономерностей распределения металлов с глубиной, неоднократно предполагавшееся на ранних стадиях исследований, с накоплением массива данных не подтверждается.

Несмотря на то, что при обсуждении проблемы происхождения кобальтоносных марганцевых корок большинство исследователей придерживается гипотезы гидrogenно-седиментационного их происхождения, по-прежнему остается не решенным ряд ключевых вопросов генезиса этого своеобразного типа железомарганцевых руд. В первую очередь речь идет о необходимости объяснения резких различий параметров абсолютных количеств основных рудных компонентов, особенно марганца и кобальта, реально содержащихся в корках, с одной стороны, и оцениваемых на основе балансных расчетов, с другой. По нашим оценкам, количество материала из этого источника может обеспечить лишь 10—15% суммарной массы указанных компонентов. Второй важный вопрос рассматриваемой проблемы заключается в определении причин и условий обогащения рудных фаз корок кобальтом. В российских исследованиях эти направления исследований по состоянию на текущий момент определены в качестве приоритетных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гайоты* Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г.Волохин, М.Е.Мельников, Э.Л.Школьник и др. — М.: Наука, 1995.
2. *Железомарганцевые конкреции* Тихого океана / Под ред. П.Л.Безрукова. — М.: Наука, 1976.
3. *Железомарганцевые корки и конкреции* подводных гор Тихого океана / Ю.А.Богданов, О.Г.Сорохтин, Л.Б.Зоненшайн и др. — М.: Наука, 1990.
4. *Кобальтоносные железомарганцевые корки океана* / С.И.Андреев, Б.Г.Ванштейн, Л.И.Аникеева и др. // *Морская геология и геофизика*. М., 1988.
5. *Мельников М.Е., Пуляева И.А.* Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // *Тихоокеанская геология*. 1994. № 4. С. 13—27.
6. *Технико-экономические соображения (ТЭС)* о целесообразности постановки поисково-разведочных работ на кобальтомарганцевые корки в пределах поля Магеллановых гор (с проектом оценочных кондиций) / Руков. И.Ф.Глумов, И.М.Мирчинк. — Петропавловск-Камчатский, 1994.
7. *Lancelot Y., Larson R.L. et al.* Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial reports, 1990. TX. Vol. 129.

Закономерности развития гидродинамических процессов в зоне активного водообмена Апшеронской природно-техногенной системы

А.Б.АЛЕКПЕРОВ (Государственный комитет Азербайджанской республики по геологии и минеральным ресурсам)

Разбросанность в природно-техногенных системах источников питания подземных вод, их количественная и качественная изменчивость во времени обуславливают разную степень обводненности отложений, условий формирования и движения, большую пестроту минерализации, химического состава подземных вод и высокую динамичность всей совокупности гидродинамических и гидрохимических показателей во времени и пространстве.

Сложившееся состояние природно-техногенных систем требует рассматривать гидрогеологические процессы, протекающие в них, с позиций системного анализа. Под системой в данном случае понимается единая совокупность элементов и факторов, характеризующихся определенной внутренней структурой и находящихся во взаимодействии между собой и внешней средой. Тогда конкретные формы залегания водоносных горизонтов и виды движения в них подземных вод можно рассматривать как бесчисленное множество гидрогеологических систем, имеющих разный уровень и значимость в зависимости от тех позиций, с которых изучаются формирование ресурсов, качество подземных вод и закономерности их движения в земной коре.

По И.К.Гавич, как гидрогеологические системы разного уровня могут выступать водоносный слой, пласт, горизонт, комплекс, гидрогеологический бассейн и т.д. Водоносный пласт или горизонт — это гидрогеологическая система высокого уровня, крупные гидрогеологические бассейны — системы низкого уровня. В первых основные элементы — поры и трещины, во вторых — водоносные комплексы или гидрогеологические этажи, определенным образом взаимодействующие между собой.

Апшеронский полуостров трудно подчиняется общепринятым гидрогеологическим закономерностям. Не умаляя отрицательного значения отсутствия поверхностных вод, скудности атмосферных осадков, высокой испаряемости, преобладания в геологическом разрезе глинистых пород, низкой водопроницаемости отложений, высокой засоленности пород, следует отметить, что основные осложняющие гидрогеологические условия, факторы — невыдержанность в разрезе и плане коллекторских пород, их весьма изменчивый литологический состав (рис. 1), наличие на полуострове большого количества замкнутых синклиналией и мульд, представляющих собой мелкие бассейны подземных вод. Это обстоятельство, при очень пестрой геологической стратификации и возросшей роли искусственных факторов формирования подземных вод осложняет определение структуры гидрогеологической стратификации, выделение водоносных горизонтов.

В связи с этим сложнейшая задача — определение граничных условий водоносного комплекса, в пределах которого взаимодействуют всевозможные факторы природно-техногенной системы. Анализируя геологические, геоморфологические, гидрогеологические условия, в частности, гидродинамические особенности территории и взвешивая разные варианты, с учетом опыта подхода к аналогичным вопросам разных исследователей, мы пришли к выводу в качестве такового принимать не конкретный водоносный горизонт или комплекс, такой как грунтовый или напорный, а зону активного водообмена. Допускает-

ся, что при выделении зоны активного водообмена присутствует определенный элемент условности.

В качестве подошвы зоны активного водообмена приняты в основном глины с относительно лучшей выдержанностью в плане и разрезе. Один из основных критериев при выделении зоны активного водообмена, наряду с литологическим строением толщи, — фильтрационные свойства отложений. При существенно меньшем коэффициенте фильтрации нижележащего слоя он был принят условно в качестве подошвы зоны активного водообмена, несмотря на то, что это песчаник или плотный известняк. При вертикальной фильтрации скорость подземного потока изменяется в зависимости от водопроницаемости отдельных слоев или отложений. При встрече на пути слоев с меньшими водопроницаемостями дальнейшее движение потока затрудняется. В этом случае либо усиливается горизонтальное движение потока, либо подземные воды поднимаются к поверхности земли. Невыдержанность отложений в плане, что свойственно Апшеронскому полуострову, не способствует горизонтальной разгрузке подземного потока, вследствие чего превалирует вертикальное движение в зоне активного водообмена. Ниже этой зоны водообмен затруднен. Известно, что глубокозалегающие напорные воды на Апшеронском полуострове высокоминерализованы. Именно вследствие затрудненного вертикального движения ниже зоны активного водообмена воды не могут легко мигрировать в эту зону, в результате чего подземные воды, распространенные в зоне активного водообмена, более или менее пригодны для использования на разные нужды.

Максимальная глубина залегания подошвы зоны активного водообмена соответствует Восточному Апшерону в пределах Бина-Гоусанской мульды. На полосе шириной 1—3,3 км, протянувшейся с юга пос.Маштага до моря, в районе между пос.Гоусаны и Тюркяны глубина залегания подошвы более 60 м. Такую же глубину залегания имеет подошва зоны активного водообмена в пределах Нардаран-Бильгинского плато в районе пос.Загульба, Бузовна, Мардакян, Шувелян. По мере удаления от названной территории Бина-Гоусанской мульды глубина залегания подошвы резко уменьшается. Следовательно, уменьшается мощность зоны активного водообмена. На большей части глубина 20—30 м. В районе Калинского поднятия она не превышает 10 м (рис. 2).

В пределах Западного Апшерона мощность зоны активного водообмена не превышает 20 м, а на значительной части она составляет 4—10 м. В районе Новханских дач глубина залегания подошвы 20—30 м. В Бакинской мульде наблюдается закономерное уменьшение глубины залегания подошвы зоны активного водообмена от нагорной части к морю. В пределах Кишлинского плато она составляет более 40 м. Максимальная мощность зоны в Бакинской мульде наблюдается в районе Патамдарского плато 60—80 м. В районе 1—5 микрорайонов наименьшая глубина залегания подошвы (10 м). Если рассматривать зону активного водообмена в трехмерной системе, то следует отметить, что нижняя граница зоны, т.е. ее подошва, постоянна, а верхняя граница, т.е. кровля, так же как и плано-

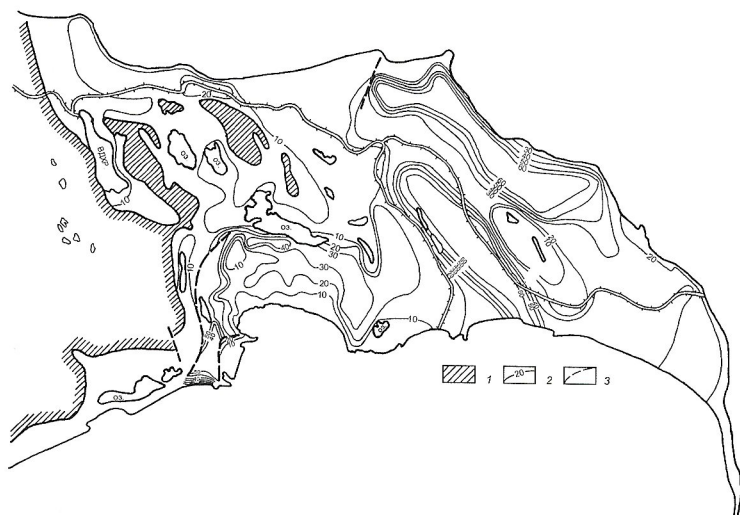


Рис. 2. Схема глубин залегания подошвы зоны активного водообмена:

1 — площади спорадического распространения подземных вод; 2 — изолинии глубин залегания подошвы, м; 3 — обрывы

вые границы динамична, и в условиях Апшерона в основном в сторону увеличения и расширения.

Изучив и проанализировав большой материал исследований по наблюдениям за уровнем, напором и дебитом подземных вод, считаем целесообразным характеризовать выявленные закономерности развития гидродинамических процессов в природно-техногенной системе Апшеронской агломерации путем классифицирования процесса водообмена. Основу классификации, выполненной нами, составляет доминирующее влияние того или иного фактора или сочетания факторов в установлении тенденций изменения гидродинамических и гидрохимических процессов.

На значительной части территории полуострова, где господствует хозяйственная деятельность человека, подчинившая себе условия формирования, распространения, транзита и разгрузки подземных вод естественный ход гидродинамических и гидрохимических процессов нарушен. Ненарушенными эти процессы остались лишь в западной части полуострова, на площадях спорадического их распространения. Гидродинамические и гидрохимические процессы, происходящие в прибрежной полосе полуострова, считаем правильным отнести к слабо нарушенным, имея в виду, что поток подземных вод, сформировавшийся на территории полуострова под влиянием искусственных факторов, в прибрежной полосе полностью подчиняется господствующему влиянию моря.

Закономерности развития гидродинамических процессов в сложившейся природно-техногенной системе довольно разнообразны, что обусловлено таким же разнообразием факторов воздействия. Поэтому выявленные закономерности приведены по выделенным районам — основным таксономическим единицам классификации, основу которой составляют доминирующие факторы. При этом не следует забывать, что на каждый конкретный район, помимо доминанта, также влияет комплекс второстепенных факторов. Мы старались для упрощения картины дать районам конкретные простые названия. Если это не удавалось, т.е. трудно было выделить фактор доминант, тогда пользовались двойными названиями (таблица).

Выполненное нами районирование территории полуострова по условиям водообмена позволяет более наглядно представить процесс формирования, разгрузки и накопления подземных вод. Это районирование как бы резюмирует результаты гидродинамических процессов. Следует отметить, что элементы водообмена разделены на три части: элементы питания подземных вод; элементы разгрузки подземных вод; аккумуляция или сработка запасов подземных вод. В элементы питания входят инфильтрация

атмосферных осадков и конденсационной влаги, поливных вод, утечек из оросительных систем, городских коммуникационных систем, объединенных в нашей классификации под названием «инфильтрация», приток подземных вод на рассматриваемую территорию из сопредельной территории.

Элементы разгрузки включают инфильтрацию подземных вод и их транспирацию растениями, объединенные под названием «испарение», отток подземных вод за пределы рассматриваемой территории, добычу подземных вод скважинами, колодцами, другими дренажными сооружениями, их поступление в тоннель метро, объединенные под названием «добыча». Под аккумуляцией подземных вод в данной классификации понимается процесс пополнения их запасов, повышение уровня, под сработкой — процесс уменьшения запасов, снижения уровня.

Инфильтрационный испарительный вид водообмена установился на тех же площадях на Западном Апшероне, где гидродинамические процессы находятся под влиянием климата. Особенность этого вида водообмена заключается в том, что инфильтрующиеся в водосодержащие породы воды практически полностью расходуются на испарение. Гидродинамический режим на этих площадях стабильный.

Приливный вид водообмена занимает прибрежную полосу, где происходят сложные гидродинамические процессы. Здесь встречаются поток подземных вод, сформировавшийся на территории полуострова, и наступающие вследствие подъема уровня морской воды. Здесь так же как и на других территориях существует фактор инфильтрации атмосферных осадков, конденсационной влаги, всевозможных потерь и утечек из водохозяйственных систем. Подземные воды на полосе расходуются при испарении и добыче скважинами и колодцами. Следует отметить, что с наступлением морских вод увеличивается минерализация, ухудшается химический состав и так не отличающихся хорошим качеством подземных вод, в связи с чем заметно уменьшается количество добываемой воды. В результате поступления на ограниченную узкую полосу большого количества поверхностных и подземных вод и невозможности компенсации поступления расходованием, водообмен затрудняется, подземные воды ввиду появления на пути их движения непреодолимого барьера, не могут разгрузиться, и их уровни стремятся к подъему. С 1998 г. в связи с некоторой стабилизацией и понижением уровня Каспийского моря уровни подземных вод в прибрежной полосе не стремятся к подъему.

Инфильтрационный стоковый водообмен характерен для участков с глубоким залеганием уровня подземных вод либо с большим уклоном подземного стока. Установился он на большей части Бакинской муьды, на площадях между с. Гала-Тюркян, Нардаран-Бузовна. Инфильтровавшиеся на территориях подземные воды удаляются главным образом путем стока за пределы. Из-за их глубокого залегания роль испарения в водообмене несравненно мала.

На участке между Джейранбатанским водохранилищем и Кюрдаханинскими озерами, в районе спорадического распространения подземных вод и предгорной полосе на юго-западе установился инфильтрационный испарительно-стоковый водообмен, характеризующийся равным расхо-

Условия процесса	Район—вид процесса	Элементы процесса	Тенденция гидродинамических процессов
Ненарушенные, естественные	Инфильтрационно-испарительный	Инфильтрация Испарение	Стабильная
Слабонарушенные	Приливный	Подземный приток из сопредельной территории Подземный и поверхностный приток с моря Инфильтрация Испарение Добыча	Подъем уровня
Нарушенные	Инфильтрационный стоковый	Инфильтрация Сток за пределы Добыча	Относительно стабильная
	Инфильтрационный испарительно-стоковый	Инфильтрация Испарение Сток за пределы	Относительно стабильная
	Инфильтрационный аккумулятивный испарительно-стоковый	Инфильтрация Приток из сопредельной территории Аккумуляция Сток за пределы Испарение Добыча	Интенсивный подъем уровня
	Инфильтрационный испарительный аккумулятивный	Инфильтрация Приток из сопредельной территории Испарение Сток за пределы Аккумуляция	Подъем уровня, подтопление
	Стоковый инфильтрационный снижающийся	Добыча Сток за пределы Инфильтрация Приток из сопредельных территорий	Сезонные снижения уровня

дованием инфильтровавшейся воды на испарение и оттоком за пределы участка. Гидродинамический режим подземных вод относительно стабильный, существенным изменениям не подвергается.

Инфильтрационный аккумулятивный испарительно-стоковый вид водообмена свойственен тем участкам Бина-Гоусанской мульды, где уровни характеризуются глубиной залегания 1–3 м, участку на востоке ниже Апшеронского магистрального канала, северо-восточнее Джейранбатанского водохранилища. Особенность этого вида водообмена заключается в том, что испарение и отток подземных вод за пределы участков уступают инфильтрации и притоку из сопредельных территорий, вследствие чего гидродинамический режим характеризуется интенсивным повышением уровня подземных вод, пополнением их запасов. Процесс аккумуляции превосходит разгрузку путем испарения и оттока за пределы. На подтопленных территориях водообмен инфильтрационный испарительный аккумулятивный. На площадях, где уровни подземных вод находятся на глубине до 1 м, инфильтрующиеся воды усиленно испаряются, и процесс пополнения запасов отходит на второй план, а отток за пределы вообще не играет заметной роли в процессе водообмена.

На Нардаран-Бильгинском плато, в Бузовна-Мардакян-Шувелянской зоне, где вид водообмена определяется нами как стоковый инфильтрационный снижающийся, добыча подземных вод по интенсивности взаимодействия на гидродинамический режим превосходит фактор формирования. Инфильтрация и приток со стороны не восполняют эксплуатируемое количество подземных вод, и их уровни стремятся к снижению. Вследствие глубокого залегания уровня инфильтрация занимает подчиненное положение, и гидродинамические процессы определяются главным образом притоком со стороны.

Выявление тенденций изменения гидродинамических процессов и водообмена позволили выполнить райониро-

вание территорий Апшеронского полуострова по водопроницаемости пород зоны активного водообмена. Полуостров в целом характеризуется низкими водопроницаемостями. На основной части территории они составляют до 20 м²/сут. Относительно лучшими значениями характеризуются территории Бина-Гоусанского, Нардаран-Бильгинского плато, где водопроницаемость более 100 м²/сут. На территории пос.Маштага, Мардакян, Тюркян, Зыря, Шувелян водопроницаемость составляет 20–50 м²/сут. На территории Бакинской мульды относительно высокая водопроницаемость (более 50 м²/сут) свойственна Кишлинскому плато. Небольшая территория между пос.Ахмедлы, 8-й км и НЗС занята отложениями с водопроницаемостью более 100 м²/сут. Для большей части территории мульды характерна водопроницаемость 20–50 м²/сут.

Нами прослеживались изменения водопроницаемости зоны активного водообмена за 1960, 1970, 1980, 1990, 1995 гг. Такая необходимость возникла в связи с тем, что в зависимости от изменения глубины залегания уровня подземных вод изменяется мощность зоны активного водообмена, соответственно изменяются водопроницаемости, являющиеся производными мощности водоносного комплекса и коэффициента фильтрации. Соблюдается закономерное увеличение водопроницаемости на площадях увеличения уровня подземных вод. Более ярко это выражено в пределах Бина-Гоусанской мульды. Если в 1960 г. в пределах мульды площадь с водопроницаемостью более 100 м²/сут составляла около 6 км², то в 1995 г. эта площадь увеличилась до 18 км². Наблюдается увеличение водопроницаемости также и по другим участкам, но эти изменения не доходят до уровня, изменяющего общие тенденции.

Таким образом, начиная в основном со второй половины 50-х годов, наблюдается закономерное повышение уровня подземных вод, увеличение водопроницаемости пород зоны активного водообмена, идет процесс подтопления отдельных территорий.

О происхождении загадочных структур Бушвельдского комплекса, именуемых «рытвинами»

А.П.ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ)

Проявленные в Бушвельдском магматическом комплексе (рис. 1) своеобразные, обычно рудоносные образования, именуемые «рытвинами» (potholes) остаются не до конца выясненными в отношении их происхождения. Мы имели возможность наблюдать некоторые из них в обнажениях и горных выработках во время полевых экскурсий по Бушвельдскому комплексу в рамках 8-го Международного платинового симпозиума (Растенбург, 1998) с последующим изучением полученных каменных и других фактических материалов. В результате сформировались выводы, несколько отличающиеся от известных в литературе взглядов на происхождение этих загадочных структур.

Под «рытвинами» понимаются обычно округлые погружения выпележающих слоев в нижележащие без видимых признаков прогибания, вытеснения или ассимиляции последних. Размеры «рытвин» изменяются от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров в диаметре и от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров по глубине. Края «рытвин» нередко асимметричны: один бок — крутой и подрезанный, а другой имеет более пологий наклон, направленный внутрь. Отсутствует какая-либо ориентация в этой асимметрии [7]. «Рытвины» проявлены на различных горизонтах разреза Бушвельдского комплекса, но больше всего их отмечено в интервале критической зоны (см. рис. 1, б). Наиболее полно изучены «рытвины» Рифа Меренского, представляющего собой промышленный платино-сульфидоносный горизонт.

Критическая зона характеризуется повышенной расслоенностью пород, выраженной в переходе от полосчатого норита к разнообразным чередованиям пироксенита, норита, анортозита и хромитита. В отличие от нижележащей зоны породы и минералы Критической зоны имеют менее магнезиальный состав (MgO до 27%, ортопироксен Fs_{18-24}), в них мало оливина, но содержится повышенное количество хромита, образующего скопления в виде многочисленных прослоек и пластов, нередко имеющих промышленное значение. Плагноклаз пород этой зоны изменяется по составу в пределах An_{78} (центр зерен) $\rightarrow An_{68} \rightarrow An_{82-85}$ (край), т.е. характеризуется обратной зональностью зерен.

В верхней части Критической зоны расположен знаменитый Риф Меренского, состоящий из двух грубозернистых пироксенитовых слоев, разделенных габброидными породами — норитом и анортозитом. Мощность его изменяется от 4 см до 9 м при удивительно большой протяженности по простиранию (более 200 км). Главные породообразующие минералы Рифа — бронзит (Fs_{24} 73—64%), моноклинный пироксен (около 17%), плагноклаз (An_{73-85} 16—25%), оливин (Fo_{80-78}) и хромит. Сульфиды и платиноиды приурочены преимущественно к узким полоскам хромититов. Сульфидная фракция в основном представлена халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциацией, составляющей 2—5% породы. Платиновые элементы образуют как минеральные формы (бреггит, ферроплатина, сперилит и др.), так и изоморфные примеси в сульфидах, находясь в следующих соотношениях (в %): платина 60; палладий 27; рутений 5; родий 2,7; иридий 0,7; осмий 0,6. В сульфидных рудах присутствуют также золото, серебро, цинк и другие элементы.

Циклическая пачка Рифа Меренского перекрыта почти идентичным циклом, состоящим из пироксенита, норита, пятнистого и пестрого анортозита. Причем каждый из этих слоев имеет несколько большую мощность, чем его аналог в Рифе Меренского. Данная пачка названа Риф Бастард (побочный риф) (см. рис. 1, б), а вся ассоциация пород — Цикл Бастард. Верхняя часть пестрого анортозита определяет верхний предел распространения расслоенной (Критической) зоны. Пироксенит Рифа Бастард почти не отличается от такового Рифа Меренского, а вдоль его нижнего, чрезвычайно резкого контакта с анортозитом обычно проходит тонкий хромититовый слой мощностью 1 мм и более. Хромит сопровождаются сульфиды и низкое содержание платиноидов.

Висячем боку Рифа Меренского последовательность смены пород остается, по существу, неизменной, в лежащем — резко изменяется от одного района к другому. Считается, что последнее связано с несогласными соотношениями Рифа с подстилающими слоями. Чрезвычайная литологическая изменчивость Рифа Меренского затрудняет его определение. Для рудника Растенбург оно сведено к следующему [8]: плагноклазосодержащий (фельдшпатоидный) ортопироксенитовый, оливин-ортопироксенитовый, или гарцбургитовый слой, обогащенный в промышленных количествах сульфидами цветных металлов и элементами платиновой группы. Структура крупнозернистая, пегматоидная, частично пегматоидная или среднезернистая. Тонкие хромититовые слои (от двух до четырех) ограничивают верхние и нижние пределы промышленной минерализации. По минералогическим критериям выделяют несколько типов Рифа Меренского: 15 в руднике Растенбург, 7 в Юнион, 11 в Аманделбалт и 2 в Аток.

Для Рифа характерно проявление двух типов структур: «рытвины» (potholes) (рис. 2, 3), и «холмы» (koppies) — локальные куполообразные выступы Рифа. Первоначально они были обнаружены в Рифе Меренского, но впоследствии встречены и в Рифе Бастард, а также в различных хромититовых пластах (рис. 4).

Форма типичных «рытвин» — округлая или эллиптическая, диаметром от 9 см до 300 м. Глубина их изменяется от 30 см до 60 м и более. Обычно, чем больше диаметр впадин, тем больше их глубина. Подстилающие породы вдоль края впадин и ниже не нарушены, в них отсутствуют синклинальные структуры, имеющиеся в Рифе. В то же время расслоенные породы висячего бока вплоть до Рифа Бастард и выше него повторяют эти обращенные вниз изгибы, амплитуда которых постепенно уменьшается с увеличением расстояния от Рифа.

О происхождении «рытвин» существуют различные мнения. Шмидт [12] и позже Фергусон и Бота [9] предположили, что «рытвины» были сформированы сильными потоками завихрения и размыванием магмой ранее сформированных пород дна магматической камеры. Каузинс [6] рассматривал «рытвины» как структуры-оползни, возникающие в результате плотностной несбалансированности относительно тяжелых пироксенитового и хромититового слоев Рифа Меренского с подстилающими более легкими, частично консолидированными и, возможно, богатыми летучими анортозитовыми слоями. По его словам, он не смог, объяс-

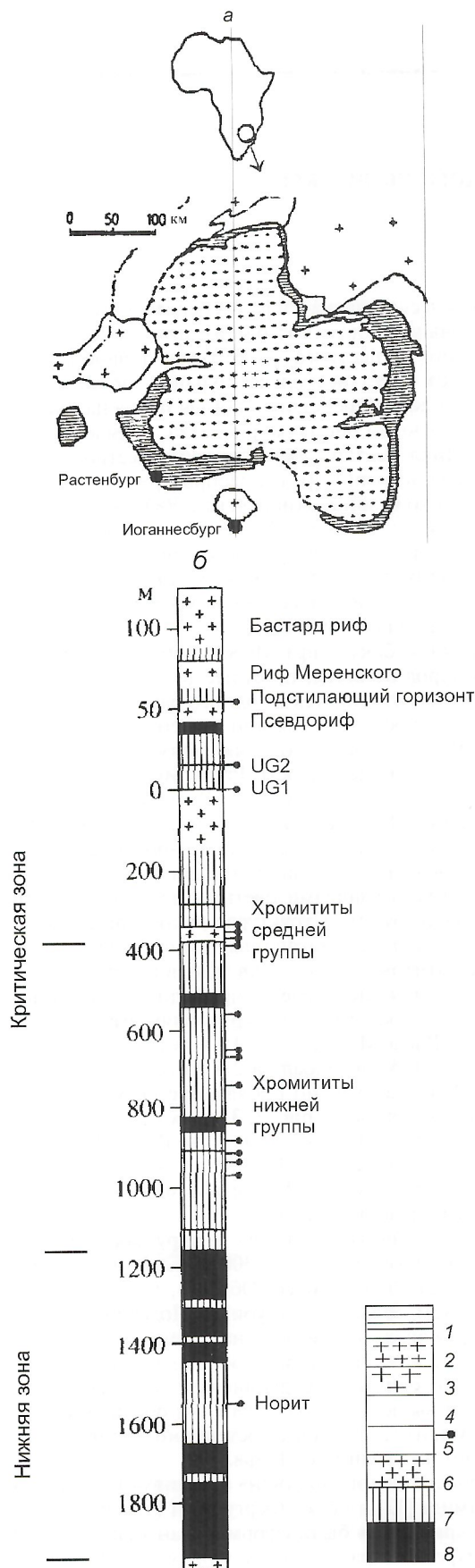


Рис. 1. Схема размещения (а) и стратиграфическая колонка нижней части (б) Бушвельдского магматического комплекса [8]:

породы Бушвельдского комплекса: 1 — мафические, 2 — фельзические; 3 — граниты архея; 4 — породы Трансваальской серии; 5 — хромититовые слои; 6 — норит-анортозитовые породы; 7 — пироксениты; 8 — оливинсодержащие породы

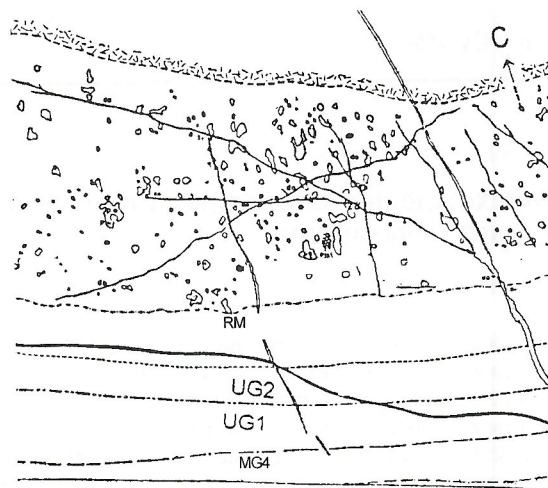


Рис. 2. Площадь наибольшей концентрации «рытвин» (оконтуренные участки) в пределах рудника Растенбург, юго-западная часть Бушвельдского комплекса; м-б 1:100 000; показаны «рытвины» глубиной более 4 м [13]:

RM — Риф Меренского; UG1, UG2, MG4 — хромититовые слои

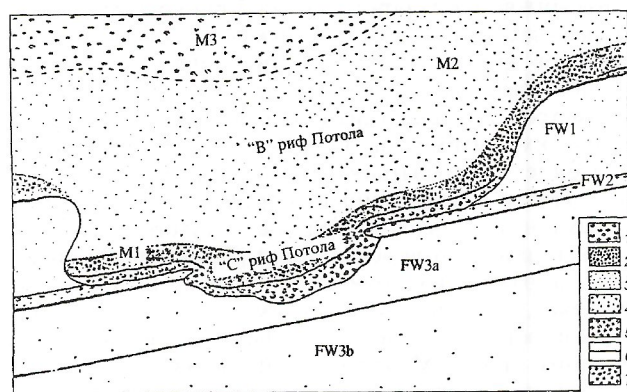


Рис. 3. Обобщенный разрез «рытвин» рудника Импала [10]:

анортозит: 1 — пестрый, 2 — пятнистый; 3 — анортозитовый норит; 4 — норит; 5 — пироксенит; 6 — хромититовый слой; 7 — пегматоид; M1—M3 — слои Рифа Бастард; FW — слои, подстилающие Риф Меренского

нить, куда исчезает вещество при формировании пустот, в которые сползает Риф [1]. Берри (Barry, 1964, [13]) на основе данных по руднику Растенбург образование «рытвин» также связывал с оползневыми процессами и действием летучих. К тому же он отметил генетическую связь «рытвин» и «холмов». Либ-Дю Тойт [10], не подвергая сомнению реальность вихревых потоков, считает, что они были медленными и проявлялись только в заключительную стадию вследствие рассеяния (диссипации) энергии, вызванной сползанием слоев. Возникающий при этом вихревой поток придавал округлую форму образующейся «рытвине». Согласно Каузинсу [6], констатируется, что легкие породы лежащего бока локально расплавились и становились плавучими, поэтому свободно «плавали» и смешивались с анортозитовой жидкостью перекрывающей части разреза. Фон Грюнвельд [10] на основании присутствия в «рытвинах» пегматоидных образований (пегматоидов замещения) высказал мнение, что рытвины, возможно, сформировались предпочтительно в областях, где имела некоторая концентрация интеркумулусного жидкостного потока и где кумулаты менее консолидированы, чем в окрестности. Однако, как отметил Либ-Дю Тойт [9], в поле рудника Импала отсутствуют прямые доказательства связи между пегматоидами замещения и «рытвинами».

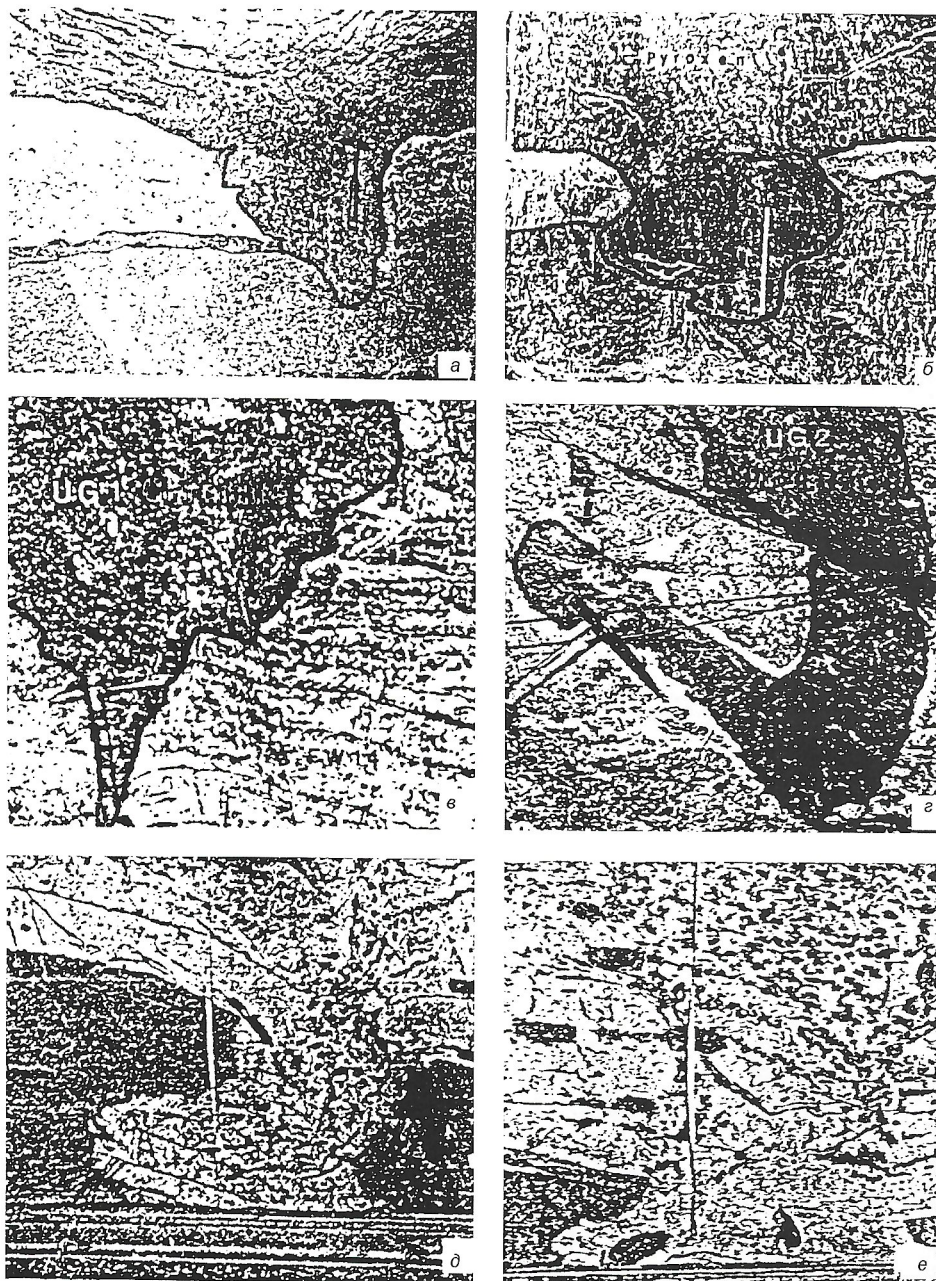


Рис. 4. Структуры типа «рытвин» — строение и формы проникновения вышележащих слоев в нижележащие:

a — пироксенит Рифа Меренского в норит-анортзитовом слое с частичным нарушением «Маркера лежащего бока», рудник Растенбург [13]; *б* — пироксенит Рифа Меренского в подстилающих породах («С» Риф Потола, см. рис. 3), рудник Импаля [10]; *в* — хромитит слоя UG2 в подстилающем норит-анортзитовом слое, рудник Импаля [10]; *г* — хромититовый слой UG2 в норит-анортзитовом слое, рудник Импаля [10]; *д* — анортзит в подстилающих породах, рудник Растенбург, длина масштабной рулетки 1 м [13]; *е* — анортзит, содержащий включения пироксенита, в подстилающих породах, рудник Растенбург, длина масштабной рулетки 1 м [13]

В представлении других исследователей [5] флюидно-оползневая модель формирования «рытвин» выглядит следующим образом (рис. 5). Под воздействием тектонических движений, связанных с добавлением в камеру магм, или в результате нагрузки плотной магмы, происходили разрыв и смещение верхних кумулятивных слоев. В образующемся пространстве путем осаждения кумулюсных фаз из кристаллизующейся магмы формировались породы «рытвин» с участием поступающих снизу магматических флюидов.

Видно, что в большинстве случаев дно «рытвин» субпараллельно плоскости контакта слоев и их наклону (см. рис. 3). Это свидетельствует о том, что «рытвины» образовались до появления наклонов, в горизонтальном положении. Если бы «рытвины» формировались после или во время наклона слоев, то они заняли бы несогласное (суб-

вертикальное) положение, а подвижный материал образующихся осадков, смещаясь, привел бы к «раздувам» и нарушению выдержанности петрографических горизонтов.

Механизм формирования «рытвин» лучше всего раскрывается в небольших структурах, позволяющих одновременно наблюдать все их особенности (см. рис. 4), в отличие от крупных «рытвин», представление о которых составляется по отдельным редким пересечениям горных выработок и буровых скважин. Погружающийся в подстилающие породы материал характеризуется слоистым строением (см. рис. 4, *a*), испытывающим нарушение в виде синклинального прогиба, переходящего в центральной части в «воронку», стягивающую верхние слои (см. рис. 4, *д*, *е*). Слои и прослойки не проявляют каких-либо признаков увеличения их мощности в прогнутых частях, т.е. их накопление и образование не контролировались нижележа-

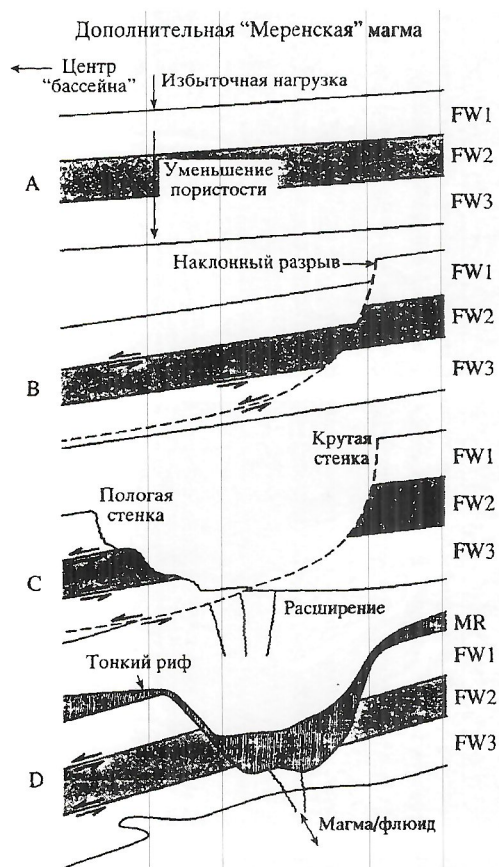


Рис. 5. Оползневая модель образования «рытвин» Рифа Меренского [5]:

MR — Риф Меренского; FM1—FM3 — нижележащие слои



Рис. 6. Форма проникновения нагреваемой снизу жидкости в вышележащую более холодную жидкость [4]:

стадии: а — поздняя, б — ранняя

щими локальными структурами («рытвинами»). Следовательно, «рытвины» формировались после образования вышележащих горизонтов. О более раннем формировании опускающихся слоев по отношению к «рытвинам» говорил также Каузинсом [1] на основании данных, полученных Берри (Ваггу, 1964, [13]) при изучении соотношений Рифа Меренского и «рытвин» с разрывными нарушениями. Таким образом, поверхность «рытвин» на время их об-

разования была перекрыта осадками и не имела непосредственного контакта с вышележащим магматическим расплавом. Следовательно, формирование «рытвин» не могло быть связано с вихревыми течениями и оползновыми процессами, сопровождавшимися заполнением углублений веществом из расплава.

Структура опускающегося в «рытвины» вещества и характер распределения в нем минеральных фаз свидетельствуют о том, что оно было текучим и, вероятнее всего, представляло собой неконсолидированный осадок. Характер соотношения опускающегося вещества с вмещающим материалом указывает, что и последний был подвижным, по крайней мере, не до конца консолидированным. Об этом свидетельствуют округлые и каплевидные формы соотношений между ними, характерные для подвижных сред и обусловливаемые силами поверхностного натяжения (рис. 6).

Как известно, зерна кумулюсных минералов обычно не срастаются между собой и остаются подвижными до момента окончания кристаллизации интеркумулятивной жидкости. Следовательно, на ранней стадии кумулюсные слои находятся в состоянии, соответствующем осадкам минеральных частиц водных бассейнов, «пористость» которых (объем межзерновых пространств) составляет 50—80%. Не меньшую, а возможно, и большую «пористость» должны были иметь и осадки магматического резервуара, т.к. плотность их твердых частиц на значительно меньшую величину (десятичные доли грамма на кубический сантиметр) отличается от плотности окружающей жидкости (расплава), чем осадочных частиц водного бассейна, где плотностная разность «кумулуса» и «интеркумулуса» составляет более 1 г/см³.

Некоторые дополнительные сведения о количественных соотношениях между кристаллами осадка и интеркумулятивной жидкости можно получить из опытов, описанных Уэйджером и Брауном [3]. В них использовались пластинки листового алюминия, по форме похожие на кристаллы плагиоклаза из пород нижней части расслоенной серии Скейгаардской интрузии. При свободном осаждении пластинок в мерном цилиндре возникал рыхлый «осадок»; 50% общего объема осадка приходилось на долю воды. При встряхивании пластинки располагались более плотно, и количество интеркумулятивной жидкости уменьшалось примерно до 40%. В литературе имеются также сведения об экспериментальных данных по осаждению кристаллов оливина в выделяющем их расплаве. Достигнутая максимальная концентрация кристаллов оливина под действием силы тяжести составила около 70% объема осадка.

Не полностью консолидированное вещество подстилающих (вмещающих) горизонтов, как следует из приведенных данных, имело значительный объем межзернового пространства (не менее 30%), достаточный для размещения опускающегося материала, количество которого на площадях максимального развития «рытвин» составляет не более 10% (см. рис. 2), как показали проведенные нами расчеты.

Однако в спокойном состоянии, т.е. в условиях действия только гравитационного фактора, перемещение материала вышележащего слоя в нижележащий не происходит из-за недостаточности гравитационной силы для преодоления межзерновых трений. Но это усилено сейсмическими сотрясениями, постоянно присущим магмоактивным зонам [2]. Под действием сотрясений неконсолидированное вещество становится текучим и движется в направлении достижения гравитационного равновесия, т.е. вниз, уплотняя при этом нижележащие слои и вытесняя из них интеркумулятивную жидкость. Исходя из наблюдаемой концентрации «рытвин» на отдельных участках, можно считать, что их образование связано с локальными сотрясениями в отличие от общей расслоенности комплекса,



Рис. 7. Слои высокой степени уплотненности зерен кумулюсных минералов [3, 11]:

а: Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Рл — плагиоклаз; б: Ол — оливин

обусловленной, вероятнее всего, региональными и глобальными сейсмическими процессами [2].

Перемещение «тяжелого» материала в подстилающий «легкий» под воздействием сотрясений воспроизведено нами в опытах. Использовались мономинеральные фракции основного плагиоклаза и бронзита комплекса Стиллутер, размером от 0,05 до 0,5 мм. Материал помещался в различные по размеру обычно прозрачные цилиндрические сосуды. Слой плагиоклазовых зерен покрывался слоем зерен пироксена. К минеральным зернам добавлялась вода, заполнявшая межзерновые пространства и создававшая верхний третий слой. Сотрясения осуществлялись несколькими способами: постукиванием дном сосуда о пластиковую пластину, лежащую на столе; точечными ударами снизу по дну сосуда (при сечении сосуда более 3 см); «сейсмовибрацией» на вибрационном аппарате. Во всех случаях сотрясения приводили к погружению слоя пироксена в плагиоклазовый вплоть до полного его перемещения в нижнюю часть сосуда. Причем до начала погружения наблюдалось общее понижение уровня (верхней границы) твердого вещества. Оно вызвано уплотнением слоев, сопровождавшимся вытеснением из межзерновых пространств воздушных обособлений, оставшихся после заполнения исходного материала водой.

При общем сотрясении (первый и третий варианты) погружение проходило в основном по границе со стенкой сосуда: пироксеновая масса перемещалась вниз как языковидный поток, иногда с некоторыми осложнениями его формы. В сосудах с небольшим сечением (около 1 см) с противоположной стороны наблюдался симметричный пироксеновому подъем плагиоклазового слоя. При сечении сосуда 1,5—2 см опускание пироксенового слоя проходило с двух противоположных сторон, а подъем плагиоклазового слоя между ними. Локальные (точечные) удары по центральной части сосуда с поперечным размером 5—8 см (второй вариант) вызывали соответствующее локальное погружение пироксенового слоя в местах точечных сотрясений.

Описанные опыты характеризуют поведение и взаимоотношение различных по плотности подвижных минеральных слоев в двух обстановках: в состоянии покоя, испытывая только силу тяжести, и в условиях сотрясений — «сейсмо»-гравитационного воздействия. В состоянии покоя, как говорилось выше, гравитационная сила не вызывает каких-либо перераспределений различающихся плотностью веществ из-за недостаточности ее для преодоления межзерновых трений, в первую очередь, нижележащего слоя. Сотрясение же слоев за счет добавочной «сейсмической» энергии преодолевает силу трения и обеспечивает движение веществ в сторону гравитационного равновесия.

Рассмотренные закономерности имеют общее значение и проявляются во всех случаях, в т.ч. при становлении расслоенных магматических комплексов. Признаки уча-

стия сотрясений в образовании расслоенных пород — мономинеральность, высокая степень уплотненности и субвертикальное положение зерен кумулятивных горизонтов (рис. 7). Последнее обусловлено тем, что при сотрясениях удлиненные тесно расположенные частицы принимают вертикальное положение, как энергетически наиболее выгодное.

Существующее мнение о том, что плотная упаковка зерен кумулюсных минералов обусловлена дорастанием их за счет интеркумулятивной жидкости [3], не имеет достаточных оснований. Обычно кумулюсные минералы мало изменяются по химическому составу от центра к периферии зерен, а интеркумулятивная жидкость существенно отличается от расплава, кристаллизующего кумулюсные минералы. Поэтому последние могут только незначительно реагировать с интеркумулятивной жидкостью, которая в основном формирует собственную интеркумулюсную минеральную ассоциацию. Некоторым исключением из этого могут быть кумулюсные кристаллы плагиоклаза, находящиеся в окружении плагиоклазового интеркумулуса и образующие соответствующие интеркумулусу краевые зоны. Иначе говоря, интеркумулусное пространство заполняется преимущественно интеркумулусными фазами и не может быть занято кумулюсными минералами без принудительного вытеснения интеркумулятивной жидкости, которое осуществляется механическим путем под воздействием сейсмо-гравитационного эффекта [2].

Исходя из изложенных данных, представляется следующая схема образования загадочных структур, названных «рытвинами» (рис. 8). Над практически полностью закристаллизованным (твердым) слоем расположены кумулятивные осадки, сохраняющие подвижное состояние (см. рис. 8, а). Нижние из них менее подвижны и частично консолидированы, но имеют не менее 30% межзернового пространства. Под действием локальных (и, возможно, региональных) сейсмических сотрясений более подвижные и обычно более тяжелые верхние слои проникают в нижние, уплотняя последние с вытеснением из них интеркумулятивной жидкости.

Места проникновения вышележащего материала в подстилающие горизонты, возможно, представляли собой наиболее ослабленные участки фронта кристаллизации. Они возникали в результате солидификации интеркумулятивной жидкости, которая сопровождалась уменьшением объема вещества (для расплава основного состава до 8%). Образующиеся при этом трещины имеют довольно равномерное сетчатое распределение, подобно тому, как это наблюдается при остывании лавовых озер. Пересечение трещин — наиболее подходящие участки для заложения структур типа «рытвин».

Размеры «рытвин» изменялись в зависимости от степени ослабленности поверхности подстилающих слоев и их «пористости», плотности и подвижности опускающегося

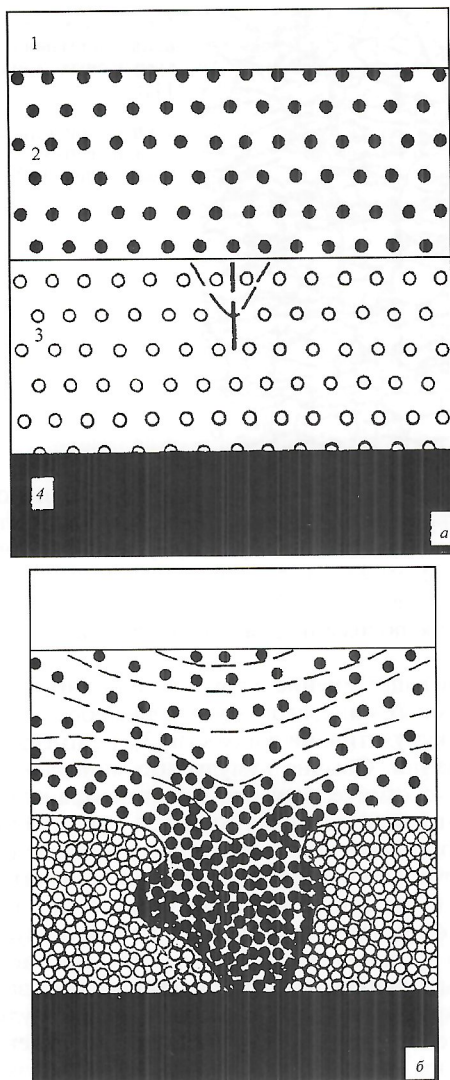


Рис. 8. Плотностная модель образования «рытвин»:

стадии: а — начальная, б — конечная; 1 — расплав; слои: 2 — неконсолидированный, 3 — слабо консолидированный, 4 — полностью консолидированный

материала, длительности сотрясений. Наблюдаемые наиболее крупные «рытвины», как отмечалось в работе [10], могли формироваться за счет объединения нескольких меньших по размеру «рытвин». Глубина проникновения «рытвин» определялась состоянием подстилающих слоев, их «рыхлостью» и способностью к уплотнению. Первый полностью затвердевший горизонт становился препятствием для дальнейшего проникновения опускающегося вещества и выполнял роль «Маркера лежащего бока». Иногда отмечается небольшое клинообразное проникновение материала «рытвин» в твердое дно (см. рис. 4, в), но это, вероятно, достигалось за счет локальных разрывов сплошности. Следовательно, по глубине «рытвин» можно судить о мощности не до конца консолидированной толщи фронта кристаллизации магматического комплекса.

В некоторых случаях компенсация объема опускающегося вниз материала происходила не только за счет горизонтального уплотнения подстилающих (вмещающих) горизонтов, но и путем воздымания последних, что приводило к образованию положительных структур типа «холмов» (корпии). Опускаясь в подстилающие породы материал затвердевал позднее вмещающей среды и, по существу, представлял собой инородное тело с особыми реологическими свойствами. Его ослабленные границы с

вмещающими породами были доступны для проникновения флюидной составляющей, которая осуществляла перекристаллизацию минеральных фаз и образование собственных «рытвин» пегматоидных пород.

Таким образом, из рассмотренного материала следует, что главная генетическая сущность структур типа «рытвин» состоит в перемещении вещества вышележащих слоев в нижележащие за счет уплотнения последних под действием сейсмо-гравитационного эффекта. Рассмотренный в упрощенном виде механизм формирования «рытвин» в реальности может быть осложнен различными дополнительными факторами, обуславливающими наблюдаемое многочисленное разнообразие структур данного типа. Но основная суть его — сейсмо-гравитационная природа и уплотнение вмещающей среды — остаются неизменными.

Из изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Структуры типа «рытвин» представляют собой участки опускания вещества подвижных вышележащих слоев в менее подвижные подстилающие слои под действием сейсмо-гравитационных сил и за счет уплотнения окружающей среды.

2. Образование «рытвин» проходило на фронте кристаллизации и сейсмо-гравитационной дифференциации магматического комплекса в не полностью консолидированных слоях кумулятивных осадков.

3. Структуры типа «рытвин» могли возникать, по существу, на всех уровнях и при всех соотношениях («легких» и «тяжелых») контактирующих слоев. Иницирующий и главный силовой фактор образования «рытвин» — сейсмический эффект в сочетании с гравитационным.

Автор благодарит Оргкомитет 8-го Международного Платинового Симпозиума во главе с доктором К.А.Ли за предоставленную возможность участвовать в работе Симпозиума и полевой экскурсии по Бушвельдскому комплексу, а также члена-корреспондента РАН Ю.Г.Сафонова и профессора В.В.Дистлера за содействие в осуществлении этой возможности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каузинс К.А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд // Магматические рудные месторождения. М., 1973. С. 172—183.
2. Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность магматических комплексов как результат сейсмических импульсов и сейсмограмма становления стратифицированных интрузий // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 66—72.
3. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970.
4. Элдер Дж. Количественное лабораторное изучение динамических моделей магматических интрузий // Механизм интрузий магмы. М., 1972. С. 213—229.
5. Carr H.W., Groves D.I., Cawthorn R.G. The importance of synmagmatic deformation in the formation of Merensky Reef potholes in the Bushveld Complex // Econ. Geol. 1994. Vol. 89. P. 1398—1410.
6. Cousins C.A. The platinum deposits of the Merensky Reef // The Geology of Some Ore Deposits in Southern Africa. 1964. P. 225—237. II. Geol. Soc. S. Afr.
7. Cousins C.A. The Merensky Reef of the Bushveld Igneous Complex // Magmatic Ore Deposits. Monogr. Econ Geol. 1969. Vol. 4. P. 239—251.
8. Cawthorn R.G., Lee C.A. Bushveld Complex excursion field guide. 8th, International Platinum Symposium. Rustenburg. 1998.
9. Ferguson J., Botha E. Some aspects of igneous layering in the basic zones of the Bushveld Complex // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1963. Vol. 66. P. 259—278.
10. Leeb-Du Toit A. The Impala Platinum Mines // Mineral Deposits of Southern Africa. 1986. P. 1091—1106.
11. Naldrett A.J., Wilson A.H. Horizontal and vertical variations in noble-metal distribution in the Great Dyke of Zimbabwe: A model for the origin of the PGE mineralization by fractional segregation of sulfide // Chemical Geology. 1990. Vol. 88. P. 279—300.
12. Schmidt E.R. The structure and composition of the Merensky Reef and associated rocks on the Rustenburg platinum mine // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1952. Vol. 55. P. 233—279.
13. Viljoen M.J., Hiebert R. The Rustenburg section of Rustenburg platinum mines limited, with reference to the Merensky Reef // Mineral Deposits of Southern Africa. 1986. P. 1107—1134.

Памяти Александры Федоровны Якушовой

11 февраля 2001 г. скончалась замечательный педагог, заслуженный профессор Московского университета, старейший преподаватель геологического факультета, профессор кафедры динамической геологии Александра Федоровна Якушова.

Творческая судьба А.Ф.Якушовой с 1945 г. тесно связана с Московским университетом. Здесь она сначала работала старшим преподавателем, с 1947 г. доцентом, а с 1961 г. профессором кафедры динамической геологии. Многие поколения студентов помнят яркие лекции Александры Федоровны по общей геологии, которые во многом определили их отношение к своей профессии, и считали ее своим первым учителем.

А.Ф.Якушова родилась 25 декабря 1907 г. на хуторе Волыный Урюпинского уезда Царицынской губернии в крестьянской семье. После окончания школы она два года работала учительницей. В 1927 г. поступила на геологическое отделение физико-математического факультета МГУ, а в 1932 г. окончила Московский геологоразведочный институт по специальности инженер-геолог. С 1932 по 1946 гг. А.Ф.Якушова работала по специальности на крупных стройках страны (канал Москва—Волга, Куйбышевский гидроузел и др.). Нелегкие это были годы, и ей, молодому специалисту, с одной стороны, повезло, т.к. подобного масштаба строительства не знала наша страна. Именно здесь впервые были найдены новые оригинальные решения многих вопросов отечественной инженерной геологии. С другой стороны, в то время специалист не имел права на ошибку.

Без отрыва от производства Александра Федоровна закончила аспирантуру в лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР и под руководством академика Н.С.Шатского защитила диссертацию «Карст карбонатных пород на Русской равнине».

Уже работая в Московском университете, в 1947—1955 гг. А.Ф.Якушова участвовала в комплексных исследованиях, связанных с проблемой орошения и обводнения засушливых районов европейской части СССР. В 1956 г. она была командирована в КНР, где работала в составе Советско-Китайской экспертной комиссии по определению возможности строительства высоконапорных гидростанций на р.Янцзы и выработке рекомендаций по дальнейшим инженерно-геологическим исследованиям. С 1957 г. А.Ф.Якушова изучала новейшие тектонические движения земной коры и их отражения в современном рельефе. На примерах различных по геологическому строению районов при ее участии была разработана методика структурно-геоморфологических исследований в связи с поисками нефтяных и газовых месторождений на территории Прикаспия, Восточного Предкавказья, междуречья Волга—Дон, в Прибалтике, западной части Сибирской платформы. Под ее руководством защитили диссертации 10 молодых специалистов, творческие контакты с которыми она поддерживала всю жизнь.

А.Ф.Якушова опубликовала более 100 научных работ. Ею созданы самостоятельно и в соавторстве с другими учеными факультета несколько основополагающих учебников и учебных пособий по общей геологии, по которым обучаются студенты геологических, почвенных и географических специальностей российских университетов и институтов. Учебник «Общая геология», написанный в соавторстве с профессором Г.П.Горшковым, был переведен



на английский, испанский, французский и китайский языки.

А.Ф.Якушова удостоена многих правительственных наград. В 1937 г. за работу на строительстве канала Москва—Волга награждена орденом Трудового Красного Знамени, за участие в работе Главоборонстроя НКО — медалями «За оборону Москвы», «За доблестный труд в Великой Отечественной войне». В 1961 г. награждена еще одним орденом Трудового Красного Знамени, в 1969 г. Почетной грамотой Верховного Совета РСФСР, 1976 г. Почетной грамотой ЦК ВЛКСМ, затем орденом Ленина, а также медалями: в 1956 г. — КНР «Дружба», 1983 г. Мингео СССР «За заслуги в разведке недр». В 1993 г. удостоена звания «Заслуженный профессор МГУ».

В последние годы, несмотря на тяжелую болезнь, А.Ф.Якушова продолжала активно работать над новым учебником по геологии для студентов почвенного факультета, не теряла связи со своими коллегами, принимая активное участие в важнейших событиях кафедры и факультета.

Добрая память об этом светлом человеке, первом учителе, наставнике и добром друге навсегда останется в наших сердцах.

*Ученики, друзья, коллеги
Редколлегия журнала*

Памяти Евгения Михайловича Лазько

27 сентября 2000 г. умер Евгений Михайлович Лазько, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии УССР, заслуженный деятель науки УССР.

Евгений Михайлович родился 15 сентября 1915 г. в г.Воронцово-Александровск Ставропольского края. Трудовую деятельность начал в 1930 г. в качестве ученика, а затем электрослесаря на одной из угольных шахт г.Новошахтинск Ростовской области. В 1933—1934 гг. работал электромонтером на Свирьстрое. С 1934 г. он студент геологического факультета Московского геологоразведочного института. В 1939 г. Е.М.Лазько закончил институт с отличием и был принят в аспирантуру. Обучение в аспирантуре он совмещал с производственной геологической работой в качестве главного геолога, а затем начальника геологической партии Всесоюзного треста «Главзолото». В годы Великой Отечественной войны Е.М.Лазько, находясь на должностях главного инженера крупных геологических экспедиций, выполнял правительственные задания по поискам, разведке и добыче пьезооптического минерального сырья в Средней Азии и Восточной Сибири. Вклад Евгения Михайловича в развитие минерально-сырьевой базы СССР в военные годы был отражен в юбилейном сборнике «Советская геология за 30 лет» (1947). В нем работы Е.М.Лазько отмечены в ряду достижений по изучению месторождений золота и пьезокварцевого сырья на Алдане, где под его руководством был оконтурен крупнейший в СССР хрусталеносный район, который по ресурсам и качеству сырья имел всесоюзное значение.

С 1945 г. началась педагогическая деятельность Евгения Михайловича на кафедре минералогии и петрографии в Московском институте цветных металлов и золота, где в 1946 г. он успешно защитил кандидатскую диссертацию. Его большой опыт изучения месторождений полезных ископаемых в то время использовался правительством для развития минерально-сырьевой базы и экономики послевоенной страны. С 1945 по 1951 гг. Е.М.Лазько — главный геолог экспедиции Министерства цветной металлургии СССР, занимавшейся изучением Нерчинской полиметаллической провинции, позднее — начальник Алтайской экспедиции Министерства геологии СССР, исследовавшей район развития наиболее крупных полиметаллических месторождений страны.

В 1950 г. приказом Министерства Высшего образования СССР Е.М.Лазько был переведен во Львовский государственный университет. Именно тогда в полной мере раскрылся его талант как выдающегося ученого мирового уровня, организатора науки и высшей школы, активного и чуткого педагога. Здесь Е.М.Лазько, как и раньше, совмещал педагогическую деятельность с научно-производственной. С 1951 по 1958 гг. он руководил тематическими исследованиями 10-го Главного управления Министерства геологии по пьезокварцевому сырью, был старшим научным сотрудником и консультантом Всесоюзного научно-исследовательского института пьезооптического минерального сырья. В 50-е годы возглавлял созданную им экспедицию Львовского университета по изучению геологии и пьезокварцевых месторождений Алдана. Результатом этих и предшествующих исследований стала докторская диссертация Е.М.Лазько, которую он защитил в 1955 г. В 1956 г. ему присвоено звание профессора. С 1963 г. он осуществлял научное руководство работами Забайкальской экспедиции научно-исследовательского сектора Львовского университета, а с 1966 г. руководил еще и геолого-формационными исследованиями геологического факультета Львовского государственного университета на территории Украинского щита.



Опыт работы во многих регионах СССР и частично за его пределами, личное знакомство Е.М.Лазько с различными научными, прикладными и производственными проблемами определили широкий диапазон его научно-педагогической деятельности.

Исследования Е.М.Лазько в области геологии докембрия начались и проводились на Алданском щите в 40—50-е годы. Материалы этих региональных исследований, сопоставленные с геологией других раннедокембрийских регионов, позволили Евгению Михайловичу в 1961 г. сделать вывод об особом характере развития земной коры в раннем докембрии, коренных различиях между догеосинклинальной (на протяжении архея) и ранней геосинклинальной (в раннем протерозое) стадиями геологического развития Земли. Эта идея имела революционное значение, т.к. ранний докембрий до этого рассматривался почти исключительно с позиций униформизма геологической истории. Е.М.Лазько фактически впервые применил сравнительный историко-геологический подход к изучению раннего докембрия и наглядно продемонстрировал его в некоторых работах, посвященных сопоставлению архейского и протерозойского осадконакопления, магматизма, метаморфизма и тектонического строения.

В 1964 г. Е.М.Лазько предложил применять парагенетический геолого-формационный анализ Н.С.Шатского для расчленения, сопоставления и корреляции нижнего докембрия. Это событие почти совпало с началом планомерного изучения под руководством Е.М.Лазько докембрия Украинского щита: парагенетический метод формационного анализа был впервые применен на практике именно здесь. Со временем эти исследования привели к формированию Львовской геолого-формационной школы исследования докембрия. Ее работами были существенно усовершенствованы, а в ряде случаев принципиально изменены стратиграфическая схема и схема расчленения гранитоидных комплексов Украинского щита, представления о его структурно-тектонической делимости и внутреннем строении отдельных структурных районов.

Основные результаты комплексного, в т.ч. геолого-формационного исследования докембрия изложены в многочисленных публикациях, автором и редактором которых был Евгений Михайлович. Изданная под его редакцией «Карта геологических формаций докембрия Украинского щита» масштаба 1:500 000 (1991) представляет собой первый в мире опыт составления геолого-формационных карт нижнего докембрия на последовательной парагенетической основе и свидетельствует о практическом завершении формационного расчленения Украинского щита. За разработку основ применения геолого-формационных исследований докембрия и их проведение на Украинском щите Е.М.Лазько был удостоен Государственной премии Украины в области науки и техники (1981) и Награды Ярослава Мудрого АН Высшей школы Украины (1995).

Одна из ярких граней творческого наследия Евгения Михайловича — хрустальная пьезокварцевая проблематика. Большой вклад в создание мощной пьезооптической сырьевой базы СССР и широкая, почти энциклопедическая осведомленность Е.М.Лазько в области кристаллогенеза в целом сделали его в этой области ученым с мировым именем. В 70-х годах он получил официальное назначение на должность международного эксперта ЮНЕСКО по вопросам оценки прогнозных ресурсов и качества пьезооптического сырья в развивающихся странах. С такой задачей он работал в Сомали, Эфиопии и др.

Особое место в творческом наследии Е.М.Лазько занимают многолетние разработки важнейших, временами кардинальных проблем современной теории рудогенеза. Именно он заложил теоретические и практические основы нового в рудной геологии прогрессивного направления — термобарогеохимия (ТБГХ) эндогенных рудных формаций. С 60-х годов оформился ряд самостоятельных разделов комплексного исследования месторождений. Впоследствии эти направления были названы «Прикладная термобарогеохимия», обладающая очень мощным арсеналом специфических методов решения геолого-производственных вопросов на всех этапах геологоразведочного процесса — от рудно-поискового до эксплуатационного.

Многочисленные публикации Е.М.Лазько и его учеников внесли весомый вклад в дальнейшее развитие учения о полезных ископаемых, в особенности гидротермальных месторождений, связанных как с процессами корового магматизма и вулканизма, так и ретроградного метаморфизма. Именно благодаря его работам современная теория постмагматического рудогенеза приобрела надежную физико-химическую основу с четкими оценками как абсолютных значений главных палеотермодинамических параметров, так и относительных характеристик их изменения во времени и пространстве.

Большое внимание Е.М.Лазько уделял развитию концепции глубинных разломов. Вместе с Д.И.Горжевским они выделили и описали Монголо-Охотский глубинный разлом (1961), с Д.П.Резвым (1962) — Закарпатский глу-

бинный разлом и создали ряд обобщающих работ, посвященных глубинным разломам.

Многогранность дарований Евгения Михайловича ярко проявилась в его педагогической деятельности. Во время работы в Высшей школе профессор Е.М.Лазько разработал и прочел много курсов: Геология СССР, Геология и полезные ископаемые Украины, Региональная геология, Полезные ископаемые, Рудные формации, Металлогения и др. Среди них особое место занимает разработка курса «Геология СССР». Результат этой действительно титанической работы — издание в 1962—1971 гг. трехтомного учебного пособия для вузов «Основы региональной геологии СССР». Значение третьего тома этого издания «История формирования структуры» выходит за пределы учебного пособия. В этой книге изложена оригинальная концепция геологического развития земной коры территории СССР от архея до современного этапа. В 1975 г. это учебное пособие было переработано, дополнено и переиздано в двухтомном варианте под названием «Региональная геология СССР». В 70—80-х годах оно считалось основным учебником геологических вузов и факультетов страны.

Общим итогом научно-педагогической деятельности Е.М.Лазько стали более 230 научных работ, в т.ч. восемь личных и шесть коллективных монографий и учебников, семь книг и карт вышло под его редакцией. Среди его учеников 8 докторов наук, профессоров и около 30 кандидатов наук и доцентов. Своим учителем его считают многочисленные последователи среди ученых разных научных учреждений и организаций СНГ.

Большой вклад в науку и высокий научный авторитет Е.М.Лазько были отмечены присвоением ему в 1985 г. звания Заслуженный деятель науки Украинской ССР. Он был участником XXII—XXVII сессий Международного геологического конгресса (1964—1984), членом Международной комиссии по рудообразующим растворам, Межведомственного Тектонического комитета СССР, некоторых Научных советов, таких как Геология докембрия АН СССР, Геохимия земной коры и закономерности рудообразования и Геологическая структура и история геологического развития территории Украины АН УССР, Украинского регионального межведомственного стратиграфического комитета, некоторых редакционных коллегий периодических изданий, председателем и членом Специализированных советов по защите диссертаций, многолетним членом экспертной комиссии ВАК СССР.

Евгений Михайлович Лазько — один из выдающихся ученых-геологов, которые создавали и определяли золотой век героической и романтической советской геологии.

*В.П.Кириллук, А.М.Лысак, Ю.В.Ляхов,
К.И.Свешников, А.А.Сиворонов, Г.М.Яценко
Редколлегия журнала*

Памяти Леонида Федоровича Борисенко

12 мая 1999 г. скончался ведущий научный сотрудник — консультант ИМГРЭ, участник Великой Отечественной войны, доктор геолого-минералогических наук, Лауреат премии и куратор по редким элементам Министерства геологии СССР, ветеран войны и труда, «Отличник разведки недр» Леонид Федорович Борисенко. Он был общепризнанным знатоком нетрадиционных типов месторождений дефицитных редких элементов — скандия и ванадия.

Родился Леонид Федорович 22 ноября 1922 г. в Москве в семье интеллигентных и высокообразованных людей. Л.Ф.Борисенко получил прекрасное воспитание и образование: знал французский, немецкий языки, занимался музыкой.

В 1943 г. Л.Ф.Борисенко закончил Челябинскую военную школу авиамехаников авиации дальнего действия. На фронте (1943—1945 гг.) он был авиамехаником 2-й Орловско-Будапештской гвардейской бомбардировочной авиадивизии (II и III Украинский фронт). Участник боев на Орловско-Курском направлении. Демобилизовался из Советской армии только в марте 1947 г. Имел правительственные награды.

Леонид Федорович после окончания в 1953 г. МГРИ был распределен по заявке члена-корреспондента К.А.Власова во вновь организованную Лабораторию минералогии и геохимии редких элементов АН СССР (ЛАМГРЭ) на должность младшего научного сотрудника. Первая научная тематика, предложенная ему директором Лаборатории, была связана с реализацией Правительственных постановлений с целью выявления наиболее важных скандиевых руд и месторождений, условий для концентрации скандия и установления районов, перспективных для поисков.

Л.Ф.Борисенко на основе анализа литературных данных и собственных исследований по 40 месторождениям разнообразных генетических типов написал монографию «Скандий и его месторождения в СССР» (1956). В ней была разработана первая в мире генетическая классификация месторождений скандия, сделан вывод об удовлетворении его дефицита в стране не за счет собственных месторождений, а при комплексном использовании попутных примесей в месторождениях других металлов (урана, циркония, ниобия, вольфрама и олова).

В дальнейшем скандий занимал основное место в многолетних научных исследованиях Леонида Федоровича. В 1959 г. Л.Ф.Борисенко защитил кандидатскую диссертацию на тему «Скандиевые месторождения Советского Союза и основные черты геохимии, минералогии и генетические типы месторождений». Это была работа мирового значения и первая монография в ИМГРЭ молодых ученых, переведенная и изданная в США (1963).

После защиты диссертации Леонид Федорович расширил круг своих исследований по геохимии, минералогии и сырьевой базе этого элемента. Он одним из первых применил в геологии методы математической статистики для решения некоторых генетических вопросов в геохимии. Им на основе изучения 40 массивов и коматитических серий: пироксенит (перидотит)—габбро—диорит—гранит—сиенит был установлен логнормальный характер распределения скандия и коррелятивные связи его средних содержаний с таковыми железа и кальция. Более детально Л.Ф.Борисенко изучал характер распределения уже комплекса примесных элементов в гипербазитах Урала, Казахстана, Кавказа, что позволило по специфике распределения и характеру коррелятивных связей решать вопросы формационной принадлежности и оценки перспектив рудоносности. Материалы исследований были опубликованы в монографии «Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала» (1966).

Леонид Федорович детально изучил единственный собственный минерал скандия — тортвейтит, впервые открыл и описал скандиевый иксиолит, впервые обнаружил повышенные содержания скандия в вольфрамитовых, касситеритовых ряда грейзеновых месторождений Казахстана, Забайкалья, Северо-Востока и указал на перспективность их на скандий. В качестве перспективного сырья на этот элемент им предложены силикатные хвосты железных руд месторождений качканарского типа (авторское свидетельство № 25573 от 05.02.1963 г.). Все эти материалы вошли в три тома коллективной монографии ИМГРЭ «Геохимия, минералогия, генетические типы месторождений редких элементов»



(1962—1966), изданной под редакцией К.А.Власова. Л.Ф.Борисенко был одним из основных авторов. Эта работа была переведена на английский язык и ей была присуждена Государственная премия СССР за 1967 г.

Результаты исследований 1965—1972 гг. по геохимии, минералогии, генетическим типам месторождений и оценке сырьевой базы ванадия в эндогенных месторождениях СССР легли в основу докторской диссертации Л.Ф.Борисенко, которая была защищена в 1972 г. и опубликована в виде монографии «Геохимия, минералогия и типы эндогенных месторождений ванадия» (1973). Была разработана новая генетическая классификация месторождений ванадия, дана сравнительная оценка ванадийсодержащих руд эндогенных и экзогенных месторождений, доказана возможность комплексного их использования и выделены перспективные районы дальнейших поисков. Леонид Федорович открыл новый ванадиевый минерал — щербинавит. В 1981 г. в ГКЗ при активном участии Л.Ф.Борисенко были определены и утверждены запасы ванадия на Украине.

Научная интуиция, опыт экспедиционных работ во многих регионах страны, серьезность и надежность данных, удивительная трудоспособность и целенаправленность сделали Леонида Федоровича высококвалифицированным специалистом, знатоком месторождений комплексных скандий- и ванадийсодержащих руд. Он автор четырех книг, а также автор и соавтор более 200 статей, участник двух Международных геологических конгрессов.

Л.Ф.Борисенко в 1967—1993 гг. руководил отделом аспирантуры ИМГРЭ, под его научным руководством защитили кандидатские диссертации четыре аспиранта. Л.Ф.Борисенко был членом двух научных советов МГРИ. За методические рекомендации по прогнозированию, поискам и оценке нетрадиционных типов месторождений дефицитных редких элементов Леониду Федоровичу в 1991 г. была присуждена премия Министерства геологии СССР.

В науке Леонид Федорович был скромным человеком, в жизни — скрытым романтиком и поэтом. Особенно ярко его поэтическое дарование проявилось в последние годы. Первый томик его стихов был издан в ИМГРЭ в 1998 г.

*Коллегия Министерства природных ресурсов РФ
Ученый совет ИМГРЭ
Редколлегия журнала*

К 90-летию Сурена Амбарцумовича Мовсисяна

Сурен Амбарцумович Мовсисян — крупный государственный деятель, выдающийся ученый, организатор народного хозяйства и геологической службы Армении, лауреат Государственной премии СССР, доктор геолого-минералогических наук родился 25 сентября 1911 г.

В 1936 г. он с отличием закончил Закавказский индустриальный институт в г.Тбилиси и получил квалификацию инженера-геолога. Трудовую деятельность Сурен Амбарцумович начал на нефтяных промыслах в Баку, а затем продолжил в Институте геологических наук Армянского филиала АН СССР в Ереване. В 1940 г. в Москве, в ИГН АН СССР успешно защитил кандидатскую диссертацию.

Уже первые работы С.А.Мовсисяна, посвященные изучению крупнейшего на Малом Кавказе сложного Мегринского плутона и связанных с ним месторождений полезных ископаемых, охарактеризовали его как серьезного исследователя. Эти работы послужили основой для дальнейшего освоения знаменитого Каджаранского медно-молибденового месторождения.

В 1939 г. еще молодым ученым С.А.Мовсисян возглавил Институт геологических наук АН Армянской ССР. Глубокая научная подготовка и организаторская деятельность Сурена Амбарцумовича способствовали становлению института как центра по изучению геологии и минеральных ресурсов республики.

В 1941 г. Сурен Амбарцумович был направлен на ответственную руководящую работу в Совет Министров Армянской ССР для организации и нормального функционирования горнодобывающей промышленности и цветной металлургии Армении.

В течение более 30 лет С.А.Мовсисян работал в Правительстве Армении, занимая должности председателя Госплана, заместителя председателя Совета министров, председателя Совнархоза, Первого заместителя председателя Правительства Армении. С его именем неразрывно связан быстрый рост многих отраслей промышленности и важнейшие направления социально-экономического развития республики.

Незаурядные способности и удивительное трудолюбие позволили Сурену Амбарцумовичу сочетать ответственную государственную деятельность с научной и педагогической работой. В процессе научных исследований С.А.Мовсисян разработал ряд научно-практических подходов ко многим видам минерального сырья. За открытие и исследование месторождений полезных ископаемых ему в 1950 г. была присуждена Государственная премия СССР.

Результаты многолетних разносторонних исследований С.А.Мовсисяна были обобщены в капитальном труде «Геология рудных месторождений, минерально-сырьевая база, пути ее расширения и перспективы развития горнорудной и металлургической промышленности Армянской ССР», за который Ученый совет МГРИ в 1969 г. присвоил С.А.Мовсисяну ученую степень доктора геолого-минералогических наук. В 1946—1959 гг. С.А.Мовсисян преподавал курс «Методика геологоразведочного дела» на геологическом факультете Ереванского университета.

В 1973 г. при участии и руководстве С.А.Мовсисяна была организована Кавказская лаборатория региональных геолого-экономических исследований ВИЭМС. В 1973—1982 гг. С.А.Мовсисян написал такие работы, как «Комплексные медно-молибденовые месторождения», «Роль минерально-сырьевой базы в развитии производительных сил Армянской ССР», а также много научных



статей и брошюр. Под его руководством выполнены важные работы по оценке состояния и перспектив развития минерально-сырьевой базы Северного Кавказа и Закавказья, геолого-экономической оценке месторождений цветных и благородных металлов.

Достоинством товарищей по работе, учеников и последователей Сурена Амбарцумовича служит не только его научное наследие, но и наглядный пример личной порядочности, ответственности за выполняемую работу. Его отличала строгая внутренняя дисциплина, высокая требовательность, прежде всего, к себе и окружающим. За обликом внешне строгого руководителя скрывался отзывчивый и чуткий человек.

С.А.Мовсисян прожил трудную, напряженную, но очень плодотворную и интересную жизнь. Наряду с государственной и научно-педагогической деятельностью Сурен Амбарцумович вел большую общественную работу. В разные годы он был депутатом Верховного Совета Армянской ССР, депутатом Верховного Совета СССР, председателем комиссии по строительству, членом бюджетной комиссии Армении, неоднократно участвовал в работах парламентских делегаций СССР. Его многолетняя научная, трудовая и общественная деятельность была отмечена высокими правительственными наградами: орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, многочисленными медалями. Память о Сурене Амбарцумовиче Мовсисяне живет в его трудах, делах учеников, сердцах друзей.

*Президиум НАН Республики Армения
Редколлегия журнала*

FUEL MINERAL RESOURCES

- Kravchenko K.N.*
About ontogenetic similarity of the Barrow oil-and-gas-bearing megahigh with unique fields of Alaska and Frantz-Joseph antecline in the Barentz sea 3

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

- Malov N.D.*
Diamond potential of the eastern part of the Baltic shield and its southern slope 11
- Afanasov M.N., Nikolaev V.A., Orlova M.T., Yakobson K.E.*
The first find of diamond accompanying minerals in the Riphean deposits of the Ladoga graben 13
- Yushmanov Yu.P.*
Structural control on gold mineralization within the Soboliny ore node in the central Sikhote-Alin' 15

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Bely V.F.*
Structure and evolution of the Canada- Kolyma quadrant of the Pacific mobile belt 18
- Levin F.D., Fomin V.I.*
Origin of the recent Ural mountains. 31
- Chibrikova E.V., Olli V.A.*
Cambrian and Ordovician deposits of the Southern Urals. . . . 41
- Zagorodnykh V.A.*
Stratigraphy and mineral resources of the Quaternary deposits in the Kaliningrad area. 45

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Romanov V.A.*
Dispersion flows and geochemical balance of the matter. 56

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

- Aizberg R.E., Beskopylny V.N., Starchik T.A., Tsekoeva T.Kh.*
Geodynamic conditions of manifestation of the Late Devonian magmatism in the Pripyat rift zone 61

GEOLOGY AND GEOPHYSICS OF THE WORLD OCEAN

- Yubko V.M., Mel'nikov M.E., Lygina T.I.*
Conditions of localization, structure and age of cobalt-bearing ferromanganese crusts on sea mountains. 66

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Alekperov A.B.*
Regularities of hydrodynamic process development in the zone of active water exchange in the Apsheron natural-technogenic system. 71

DISCUSSIONS

- Likhachev A.P.*
On the origin of mysterious features in the Bushveld complex referred to as «grooves» 75
- Memory of Alexandra Fedorovna Yakusheva. 81
- Memory of Evgeny Mikhailovich Laz'ko 82
- Memory of Leonid Fedorovich Borisenko84 84
- 90th birth anniversary S.A.Movsesyan 90